

ФРУНЗЕНСКИЙ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
И РУДОНОСНОСТЬ
КИРГИЗИИ

г. Фрунзе 1978 год

МИНИСТЕРСТВО НАРОДНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
КИРГИЗСКОЙ ССР
ФРУНЗЕНСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМНАЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ
СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ
МЕТАЛЛОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И РУДОНОСНОСТЬ КИРГИЗИИ

Выпуск 105

ФРУНЗЕ 1978

В сборнике помещены работы сотрудников Фрунзенского политехнического института, Управления геологии Киргизской ССР, Института геологии АН Киргизской ССР, Кадамжайского сурьмяного комбината им. М. В. Фрунзе.

Рассматриваются актуальные проблемы геологии, минералогии и генезиса ведущих в промышленном отношении для Киргизии месторождений цветных и редких металлов.

Ряд статей посвящен формационному анализу осадочных, метаморфических, изверженных пород и дает достаточно цельное представление о геологических и рудных формациях отдельных районов Киргизии.

Материалы сборника могут быть полезными для работников научно-исследовательских, производственных организаций, вузов и студентов геологических специальностей.

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Фрунзенского политехнического
института

Редакция: У. А. АСАНАЛИЕВ (ответственный редактор), А. Б. БАКИРОВ, К. О. ОСМОНБЕТОВ, Э. Х. ФРИЕВ, В. И. НАТУРИН.

КАФЕДРЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ФРУНЗЕНСКОГО ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА 25 ЛЕТ

Кафедра полезных ископаемых зародилась еще в недрах географического факультета Кыргызского государственного университета, где в 1951 году была открыта геологическая специальность.

Организатором и первым заведующим кафедрой был кандидат геолого-минералогических наук доцент Хаджи-Мурат Дзамбулатович Фриев.

Х. Д. Фриев много труда и энергии вложил в организацию учебного процесса по геологической специальности, в формирование кафедры, в состав которой в 1953 г. вошли молодые специалисты, приехавшие из разных концов Советского Союза: Е. П. Паптелеев из Ленинграда, Е. П. Зайченко и С. А. Костромин из Томска, О. В. Плышевский и Л. Н. Вертунов из Ташкента, А. С. Ильясова из Казани, А. П. Голубков, а позже и И. И. Бочкарев из Управления геологии Кыргызской ССР.

Кроме того, для чтения отдельных курсов приглашались: доктор геолого-минералогических наук профессор В. Н. Щербина, академик АН Кыргызской ССР В. М. Попов, бывший начальник Управления геологии Кыргызской ССР В. Н. Голубин, член-корреспондент АН Кыргызской ССР Ф. Т. Каширин.

Х. Д. Фриевым был создан и минералогический музей, являющийся гордостью Фрунзепского политехнического института.

В 1954 г. весь коллектив геологов с лабораторной базой, музеем и тремя курсами студентов был переведен во вновь организованный Фрунзепский политехнический институт.

В настоящее время коллектив кафедры насчитывает 12 человек, из них 2 доктора геолого-минералогических наук и 7 кандидатов геолого-минералогических наук. Из 12 членов кафедры 5 являются выпускниками кафедры полезных ископаемых.

Кафедра полезных ископаемых готовит и выпускает инженеров-геологов по специальности геологическая съемка, поиск и разведка месторождений полезных ископаемых. За время существования кафедры подготовлено 435 инженеров-геологов.

Материальная база кафедры состоит из специализированных аудиторий (региональной и исторической геологии) и кабинетов (петрографии и минераграфии, минералогии, бурения, палеонтологии и исторической геологии). Гордостью кафедры является минералогический музей, который широко используется и для подготовки инженеров-геологов и для популяризации геолого-минералогических знаний. Ежегодно музей посещают многочисленные экскурсии школьников и учителей, слушатели различных курсов.

Вся методическая работа кафедры направлена на совершенствование учебного процесса. С этой целью составлены методические руководства по всем лабораторным и практическим занятиям, по курсовому и дипломному проектированию, по учебным и производственным практикам.

Учебно-геологические практики студентов I и II курсов проводятся в прекрасной природной лаборатории — в горах Тянь-Шаня. Производственные практики студентов III—IV курсов проходят в геолого-разведочных и съемочных партиях Управления геологии Киргизской ССР, Казахстана и в других республиках, но всегда на рабочих местах и под руководством опытных геологов. Дипломные проекты выполняются на реальной основе, часть из них разработана на высоком уровне и рекомендована ГЭКом для использования в производстве при разведке месторождений полезных ископаемых.

С первых лет существования сотрудники кафедры активно включились в научно-исследовательскую работу. С самого начала установилась тесная связь с Управлением геологии Киргизской ССР и АН Киргизской ССР, продолжающаяся и до наших дней. Основной проблемой научных исследований кафедры является изучение геологического строения и полезных ископаемых Киргизии.

При кафедре организована проблемная научно-исследовательская лаборатория по изучению стратиформных месторождений цветных и редких металлов Средней Азии, специализированный Ученый совет по приему кандидатских диссертаций по специальности литология.

Студенческая научно-исследовательская работа также нача-

лась с первых лет существования кафедры. Научные кружки, участие в хозяйственных и госбюджетных работах, выполнение самостоятельной исследовательской работы по материалам практик, реферирование оригинальных статей и ежегодные студенческие конференции — вот те многообразные формы научно-исследовательской работы, которые постоянно применялись и применяются на кафедре для развития исследовательских интересов у студенчества. Результаты студенческих работ докладывались на ежегодных студенческих конференциях, их кафедра провела 22. В настоящее время из 113 студентов специальности 0101 85 человек принимают участие в различных видах научно-исследовательских работ.

Выпускники кафедры успешно работают на производстве, исполняя обязанности геологов, начальников геолого-разведочных партий (Молдоташев С. М., Семенов Б. В., Колесников В. Н., Асаналиев Б. А. и др.), экспедиций (Суюнбаев Н. Ю., Шаршеев К. Ш., Борщов Ю. П., Ставинский В. А.), главных геологов Управлений (Осмодбетов К. О., Базарбаев Э. Г.), в институтах Академии наук (Садыбакасов И., Сагындыков К. С., Леонов А. В., Зима М. Б., Киселев В. В. и др.), в проектных институтах (Бектемишев О., Сарбаев Т. и др.), в высших учебных заведениях (Фриев Э. Х., Укудеев Т. У., Иманалиев Ч. И., Натурин В. И.), в партийных и советских органах (Жонурбаев М. О., Саргазаков К. С., Бекетаев К. Б., Сагындыков А. С., Койчуманов Э. Б., Абдыкеев А., Ташбулатов К. и др.).

Ряд выпускников кафедры за открытие и разведку месторождений полезных ископаемых удостоены почетного звания лауреатов Государственных премий СССР и Киргизской ССР: Ставинский В. А., Шкиль Н. М., Усманов У. У., Джороев Г. Д., Боркоев Д.

50 выпускников кафедры стали кандидатами наук и успешно работают в различных научно-исследовательских учреждениях Фрунзе, Алма-Аты, Новосибирска, Москвы, Урала, Сибири и др. Ученая степень доктора геолого-минералогических наук присвоена выпускникам кафедры Асаналиеву У. А., Бакирову А. Б., Лопухову А. С., Лихачеву А. П.

В настоящее время коллектив кафедры полон сил и творческой энергии продолжать совершенствование учебного процесса и научно-исследовательской работы в свете решений XXV съезда КПСС.

А. С. ИЛЬСОВА.

А. Б. Бакиров, У. А. Асаналиев, К. О. Осмонбетов

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ТЕРРИТОРИИ КИРГИЗИИ И ПРИНЦИПЫ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

Учение о геологических формациях находится на стыке многих геологических наук: стратиграфии, тектоники, петрологии, литологии и металлогении в широком смысле этого слова. Поэтому систематическое исследование геологических формаций определенного региона имеет важнейшее значение для выяснения многих вопросов, связанных с региональной геологией. Одной из форм систематизации и обобщения материала геологических данных является составление карты геологических формаций. Она дает богатейшую информацию о вещественном составе тел, об условиях их образования и позволит выяснить особенности геологического развития региона. Формационная карта является самой благоприятной основой для составления металлогенической и прогнозной карт. Как карта, отражающая структурно-вещественный состав строения коры, она принесит большую пользу при геохимических и геофизических исследованиях.

Составление карты геологических формаций территории нашей республики весьма необходимо. И вот по какой причине.

Территория Киргизии — уникальный геологический объект. Главные ее особенности: многообразие, полигенность геологических тел, полицикличность тектонических процессов. Здесь на сравнительно небольшой площади встречаются геологические тела, сформированные в самых различных тектонических условиях: геосинклинальных, орогенных, платформенных и переходных между ними структур. Такие образования неоднократно чередуются между собой и наложены друг на друга. В настоящее время на территории республики известны геологические тела от самых древних (архейских) до самых молодых (современ-

ных) возрастов, в которых выделяются комплексы всех тектонических циклов фанерозоя и установлены комплексы семи тектонических циклов докембрия.

Основные тектонические структуры, прослеживающиеся на территории Казахстана, Узбекистана и Таджикистана, на территории Киргизии сильно сужаются (см. Кеминскую, Таласо-Каратаускую зоны, Срединный Тянь-Шань, зоны Южного Тянь-Шаня), сближаются друг с другом, сгущаются. Наряду с разнообразными складками широко развиты падвиги, шарьяжи и чешуйчатые структуры. Основное лицо тектоники региона — это нагромождение блоков, характеризующихся разными, нередко чуждыми друг другу, типами строения и развития.

На территории Киргизии известны практически все типы рудных, перуристых и горючих полезных ископаемых.

Таким образом, на территории республики, как в фокусе, сконцентрированы все геологические явления, характерные для полициклических складчатых областей. Такое разнообразие геологических тел, отличающихся своими тектоническими, физико-географическими и термодинамическими условиями образования, представлено в виде геологических формаций — осадочных, метаморфических и магматических. В течение десятков лет большая армия геологов разных специальностей, разных организаций для различных целей ведет научные и производственные исследования формаций или их частей отдельных возрастов и типов. Накопился огромный разрозненный фактический материал, разбросанный по многочисленным рукописным, фондowym и опубликованным работам. Настало время обобщить этот материал, соединить воедино.

Многие особенности геологии Тянь-Шаня (полициклическость, неоднократное чередование платформенных и геосинклинальных состояний коры, нагромождение различных геологических тел на сравнительно небольшой площади и т. д.) не укладываются в рамки существующих тектонических теорий и гипотез; Тянь-Шань не укладывается в категорию районов с «нормальным» геологическим развитием, согласно современной точке зрения, он представляет собой «аномальное» тектоническое явление. Исследование геологических формаций и составление формационной карты должны дать нам возможность установить связи разнообразных формаций и их рядов, должны помочь нам разобраться в геологической эволюции региона, в его тектонической природе.

Важнейшими полезными ископаемыми для республики на

сегодня являются ртуть, сурьма, олово, в меньшей мере золото, вольфрам, висмут, медь, нефть, газ, вода, уголь и др. Однако мы еще мало знаем, какие потенциальные возможности таит в себе ее недра. Они могут быть выявлены только в том случае, если мы возьмем на учет все геологические формации региона, так как известно, что каждая из формаций характеризуется специфическим, характерным только ей, набором полезных ископаемых и в то же время является «запретной» для других.

В настоящее время все больше убеждаемся в том, что многие крупнейшие эндогенные или метаморфогенно-гидротермальные месторождения полезных ископаемых формируются при благоприятном сочетании формаций разных генетических типов (осадочных, магматических и метаморфических), при определенных пространственных и возрастных их соотношениях. Следовательно, карта геологических формаций будет служить основой для петролого-металлогенического районирования и прогнозирования месторождений металлических, неметаллических и горючих полезных ископаемых.

В конечном итоге составление карты геологических формаций необходимо для решения фундаментальных вопросов геологии Тянь-Шаня, она будет иметь теоретическое и практическое значение и окажет неоценимую услугу для направления и планирования геолого-разведочных работ на перспективу.

Таким образом, составление карты геологических формаций представляет собой одну из насущных задач геологов республики.

По каким принципам необходимо выделять геологические формации? Не входя в длительные дискуссии, ниже изложим свои соображения по этому вопросу.

В геологии мы имеем дело с окаменевшими системами, поэтому элементы их связаны между собой жестко, образуя геологические тела. Благодаря работам Н. С. Шатского (1965), Н. П. Хераскова (1967), В. И. Попова (1959), В. И. Драгунова (1973), Ю. А. Косыгина (1974) и других установилось представление об иерархическом ряде геологических тел: миперал-порода-формация-комплекс формаций-надкомплекс формаций-геосфера-Земля. Каждый предыдущий уровень иерархии входит в состав каждого последующего в виде элемента, но сами они, будучи сложными из элементов низкого порядка, в свою очередь являются системами.

В формации, как и любой природной системе, мы должны различать два типа отношений: внутренние и внешние.

Внутренние отношения — отношения между элементами сп-

стемы, между породами, входящими в состав формации, между ее отдельными частями. Изучение их дает нам возможность выявить способ организации самой формации, ее структуру. Обследование тела как формации, ее систематика, выявление многих внутренних свойств формаций должны быть основаны на исследовании этих отношений.

Внешние отношения — отношения формации как единого тела со всем остальным миром. Это отношения между соседними формациями, между формацией и средой, образующей условия ее формирования и существования (палеотектоническая, палеогеографическая, физико-химическая обстановки).

Внутренние отношения системы образуют ее внутреннюю структуру. Под структурой геологических формаций принято понимать пространственное отношение слагающих ее горных пород. Она отражает условия образования и весь ход преобразования геологического тела и вместе с вещественным составом является важнейшим документом, по которому восстапавливают историю становления как самого тела, так и всего района. Структура — способ организации вещества — является одним из основных признаков, по которому выделяют уровни организации-иерархии геологических тел. Так, минерал состоит из набора химических элементов, входящих в кристаллическую (или аморфную) структуру, породы — из набора минералов, характеризующегося определенными текстурой и структурой, формации — из набора пород, находящихся также в определенном отношении.

Внутренние отношения формаций могут быть охарактеризованы следующими признаками:

- 1) ассоциацией пород (состав, набор);
- 2) характером сочетания пород (структурой формаций).

Эти признаки относятся к категории основных, по которым обычно производят систематику формаций.

Кроме того, внутренние отношения могут быть охарактеризованы:

- 3) окраской пород;
- 4) зональностью (симметричностью);
- 5) наличием или отсутствием паложженных преобразований;
- 6) формами тел формаций.

В основу выделения и изучения формаций могут быть положены только признаки внутренних отношений и в первую очередь систематические признаки.

С точки зрения системного подхода, формация (Ф) — это

геологическое тело, сложившееся определенным набором горных пород (П) и характеризующееся определенной структурой (С), т. е. $\Phi = ПС$.

Она может состоять из одной породы ($\Pi = 1$; например, карбонатная формация) или, как обычно, из некоторого набора пород:

$$\Pi = \Pi_1 + \Pi_2 + \Pi_3 + \dots + \Pi_n).$$

Изменение состава (набора, списка) пород при постоянстве структуры обычно приводит к изменению формации.

По своим особенностям структуру формации, так же как и всех геологических тел, можно разделить на две группы, накладывающиеся друг на друга. Первичная, или протоструктура (Сп), обязана своим происхождением первичным условиям образования формации (геологических тел) — процессам осадконакопления и становления магматических комплексов, и вторичная, или дейтероструктура — Сд, образована в результате более поздних процессов, т. е.

$$С = Сп + Сд.$$

Изменение структуры при постоянстве вещественного состава (набора, списка) пород также обычно приводит к изменению формации. Например, флишевая и песчано-сланцевая. Из этого положения вытекает одно важнейшее следствие. Поскольку структура формации обуславливается первичными взаимоотношениями горных пород с одной стороны и их преобразованиями — с другой, постольку при интенсивной деформации толщ одной формации также могут переходить в другие. Крайним случаем такого изменения является преобразование формации в зоне глубинных разломов.

Из сказанного достаточно хорошо видно значение исследования структур формаций. Строение минералов и пород относительно хорошо исследовано и классифицировано. Учение о структуре минералов давно отделилось в самостоятельную науку — кристаллографию, а учение о структурно-текстурных особенностях пород в настоящее время находится в преддверии обособления в качестве самостоятельной науки. Исследование строения формации в настоящее время находится в зачаточном состоянии, на стадии накопления эмпирических данных. Причин его отставания, вероятно, много. Одной из них является отсутствие наглядности изображения самой структуры формаций из-за больших их размеров. Разработка этого вопроса является одной из важнейших задач учения о геологических формациях.

Из сказанного можно сделать следующее заключение. Изме-

нение набора (списка) пород при сохранении структуры, или наоборот, изменение структуры при постоянстве набора пород обычно приводят к изменению формации. В связи с этим можно выделить три случая группировки формаций: а) по сходству состава (набора пород) и структуры; б) только состава; в) только структуры.

Формации однородного состава (набора пород) и структуры назовем формационным видом. Формации однородного состава (набора пород), но разной структуры можно назвать формационным семейством. Формации же одпородной структуры, но разного состава (набора пород) можно назвать формационным отрядом.

В большинстве случаев определение формации дается через термин «парагенез». С точки зрения системного подхода разберем этот термин. Оказывается, среди геологов нет единого его понимания. Большая группа исследователей-петрологов (Д. С. Коржинский, В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, В. А. Жариков, А. А. Маракушев и др.) его понимают как равновесную ассоциацию минералов, т. е. как набор элементов, не включая структурный аспект системы. Парагенезис часто изображается перечислением равновесных минералов или пород (Добрецов и др., 1976), соединенных со знаком плюс (или тире), или же отображенным их на диаграммах состав-парагенезис.

Вторая группа исследователей термин «парагенез» понимает в значении специфического отношения между элементами системы, т. е. в смысле структуры. Так в определении формации Н. П. Хераскова читаем: «Формациями называются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений» (выделено нами) «тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды)» (Херасков, 1967, стр. 30). Примерно такое же определение формации мы находим у Н. С. Шатского (1965, т. III, стр. 53).

Третья группа исследователей термин «парагенез» понимает как набор элементов и структуры системы, взятые вместе (Драгунов, 1968; Круть, 1973), т. е. как разновидность системы в целом.

Такое разное толкование термина «парагенез», естественно, затрудняет взаимное понимание геологов. Поэтому мы старались избежать использования этого термина.

Признаки, которые могут быть использованы при установлении внешних отношений формаций, являются разнородными по своей природе. Их можно сгруппировать следующим образом.

I. Признаки межформационных отношений, которые необходимы при выяснении вопроса сообщества формаций — геологического тела, находящегося на более высоком уровне иерархического ряда, т. е. комплекса формаций.

Здесь мы уже выходим за рамки исследования формаций только одного генетического типа и подходим к установлению взаимосвязи геологических формаций разных генетических типов — метаморфических, магматических и осадочных. Путем исследования их пространственного и временного взаимоперехода, выяснения их структурного единства можно производить систематику комплексов формации, выделить их виды, семейства и отряды.

II. Исследования признаков генетических отношений дадут возможность выяснить те условия, которые привели к созданию тела формаций, т. е. выяснить нечто внешнее по отношению к современному их состоянию. Сюда входят:

1. Палеогеографические условия осадконакопления для осадочных и физико-химические условия метаморфизма и кристаллизации магм для метаморфических и магматических формаций.

2. Палеотектонические условия образования формаций:

а) отношения к палеотектоническим структурам;

б) отношения к стадиям тектонического цикла.

Классификация метаморфических формаций по этим признакам дает длинный список. В силу ограниченного объема статьи воздержимся от приведения его здесь.

III. Признаки практических отношений. По экономической ценности могут быть выделены рудные, рудоносные и безрудные формации, что имеет большое практическое значение.

Эти признаки в дальнейшем могут уточняться и дополняться. Здесь важно подчеркнуть, что в изучении геологических формаций исследования внутренних и внешних отношений не отрываны, не изолированы друг от друга, они должны проводиться в связи друг с другом, взаимно дополняя друг друга. Однако необходимо выбрать определенную последовательность исследования и описания. Нам представляется, что изучение геологических формаций должно начинаться с выяснения структурно-вещественных характеристик самих формаций, затем перейти к их иерархизации, далее к установлению генетических особенно-

стей и завершаться раскрытием возможностей практического их использования.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Драгунов В. П. Геологические формации. «Недра», Ленинградское отделение, Л., 1973.
2. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., «Недра», 1974.
3. Кругль Н. В. Исследование оснований теоретической геологии. М., «Наука», 1973.
4. Попов В. П. Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Изд-во Узб. гос. ун-та, Самарканд, 1959.
5. Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
6. Шатский Н. С. Избр. труды, т. III, М., «Наука», 1965.

Е. П. Зайченко

К ВОПРОСУ О ВЫДЕЛЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ТЯНЬ-ШАНЕ И ИХ РОЛЬ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ

Почти четверть века прошло со дня выхода в свет классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1953), с которой началось всеобщее увлечение выделением формаций для отдельных регионов СССР. При этом выделялись формации и создавались классификации их для платформ и геосинклиналей, а в последних — для разных структурно-фациальных зон. Вместе с тем, не изучались, за редким исключением, вещественный состав, геохимические и петрохимические особенности формаций, и формации не картировались. Иначе говоря, выделялись абстрактные формации, формации вообще, которые, конечно, не могли служить базой для прогнозирования.

Такие формации не находили применения у геологов на производстве. Отсюда и разочарование в самом учении о формациях, которое прозвучало даже на V Всесоюзном петрографическом совещании в г. Алма-Ате в октябре 1976 г. Прозвучало оно не случайно, и это можно проиллюстрировать на примере каледонид Тянь-Шаня, в которых 85% их площади занимают гранитоиды. Их к середине 50-х годов разделяли на 3 фазы:

- I фаза — диориты, кварцевые диориты;
- II фаза — гранодиориты, плагиограниты;
- III фаза — лейкократовые граниты, аляскинты.

К середине 60-х годов изучение и систематика гранитоидов шли по следующим двум направлениям:

I — Выделение магматических комплексов.

II — Выделение формаций.

I. Выделение магматических комплексов проводилось Королёвым В. Г., Носыревым И. В. и др. (1962). Ими выделялись четыре тектоно-магматических этапа:

I — Салапрский — $\Theta-O_1^1$

II — Каледонский — $O_1^2-S-D_1^2$

III — Раннегерцицкий — $D_2^2-C_3$

IV — Позднегерцицкий — P.

Каждому этапу отвечают определенные эффузивные и интрузивные образования. Последние объединяются в интрузивные комплексы: Θ_1-O_1 ; S-D; C и P.

Все интрузивные комплексы имеют сходное строение и сложены продуктами четырех фаз, из которых первые три — крупные магматические массы, четвертая состоит из серии самостоятельных мелких инъекций остаточного расплава.

Металлогеническая специализация комплексов
(по Королёву В. Г., Туровскому С. Д., Носыреву И. В.)

Комплекс	Возраст	Ф а з ы	Металлогеническая специализация
1	2	3	4
I	Θ_1-O_1	IV — гранит-порфиры, кварцевые порфиры, мелкозернистые граниты, лампорфиры III — лейкократовые плагнограниты, лейкократовые граниты II — гранодиориты, плагнограниты I — диориты, кварцевые диориты	Cu, Ti, Au (?), Mo (?)
II	O_1^2-D	то же	Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Mo, Cd, Sb, As, Sn и др.
III	$D_2^2-C_3$	то же	Pb, Zn, Cu, Ba, Sr и др.

Приведенные данные говорят, во-первых, о громоздкости такой классификации и, следовательно, неприменимости ее для производства. Во-вторых, о том, что металлогенической специализации не получилось. Есть лишь одно перечисление элементов, кстати для II и III комплексов схожих. Эти же авторы утверждают, что для каледонид есть все основания говорить о средне-верхнепалеозойской металлогенической провинции, но не о нижнепалеозойской.

II. Выделение формаций.

А. Выделение абстрактных формаций. Оно проводилось без картирования формаций, без характеристики их вещественного состава и для всех этапов развития каледонид Тянь-Шаня одним и тем же автором. Например классификация Карповой Е. А., Додоновой Т. А. и др.

Примером выделения таких формаций может служить классификация Т. А. Додоновой (1974) для геоантиклинального этапа:

- 1) формация лейкократовых гранитов;
- 2) вулканоплутонические ассоциации трахиандезит-сиенитового состава, сложные по строению и многообразные по составу;
- 3) формации щелочных сиенитов;
- 4) формации аляскитов, лейкократовых гранитов;
- 5) группа интрузий, представленных в разных районах породами различных составов: аляскитовыми гранитами (в 3-й раз!), сиенитами, мондопитами, кварцевыми щелочными сиенитами.

В трех разновозрастных формациях фигурируют лейкократовые (аляскитовые) граниты. Как быть геологу, изучающему в поле лейкократовые (аляскитовые) граниты? Куда их отнести, к какой формации? А может быть они все относятся к одной формации?

Возраст для них установлен условный и поэтому не может служить критерием для разделения.

Как обстоит дело с металлогенической специализацией формаций? Она сводится, в лучшем случае, к формальному перечислению элементов, связанных с формациями вообще, с формациями любого региона, а не только Тянь-Шаня. В худшем случае — к отрицанию связи каких-либо месторождений с громадными массивами каледонских грацитоидов. Так, С. Д. Туровский, К. Д. Помазков и др. утверждают, что пока неизвестно ни одного месторождения, генетически связанного с позднеордо-

викскими интрузиями, и отсутствие месторождений объясняют глубоким эрозионным срезом, а также рассеянностью рудоносных флюидов и растворов в пределах колоссальных объемов интрузивных тел.

С таким утверждением нельзя согласиться. Не найдены месторождения скорее из-за плохой изученности этих гранитоидов, а не потому, что их нет вообще. Во-первых, соседние каледониды Казахстана развивались так же, как и каледониды Тянь-Шаня, и там есть интересные рудопроявления с подобными граптоидами. Это настораживает: почему их не должно быть в Тянь-Шане? Во-вторых, в районе пос. Каджи-Сай в подобных гранитоидах нами обнаружено в 1976 г. коренное рудопроявление с неплохим содержанием, о чем была сделана заявка в Управление геологии Киргизской ССР. Геохимическая специализация этих гранитоидов явно редкометалльная — $Mo (400 \cdot 10^{-3})$, $W (50 \cdot 10^{-2})$ и $Sn (2 \cdot 10^{-3})$.

Не можем мы согласиться и с представлением о глубоком эрозионном срезе, которым пытаются объяснить отсутствие месторождений. Против этого говорят такие факты:

1) в районе Каджи-Сая распространены молодые D_3-C_1 осадочно-вулканогенные толщи и вулканоплутонический комплекс, прорывающий каледонские гранитоиды и имеющий возраст O_3 . Если в вулканоплутоническом комплексе сохранились от эрозии собственно вулканические образования в виде лаваритовых порфиров, вулканопластических продуктов и игнимбритов, то можно ли говорить о глубокой эрозии?

2) в каледонских гранитоидах широко распространены порфировые выделения калиевого полевого шпата, размеры и распределение которых чрезвычайно неравномерны и увеличиваются к апикальной части;

3) в этих же гранитах появляются участки с негматитовыми выпотами, где размеры зерен увеличиваются до 5—10 см.

Последние два факта свидетельствуют скорее о начавшейся эрозии апикальной части массива, а не о глубоком размыве. Мы это утверждаем только для детально изученного нами района пос. Каджи-Сай. Но не исключена возможность вскрытия апикальной части каледонских массивов и в других районах.

Б. Выделение конкретных формаций.

Примером такого подхода к изучению магматизма и выделению конкретных формаций у нас в Тянь-Шане могут служить работы Горецкой Е. Н., Зайченко Е. П., Лескова С. А. и др. Но таких работ, к сожалению, мало.

Подводя итог всему вышесказанному, можно утверждать, что все недоразумения с формациями, в том числе у нас в Тянь-Шане, связаны большей частью с формальной изученностью магматизма без детальной характеристики конкретных комплексов и особенно их вещественного состава. Об этом говорили и на V Всесоюзном совещании сторонники учения о магматических формациях и сам автор классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецов. Он подчеркивал, что сейчас настало время детально изучить вещественный состав конкретных комплексов и только тогда ставить вопрос об их объединении в конкретную формацию.

Мы, например, смогли выделить вулканоплутоническую формацию, связанную с герцинской активизацией каледонид Тянь-Шаня (1966) лишь после того, как изучили конкретные комплексы в Тюпском, Джеты-Огузском, Табылгатииском, Каджи-Сайском и Боординском районах. Все комплексы представляют собой комагматическую группу, состоящую из лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, микрогранитов и липаритовых порфиров. Все они обладают общностью вещественного состава, общностью петро- и геохимических особенностей и характеризуются металлогенической специализацией на

Pb, Zn и Au.

В Киргизии магматизм изучается разными организациями: кафедрой полезных ископаемых ФПИ, ИГ АН Кирг. ССР, Упр. геологии Кирг. ССР. Все эти организации не связаны между собой, и программы изучения магматизма у всех разные. Нет единого руководящего органа, который бы координировал все работы, а отсюда и те недостатки в изучении магматизма, которые мы отметили выше. В связи с этим у нас в Киргизии назрела острая необходимость в создании научного подразделения по изучению магматических формаций. Этому научному подразделению следует выработать единую программу изучения магматизма Тянь-Шаня. В программе должны найти отражение картирование и детальное изучение (с использованием ЭВМ) вещественного состава конкретных комплексов, которые в последующем могут объединяться в конкретную формацию.

Необходимо по-новому подойти к проблеме металлогенической специализации каледонских гранитоидов, считая их перспективными. Конечной целью всех исследований явится создание карты магматических формаций Киргизии, которая ляжет в основу прогнозно-металлогенической карты.

1. Додонова Т. А. Магматические формации Киргизии — Тр. упр. геол. Кирг. ССР, вып. 3, 1974.
2. Зайченко Е. П. Вулкано-плутоническая или субвулканическая формация Северной зоны Тянь-Шаня. В сб. «Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности». Алма-Ата, 1966.
3. Королев В. Г., Носырев И. В., Туровский С. Д. Палеозойские интрузивные комплексы Северного Тянь-Шаня. Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 2, 1962.

А. Б. Бакиров

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИКИ

Определение науки должно быть объективным, т. е. точно соответствовать ее предмету, вытекать из его развития. Должна быть четко указана граница, определяющая предметы, охватываемые данной наукой, от всех сходных с ними предметов. Именно этим важнейшим требованием логики не отвечают буквально все существующие определения тектоники.

Определение науки, как и любого понятия, не является чем-то застывшим, данным навсегда. Оно может видоизменяться в связи с развитием самой науки, с изменением ее структуры. Тектоника (геотектоника) в настоящее время переживает период своего революционного развития, в ней происходит пересмотр основных теоретических положений, основных методических приемов, происходит уточнение ее внутреннего содержания, объекта исследования.

Тектоника входит в систему наук о Земле, и все науки этой системы в той или иной степени связаны с ней. Какова ее позиция среди них?

Земля представляет собой иерархическую систему. Каждая ступень этой иерархии представляет собой уровень организации вещества Земли (табл. 1). В объект геологии входят уровни организации вещества, начиная с минерального, кончая планетарным включительно. Все они представлены определенными телами, которые называются геологическими.

Каждый уровень иерархического ряда геологических тел изучается самостоятельной наукой: уровень минерала — минералогией, уровень горных пород — петрологией и литологией, уровень геологических формаций — учением о формациях (формациологией). Нужно отметить, что учения о более высоких

Уровни организации вещества Земли

Косыгин (1974)	Драгунов (1973)	Вотах (1976)	Круть (1973)
Земля	Земля (планета)	планета	I порядка (геосфера)
геосферы	оболочки	части планеты глобальные элементы геосферы	II порядка III порядка
комплекс формаций ряды формаций формации	формации	геоструктуры слои коры тектонические комплексы группы формаций формации	регионально-этажные системы I порядка (суперкомплексы) II порядка (мегакомплексы) III порядка (макрокомплексы) IV порядка V порядка VI порядка
породы	породы	наборы пород породы	ассоциации минеральных мас (и организмов) минеральные массы
минералы	минералы атом	минералы молекула атом	природные химические соединения

геокомплексы геоболочки

уровнях организации вещества Земли (комплекс формаций, геоболочки) пока еще не обособлены в качестве самостоятельных наук, но в перспективе, вероятно, появятся науки о них (табл. 2).

С точки зрения системного анализа для каждого природного тела универсальными характеристиками являются вещественный состав (набор элементов) и строение. Каждая наука, изучающая определенный уровень организации вещества — и минералогия, и литология, и учение о формациях, а по аналогии с ними и науки о более высоких уровнях — исследует свой объект в структурно-вещественном аспекте. Изучение состава и строения объекта в их взаимосвязи является главным предметом основных наук о Земле. В этом мы убеждаемся, познакомившись с учебниками по минералогии, петрографии и литологии, а по учению о формациях — с работами Н. П. Хераскова (1967) и В. И. Драгунова (1974).

Иерархия геологических тел и соответствующие им науки

Уровни организации вещества Земли и соответствующие им науки		Структуры (строение) геологических тел и соответствующие им науки					
		первичные		вторичные	(деформационные)		
минералы	минералогия	кристаллы	кристаллография	дисл. крист.	геологических тел	микроструктурный анализ	тектоника
горн. породы а) осадочные б) магматич. и метаморф.	а) литология б) петрология	структуры и текстуры пород	учение о структурах и текстурах пород	мелкая складчатость трещиноватость тектуры течения		структурная петрология	
геологические формации	учение о геологич. формац. (формацология)	структура (строение) формации	не отпочковалось учение о формациях	деформация формации		региональная тектопика	
комплексы (группы, ряды)	учение о комплексах формациях	структура комплексов формаций	не отпочковалось учение о комплексах формаций	деформация комплексов формаций		региональная тектоника	
геосферы (геоболочки)	учение о геосферах	структура геосфер	не отпочковалось учение о геосферах	деформация геосфер		региональная тектопика	
Земля (планета)	планетарная геология	структура Земли	не отпочковалась планетарная геология	глобальные деформации		глобальная тектоника	

Что изучает тектоника? В литературе существует множество определений этой науки. Рассмотрим наиболее характерные, несовместимые друг с другом по объему.

1. М. М. Тетяев (1941, с. 7): «Геотектоника — это наука о строении и развитии Земли в целом».

2. Н. С. Шатский (1956, с. 61): «Геотектоника — это наука о строении, движениях и развитии земной коры и о структуре и развитии Земли в целом».

3. Г. Штвалле (1969, с. 272): «Тектоника — наука о строении фундамента, о процессах и силах, которые привели к такому строению».

4. В. В. Белоусов (1962, с. 5) считает, что геотектоника «изучает строение и развитие земной коры», которые «определяются происходящими в ней механическими процессами, вызванными глубинными силами». «... под механическими процессами подразумеваются движения земной коры и ее деформация».

5. В. Е. Хаин (1973, с. 6): «Геотектоника — наука о структуре, движениях и развитии твердых оболочек Земли — земной коры и верхней мантии (тектоносферы) в связи с развитием Земли в целом». Под тектоническими движениями подразумеваются движение коры и более глубоких оболочек.

6. В. Г. Бондарчук (1970, с. 65): «Тектонические движения изучает отдельная отрасль геологических знаний — тектоника (геотектоника)». Под тектоническими движениями подразумеваются движения тектоносферы.

7. Г. Д. Ажгирей (1966, с. 4): «Геотектоника — отрасль геологии, изучающая тектонические формы больших частей и всей земной коры, закономерности их размещения и историю развития». Под тектоническими формами подразумеваются формы залегания горных пород и нарушения залегания (деформации).

8. В. И. Попов (1960) определяет тектопiku как науку, предметом которой является механика литосферы, т. е. изучение механических тектонических деформаций литосферы (коры) как процесса.

9. Ж. Гогель (1969, с. 15): «Тектопика — отрасль геологии, занимающаяся исследованием процессов деформации горных пород».

10. П. Н. Кропоткин (1964) принимает определение Н. С. Шатского, но в то же время указывает, что основным содержанием тектоники является изучение деформации и движений, приводящих к этим деформациям.

11. Ю. А. Косыгин (1974, с. 10): «Тектоника — это отрасль геологии, изучающая геологические тела планетарного уровня организации вещества с целью установления их структуры». Планетарный уровень организации вещества Земли, по этому автору, включает различные ранги объектов: горные породы, геологические формации, ряды формаций, комплекс формаций и Землю (планету) в целом.

12. В. И. Драгунов определяет тектонику как науку «о структурно-вещественных объектах и ассоциациях объектов Земли и планет земной группы, характеризующихся: а) определенными наборами видов вещества атомного, минерального, горнопородного, формационного и оболочечного уровней, а также наборами палеонтологических видов; б) определенными геологическими особенностями поверхностей, ограничивающих эти объекты и их ассоциации» (Драгунов и др., 1974, с. 124).

Во многих определениях в качестве объекта тектоники называются в отдельности Земля в целом (1), земная кора (4, 7, 8), тектоносфера (6), фундамент (3), порода (9). Иногда приводится некоторая совокупность указанных тел: Земля и кора (2), кора и верхняя мантия (5). В большинстве этих определений (1—9) объекты тектоники являются односторонними, не охватывающими всю совокупность, весь иерархический ряд геологических тел (см. рис.). Нельзя изучать строение и другие тектонические особенности Земли, коры и т. д. не зная строение формаций, горных пород, а также минералов. В тексте своих работ почти все авторы указанных определений в качестве объекта тектоники рассматривают как раз эти тела (формации, породы). Следовательно, имеется несоответствие между определением данной науки и ее содержанием.

Указанный пробел начал ликвидироваться в работах последних лет (Драгунов и др., 1972; Косыгин, 1974). При помощи системного подхода, расчленив геологические тела на уровни организации вещества планеты (табл. 1), в качестве объекта тектоники начали рассматривать весь иерархический ряд геологических тел. Однако Ю. А. Косыгин исключает из объекта тектоники минеральный уровень организации вещества. Думается, что этот уровень должен быть включен в объект тектоники. Минерал — элементарное геологическое тело, часто испытывает механическое изменение, деформацию. Существует целая отрасль тектоники — микроструктурный анализ, основным объектом которого является минерал. Она успешно развивается. Систематическое наблюдение над деформацией минералов и кар-

тирование ее помогают решить многие вопросы тектоники региона.

Во многих определениях в объект тектоники не включают планетарный уровень организации вещества, Землю в целом. Думается, что нельзя исключить его из объекта тектоники, ибо с одной стороны, изменение в геосферах, их взаимодействие, перераспределение вещества в них в конце концов приводят к изменению всей планеты; с другой стороны, общее движение Земли, изменение скорости ее вращения, ее взаимодействие как целого с другими космическими телами (Луны, Солнца и др.) приводят к перераспределению вещества внутри планеты, обуславливают движение отдельных частей геосфер, их деформацию.

Думается, что в объект тектоники нужно включить весь иерархический ряд геологических тел, начиная с минерального уровня организации вещества, кончая уровнем Земли (планеты) в целом.

Какие аспекты этих геологических тел изучает тектоника, какие вопросы она решает?

Вышеприведенные определения тектоники даются через следующие понятия: структура (строение), движение, деформация, развитие, иногда процессы, силы и набор видов веществ более низкого уровня организации. Реже они используются в отдельности (по отношению к объектам): структура (строение) (10), движение (6), деформация (8, 9), но чаще употребляются в сочетании: структура и развитие (1, 4), структура, движение и развитие (2), структура, движение и деформация (5), структура, процессы и силы (3), строение и набор видов веществ более низкого уровня организации (11), деформация, движение и развитие (7). Рассмотрим эти понятия.

Структура (строение) — пространственное взаимоотношение элементов геологических тел. В структурах геологических тел отражены способы их образования, в них запечатлены те виды движения, действию которых они подвержены в процессе своего формирования. Их можно подразделить на два типа: первичная или протоструктура, обязанная своим происхождением первичным условиям образования геологических тел, и вторичная, или дейтероструктура, образованная в результате более поздних процессов деформаций.

К первичной структуре геологических тел относятся, например, кристаллическая или аморфная структура минералов, структуры и текстуры горных пород, характер слоистости осадочных и формы тел элементов магматических формаций и т. д.

ИЕРАРХИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ		МИНЕРАЛ	ГОРНАЯ ПОРОДА	ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ	КОМПЛЕКС ФОРМАЦИЙ	ГЕОСФЕРА		
						ЧАСТО УПОТРЕБЛЯЕТСЯ		ЗЕМЛЯ (ПЛАНЕТА ЗЕМНОЙ ГРУППЫ)
						КОРА	ТЕКТОНОСФЕРА	
НАБОРЫ ВИДОВ ВЕЩЕСТВА		• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	
СТРУКТУРА	ПЕРВИЧНАЯ	• • •	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	▨ ▨ ▨	▨ ▨ ▨	○ ○ ○
	ВТОРИЧНАЯ (ДЕФОРМАЦИЯ)	● ● ●	● ● ●	● ● ●	● ● ●	▨ ▨ ▨	▨ ▨ ▨	● ● ●
ДВИЖЕНИЕ						▨ ▨ ▨	▨ ▨ ▨	
РАЗВИТИЕ						▨ ▨ ▨		▨ ▨ ▨

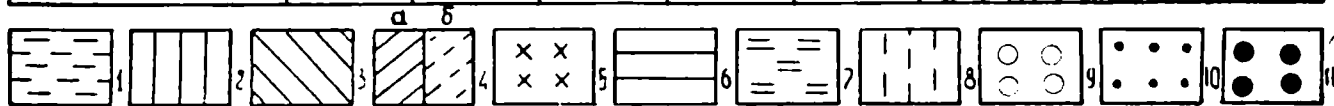


Рис. 1. Соответствие иерархии геологических тел и определения предмета тектоники.
 1 — Тетляев М. М., 2 — Шатский Н. С., 3 — Белоусов В. В., 4 — Хаин В. Е., 5 — Бондарчук В. Г., 6 — Ажгирей Г. Д., 7 — Попов В. И., 8 — Гогель Ю. Р., 10 — Драгунов В. И., 11 — Бакиров А.

Эти структуры главным образом можно делить на три группы:

- 1) кристаллические или аморфные структуры минералов;
- 2) слоистые и линзовидно-слоистые структуры более крупных тел осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения;
- 3) жильные и другие формы тел внедрения интрузивного магматизма.

Ко вторичным структурам относятся разнообразные дислокации геологических тел всего иерархического ряда, начиная с минерала до геосфер включительно:

- 1) складки всякого рода, начиная от долей миллиметра, кончая десятками и сотнями километров в поперечнике;

- 2) разрывные нарушения, начиная от долей миллиметра, кончая сотнями километров протяженности;

- 3) ориентированные текстуры пород (сланцеватость, гнейсовидность, линейность, флюидалность и т. д.).

Деление структур на первичные и вторичные в сущности является генетическим, но оно настолько определено в геологической практике настолько сильно, что можно отличить эти типы структур без привнеса элементов субъективизма. Все авторы работ по тектонике, в том числе даже те, кто является противниками генетического подхода к геологическим объектам (Косыгин, 1974), однозначно выделяют указанные типы структур. Такое генетическое деление структур равносильно генетическому же делению пород на магматические, осадочные и метаморфические. Это значит, что в данном случае использование генетических признаков является не только позволительным, но даже необходимым.

Многие авторы (Аджирей, 1966; Белоусов, 1961; Косыгин, 1974) к предмету тектоники относят оба типа структур геологических тел выше уровня горных пород. Но это противоречит действительному положению вещей. С одной стороны, в таком случае предмет тектоники не охватывает одну из своих традиционных хорошо развитых отраслей — микроструктурный анализ и структурную петрологию, приводимые на уровнях горных пород и минералов. Это значит, что понятие тектоника окажется слишком узким, чем на самом деле. С другой стороны, в таком случае в предмет тектоники должны быть включены и исследования структурно-текстурных особенностей пород, что на самом деле также не соответствует действительности. Эти признаки пород традиционно входят в предмет литологии и петрологии. Следовательно, нельзя согласиться с представлениями указанных авторов, так как понятие тектоника в таком случае окажет-

ся слишком широким. Особенно широким предмет тектоники становится тогда, когда определение ее дается как наука о структурно-вещественных объектах Земли, когда он охватывает и вещественный аспект всего иерархического ряда геологических тел и структурный анализ их в целом, включая и первичные и вторичные структуры (В. И. Драгунов). По существу, тектоника окажется тогда равноценной всей сумме таких наук, как минералогия + кристаллография + литология + петрология + учение о структурно-текстурных признаках горных пород + учение о геологических формациях + учение об оболочках + планетология.

Эти положения требуют по-иному подходить к объему предмета тектоники. Очевидно, к предмету тектоники нужно отнести только вторичные, деформационные, структуры геологических тел всех уровней иерархического ряда, начиная с уровня минералов, кончая уровнем Земли (планеты) в целом. В этом случае устраняются все вышеуказанные противоречия. Такое «сужение» объема предмета тектоники не нарушает традиционные представления о тектонических структурах, а лучше соответствует его содержанию. Например, тектоническое районирование региона, выделение платформенных, складчатых и переходных между ними областей — результат классификации участков земной коры по степени деформированности геологических тел. Орогенные и геосинклинальные области, частные геосинклинали и геоантиклинали в сущности являются областями земной коры (геосферы), испытывающими разного рода деформации.

Первичные структуры геологических тел не относятся к объекту тектоники. Каждый уровень иерархического ряда геологических тел имеет свои особенности первичных структур. Именно по характеру их обособляются уровни организации вещества. В наиболее низших уровнях структурные аспекты геологических тел обособились в качестве самостоятельных наук (табл. 2). На минеральном уровне выделилась наука кристаллография, на горнопородном уровне — учение о структуре и текстуре пород, которое находится в преддверии обособления в качестве самостоятельной науки (по ним составлены многотомные справочники, которые могут служить эмпирической основой новой науки). На более высоких уровнях организации вещества (формационном, ...оболочечном и т. д.) учения о первичных структурах геологических тел находятся в зачаточном состоянии и пока развиваются в недрах наук, соответствующих своим уровням (учения о формациях, ...учения об оболочках и т. д.).

Таким образом, ясно одно, что первичные структуры геологических тел изучаются или отдельно самостоятельными науками или в комплексе с веществом (набором элементов) развивающимися науками, соответствующими определенным уровням организации вещества Земли.

Однако, первичные структуры в большинстве случаев имеют определенное отношение к тектонике, так как они часто отражают некоторые особенности тектоической жизни времени своего формирования, которые заключаются в следующем.

В образовании первичных структур геологических тел выше минерального уровня основная роль принадлежит двум противодействующим группам сил, которые являются главными в жизни космических тел — силам притяжения (гравитации) и силам отталкивания (теплоты) Земли (Ф. Энгельс). Все осадочные и некоторые вулканогенные породы образуются в основном под действием гравитации. Эти тела формируются путем заполнения пониженных участков (впадин) сверху. Все магматические тела, застывшие на глубине, сформированы в условиях, где наряду с гравитационными силами большую роль играют действия теплоты. В результате нагревания некоторые массы тел разуплотнялись, плавились, становились подвижными и выжимались в более верхние горизонты Земли, заполняя определенные пространства снизу, изнутри. Те «свободные» пространства, которые заполняются осадочными и магматическими телами, обуславливаются тектоническими причинами, являются результатом деформации геосфер, в частности земной коры, а ход такого заполнения обычно сопровождается тектоническими (деформационными) процессами, которые отражаются в структурах формируемых тел. Именно этот момент связывает первичные структуры геологических тел с тектоникой, делает их индикаторами палеотектонической обстановки. Однако, эти данные тектоника берет в готовом виде, использует материалы литологии, петрографии, учения о геологических формациях и т. д.

Кроме того, сведения о первичных структурах геологических тел необходимы тектонике для того, чтобы по степени их сохранности определять интенсивность вторичных, тектонических преобразований.

Деформация геологических тел и тектонические движения.

В тектонике обычно не проводят четкой границы между деформацией и движением, часто их смешивают. Почти во всех

случаях выделяют разные типы тектонических движений, а о характере деформаций тел, об их типизации в большинстве случаев не говорят или говорят в частном случае.

«Движение — способ существования материи». «Всякое движение связано с каким-нибудь перемещением» (Ф. Энгельс, с. 50). Деформация же — перемещение одной части тела по отношению к другим его частям. Выражением ее является изменение формы или объема тела. Деформация есть разновидность движения, специфический вид механической формы движения.

Когда говорят о тектонических движениях, то имеют в виду перемещения определенного участка Земли в определенном направлении, не рассматривая связь этого участка с другими ее частями. Представление о тектонических движениях, таким образом, есть результат некоторой абстракции, когда выделяется, обособляется определенный участок Земли, испытывающий перемещение. В условиях Земли все ее части, все геологические тела сцеплены, жестко связаны между собой, образуя в целом единую сплошную массу. Следовательно, когда мы обычно выделяем движение некоторого участка Земли или геосфер, в действительности речь идет о перемещении одной части планеты или геосфер по отношению к остальным их частям, т. е. в общем случае мы имеем дело с деформацией сплошных сред. Когда мы говорим о движении земной коры или верхней мантии, то в своей сути выражаемся слишком широко. Двигаются, перемещаются отдельные части коры, отдельные части верхней мантии (или вообще геосфер), тогда как в целом они остаются на месте, изменяются только их формы. Если строго подойти к этим выражениям, то правильнее говорить о **деформациях** коры, верхней мантии и т. д.

Только в частных случаях мы имеем дело с движением геологического тела без его деформации. Здесь также следует учитывать иерархию уровней организации вещества Земли. Например, кристалл минерала может перемещаться без изменения формы при деформации тела пласта пород; отдельные пласты пород могут двигаться при деформации всего тела формации, а отдельные формации — при деформации геосфер и т. д. Таким образом, движение тела без деформации в геологических условиях представляет собой более частное явление, чем деформация. В данном случае движение происходит на фоне деформации и является ее производным. Часто может наблюдаться и обратная картина: движение тела может вызвать деформацию другого геологического тела. Но движение первого есть результат

деформации тела более крупного масштаба. Из этого вытекает, что в условиях Земли деформация и движение в рассматриваемом смысле неразрывно связаны между собой, обуславливают друг друга. Однако основным, главенствующим механическим явлением в недрах планеты, как сплошной среды, является деформация. Если рассмотреть обычно выделяемые типы тектонических движений — колебательные, волновые, складкообразующие, разрывообразующие, магматические и т. д., а также представления о подвижности и стабильности определенных участков земной коры или верхней мантии, то нетрудно видеть, что в отношении ко всей коре или другим геосферам они суть деформации.

Понятие **развитие геологических тел** касается истории формирования объектов тектоники и охватывает более широкий круг вопросов. Кроме чисто тектонических явлений, оно затрагивает также изменения физико-химических условий среды, химического состава тела, климата, условий жизни организмов и многие другие. Рассуждения **о возможных причинах сил, вызывающих деформации**, в настоящее время и в ближайшем будущем будут носить в значительной степени гипотетический характер. Поэтому роль этих понятий («развитие геологических тел» и «возможные силы») в выяснении границ предмета тектоники не является существенной и определяющей.

Из сказанного видно, что имеется определенное несоответствие между установленным содержанием тектоники и существующими ее определениями. Последние в одних случаях оказываются слишком узкими, не охватывающими все объекты, все отрасли тектоники; в других случаях — слишком широкими, охватывающими даже то, что в действительности традиционно не входит в предмет тектоники.

По сути дела предмет тектоники охватывает структуры и процессы, обусловленные деформацией геологических тел. Кратко можно было бы сказать: **тектоника — наука о деформации геологических тел**. Под геологическими телами подразумевается весь иерархический ряд уровней организации вещества Земли, начиная с миперала, кончая планетой в целом. Деформация тел протекает в течение определенного промежутка времени и выражается в их преобразовании, в формировании вторичных, деформационных структур. Процессы же деформации познаются рядом косвенных признаков, восстанавливая историю развития региона. В более развернутом виде **тектонике можно определить как науку, изучающую деформационные**

структуры и процессы деформации геологических тел всех уровней организации вещества Земли, начиная с минерала, кончая планетой в целом.

Такое определение тектоники не сужает поле деятельности науки по сравнению с традиционным представлением о пей. Оно касается структур всех уровней организации вещества Земли, всего иерархического ряда геологических тел и, тем самым, служит связующим звеном всех наук о Земле. Деформация геологических тел более высоких рангов (относительно крупных величин) создает благоприятное условие для появления и формирования других геологических тел более низкого ранга (относительно малых величин). Например, деформация геосфер, в частности земной коры или верхней мантии, обуславливает появление подъятий в одних местах и впадин — в других, тем самым создается условие для размыва пород во-первых и отложения их и образования осадочных формаций — во-вторых. Эти же деформации способствуют образованию магм, их внедрению и локализации, т. е. формированию магматических формаций. Состав последних зависит от глубины магнеобразования и, следовательно, является индикатором масштаба охвата деформацией геосфер. Все методы тектонического анализа, районирования, все традиционные представления о тектонике остаются на своих местах. Данное мною определение лишь приводит в соответствие понятие о тектонике с его установленным содержанием, то, при помощи чего оно определяется (дефинице), и то, что определяется (дефиниendum).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Энгельс Ф. Диалектика природы. М., 1969.
2. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
3. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат. М., 1962.
4. Белоусов В. В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1961.
5. Бондарчук В. Г. Движение и структура тектоносферы. «Научная думка», К., 1970.
6. Вотах О. А. Структурные элементы Земли. «Наука». СО. Новосибирск, 1976.
7. Драгунов В. П., Айенмер А. П., Васильева В. П. Основы анализа осадочных формаций. «Недра», Ленинградское отд., Л., 1974.
8. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. «Недра», М., 1974.
9. Кропоткин П. П. Элементарные структуры, их классификация и терминология. В кн.: «Методы изучения тектонических структур». Вып. II, Изд-во АН СССР, М., 1961.
10. Кругь П. В. Исследование оснований теоретической геологии. «Наука», М., 1973.

11. Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Изд-во СамГУ. Ташкент, 1960.
12. Тетлев М. М. Основы геотектоники. М.-Л., 1941.
13. Халил В. Е. Общая геотектоника. М., 1973.
14. Херасков Ш. П. Тектоника и формации. «Наука», М., 1967.
15. Шатский Н. С. О некоторых насущных задачах геотектоники. Избр. труды, т. IV. «Наука», М., 1965.
16. Шталае Г. Введение в строение Америки. Избр. труды. «Мир», М., 1964.

У. А. Асаналиев

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди промышленных концентраций цветных и редких металлов в земной коре резко обособленное положение занимают стратиформные месторождения, по условиям образования, закономерностям размещения и положению подчиненные осадочным, осадочно-метаморфическим и осадочно-вулканогенным толщам и выделяемые в самостоятельную генетическую группу. К ним относятся многочисленные месторождения свинца и цинка в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях, медистых песчаников и сланцев, колчеданно-полиметаллические, медно-колчеданные и колчеданные месторождения, а также месторождения барита и флюорита в осадочных толщах. В последнее время к этой группе причисляются месторождения золота, серебра, молибдена, вольфрама, олова, ванадия, стронция, ртути и сурьмы, а также железа и марганца, связанные с осадочными и вулканогенно-осадочными формациями. Таким образом, стратиформные месторождения объединяют большой круг цветных, редких и благородных металлов, имеющих важнейшее народнохозяйственное значение.

В настоящее время намечается тенденция еще большего расширения понятия стратиформные месторождения за счет присоединения к ним образований, ранее рассматриваемых среди метаморфогенных и магматогенных серий (скарповых, гидротермальных и даже магматических). Подобное чрезмерное и неоправданное расширение круга рассматриваемых месторождений на наш взгляд внесет еще большую путаницу в и без того запутанный вопрос о генезисе данной группы месторождений. На наш взгляд, наиболее оптимальным и правильным является отнесение к этой группе только свинцово-цинковых, медных, колчеданно-полиметаллических и колчеданных месторождений,

генетически связанных с осадочными, осадочно-метаморфическими и осадочно-вулканогенными формациями.

Стратиформные месторождения часто являются крупными уникальными промышленными объектами как в нашей стране, так и за рубежом. Около 65% мировых разведанных запасов свинца и цинка приходится на долю указанных месторождений. В Советском Союзе 80% всех разведанных и прогнозных запасов свинца и цинка заключено в стратиформных месторождениях (Перваго, 1975). В стратиформных месторождениях меди содержится около 45% всех мировых разведанных запасов меди.

В общей теории рудообразования проблема генезиса стратиформных месторождений цветных металлов была и остается одной из важнейших, привлекающая к себе внимание исследователей, занимающихся вопросами рудогенезиса как в СССР, так и за рубежом. Проблема эта не сходит с повестки для очередных международных геологических конгрессов и является одной из тем всех симпозиумов и совещаний, на которых затрагиваются общие вопросы рудообразования. Происхождение стратиформных рудных залежей трактуется с различных, нередко взаимоисключающих теоретических позиций. В связи с этим, многие важные вопросы, связанные с проблемой генезиса руд, остаются все еще нерешенными и неясными, несмотря на достаточно хорошую изученность отдельных объектов. В связи с этим выяснение генезиса стратиформных месторождений и познание закономерностей их размещения в общем ходе развития земной коры имеет, помимо научного, важное значение прежде всего для правильного направления поисковых работ и прогнозной оценки новых территорий.

В последние 15—20 лет как в советской, так и в зарубежной печати появились многочисленные работы, освещающие состояние вопроса происхождения стратиформных месторождений, распространенных в различных регионах мира. В итоге многолетней дискуссии к настоящему времени окончательно оформились четыре направления по вопросу происхождения стратиформных месторождений цветных металлов в осадочных, осадочно-метаморфических и вулканогенно-осадочных формациях.

Первая группа исследователей по традиции отстаивает мнение о гидротермальном — магматогенном происхождении этих месторождений и относит их к типу телетермальных. Другие ученые считают, что стратиформные месторождения имеют исходную сингенетическую природу. Источником металлов считаются разрашающиеся коренные породы, первично обогащенные

металлами, и залегающие среди них древние месторождения цветных металлов или продукты подводной гидротермальной деятельности и синхронного вулканизма. В данном случае, несмотря на различный источник рудного вещества, процесс формирования рудных залежей подчинялся законам осадочной дифференциации.

Третьей группой исследователей развивается гипотеза о полигенном и полихронном происхождении стратиформных месторождений. Согласно этой гипотезе рудообразование начинается с формирования сингенетических и синхронных с вмещающими породами вулканогенно-осадочных и осадочных руд, претерпевающих закономерные диагенетические и катагенетические преобразования. После перекрытия таких залежей породами кровли оно может смениться рудообразованием, связанным с деятельностью подземных горячих гиперализованных вод, производящих перегруппировку минеральной массы и способных к созданию эпигенетических секущих рудных тел.

В последнее время высказывается предположение об экзогенно-эпигенетическом (инфильтрационном) происхождении стратиформного оруденения в пестроцветных и карбонатных формациях. В данном случае в качестве источника рудного вещества предполагаются захороненные подземные воды, обогащенные полезными компонентами в результате выщелачивания боксовых пород.

До начала пятидесятых годов как в нашей стране, так и за рубежом безраздельно господствовала гипотеза Линдгрена-Грейтона о телетермальном происхождении свинцово-цинкового и медного оруденения в осадочных формациях. Все известные к тому времени пластовые месторождения были отнесены к группе гидротермальных месторождений и исследовались геологами-рудниками, специализировавшимися на изучении заведомо магматогенных месторождений. В то же время осадочные, осадочно-метаморфические и осадочно-вулканогенные формации, содержащие стратиформные рудные залежи, т. е. геологическая среда, во многом остались не исследованными; они рассматривались как готовая анизотропная среда, не оказывающая никакого влияния на концентрацию цветных металлов.

В связи с увеличением объема геолого-разведочных работ, охватывающих большие территории и новые районы, все больше и больше накапливался фактический материал, противоречащий гипотезе гидротермального происхождения стратиформного оруденения. В результате бурного развития геологической

науки в нашей стране начало усовершенствоваться и учение об осадочных и осадочно-вулканогенных полезных ископаемых. Появились известные работы М. М. Константинова, В. М. Попова, В. С. Домарева, Н. М. Страхова, Л. В. Пустовалова, В. И. Смирнова, П. С. Саакяна, Л. Ф. Наркелюна, Ю. В. Богданова и других исследователей, поднимающие на новую ступень изучение стратиформных месторождений цветных металлов.

В результате комплексного анализа накопленных материалов в течение длительного периода времени развивается теоретическое положение о том, что стратиформные месторождения, связанные с осадочными, осадочно-метаморфическими и вулканогенно-осадочными толщами, залегающими в различных геотектонических условиях и стратиграфических системах земной коры, имеют исходную сингенетическую природу (Попов, 1964; Асапалиев, Попов, 1972). При этом в качестве источника рудного вещества в осадках, в зависимости от конкретных геотектонических условий, в одном случае выступают продукты разрушающихся континентов, сложенных разнообразными типами пород, первично обогащенных цветными и редкими металлами. В другом случае источником рудного вещества является синхронная вулканическая деятельность или подводные гидротермальные процессы. В некоторых случаях источник рудных залежей является комбинированным, когда в нем участвуют продукты разрушения континентов и глубинных процессов. Однако, независимо от источника рудного вещества концентрация и формирование рудных залежей подчиняются законам осадочного и вулканогенно-осадочного литогенеза.

Рудное вещество, внесенное в осадок из различных источников в результате постседиментационных процессов, претерпевает сложное и длительное преобразование в течение двух основных этапов — седиментационного и постседиментационного, или тектоно-метаморфического. Седиментационный этап относится к начальным стадиям осадочного рудообразования: седиментогенезу и диагенезу. На данном этапе ведущее значение приобретают палеотектонические и палеогеографические факторы, определяющие собой общий характер областей седиментации и пространственное размещение их в пределах рудных концентраций. В ходе общего осадконакопления на данном этапе определяется стратиграфическое положение рудоносных горизонтов и пластовых залежей в разрезе продуктивных толщ; закладываются их основные морфологические особенности и вещественный состав; возникает ритмичность в строении продуктив-

ных толщ и тесно связанная с ней многоярусность оруденения; широко проявляются процессы химической дифференциации вещества, обусловившие обособление отдельных металлов в различных стратиграфических горизонтах и возникновение минералогической седиментационной зональности в строении рудных залежей. Дорудный палеорельеф влияет на пространственное размещение в области седиментации рудообразующих фаций. Как составная часть первичного осадка, рудное вещество участвует во всех долитификационных процессах и седиментационных текстурах, входя в состав диагенетических образований. Устанавливается ясный стратиграфический, литологический, фациальный и формационный контроль оруденения.

Основные особенности стратиформных месторождений, сформированные в седиментационный этап, в той или иной мере удерживаются и сохраняются в ходе дальнейшего длительного их преобразования при процессах катагенеза, метагенеза, регионального и дислокационного метаморфизма, складкообразования, сопровождавшихся нередко воздействием на рудные залежи более поздней магматической деятельности. В результате этого стратиформное оруденение нередко приобретает черты эпигенетичности. Совокупность этих процессов, приводящих часто к глубоким изменениям стратиформных месторождений, составляет более поздний постседиментационный или тектоно-метаморфический этап их формирования.

Таким образом, формирование стратиформных месторождений является сложным, весьма длительным и нередко многостадийным и полигенным процессом, охватывающим значительный отрезок времени с участием самых разнообразных геологических факторов.

Таков методологический подход, используемый нами при изучении стратиформных месторождений. Этот подход развивался сначала на примере изучения меденосных пестроцветных формаций, позже применялся при исследовании стратиформного оруденения в карбонатных, черносланцевых и вулканогенно-осадочных толщах (Попов, 1951; 1964; Асаналиев, Попов, 1972; Асаналиев, Дружинин, 1974). В последнее время это теоретическое положение нашло широкое распространение среди геологов. Многочисленные исследователи успешно развивают это направление на примере изучения стратиформного оруденения различных районов Советского Союза (Джезказган, Удокан, Донбасс, Кавказ, Приуралье, Тянь-Шань, Забайкалье и т. д.). Многими исследователями предлагались и успешно развиваются

модифицированные варианты теории сингенетического рудообразования: сингенетически-эпигенетический (В. И. Попов, Л. Д. Шнора, М. П. Баскаков и др.), гидротермально-осадочный (Н. С. Скринченко, Д. И. Горжевский, В. Н. Козоренко, Э. Г. Дистанов и др.), термально-осадочный (Ф. В. Чухров). Плодотворно развивается идея о длительности и полигенности формирования стратиформных месторождений (В. И. Смирнов), предложена двухэтапность образования пластового оруденения (Г. Н. Щерба, Н. М. Митряева, Т. Н. Шадлул, С. А. Юшко и др.).

Однако, несмотря на разные варианты трактовки генезиса стратиформного оруденения, в работах этих исследователей отчетливо подчеркивается наличие синхронного оруденения цветных металлов в первичных осадках со свойственными ему структурно-текстурными, геохимическими и минералогическими особенностями. Мнения исследователей расходятся в вопросе оценки и трактовки продуктов преобразования и переотложения синхронного оруденения в контурах рудных залежей и формаций. Для решения этого вопроса нередко привлекаются глубинные, подводно-гидротермальные, термальные, инфильтрационные и др. процессы. Но решение данного вопроса является делом времени: мы не должны забывать, что многие из вышеуказанных исследователей в недавнем прошлом упорно отстаивали гидротермально-магматогенный генезис стратиформных месторождений. Однако, в последнее время под влиянием нового фактического материала именно они внесли большой вклад в дело выяснения сингенетической природы многих стратиформных месторождений. Ими показаны неприемлемость многих положений традиционной ортодоксальной гидротермальной теории рудообразования для решения генезиса стратиформного оруденения в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях.

В последнее время под влиянием огромного нового фактического материала представление о гидротермально-магматогенном генезисе большинства крупнейших стратиформных месторождений начало резко меняться в пользу исходного сингенетического происхождения оруденения. В этом отношении весьма показательным примером является выступление большой группы ведущих ученых нашей страны: В. Л. Барсукова, Г. С. Дзюцелидзе, Ш. Е. Есеева, Г. А. Твалчредидзе, Н. А. Шило и А. Д. Щеглова (1973), отнюдь не симпатизирующих сингенетической теории, но вопросу происхождения известного полиметаллического месторождения Сулливан в Канаде, которое наряду с месторождениями Брокен-Хилл, Маунт-Айза и др. считалось типич-

ным представителем гидротермального оруденения. Вышеуказанные ученые, посетившие месторождение Сулливан в 1972 г. по время 24-й сессии Международного геологического конгресса, совершенно отчетливо указывают, что оно имеет исходное сингенетическое происхождение с последующим наложением на него позднего гидротермального оловянного оруденения. В объективности этих ученых, в недавнем прошлом разделявших гидротермальное происхождение Сулливана, у нас нет никаких сомнений. Только следует особо подчеркнуть, что еще в 1962 г. В. М. Поповым, на примере анализа большого количества фактического материала зарубежных ученых, показана принадлежность Сулливана, Маунт-Айзы и Брокен-Хилла к типу исходных первично-осадочных месторождений, претерпевших длительное постседиментационное преобразование.

В последнее время теория сингенетического рудообразования широко распространилась в зарубежных странах, особенно в Японии и в Западной Европе: Франции, Испании, Италии, ФРГ, Австрии, а также в Польше и ГДР. Об этом свидетельствуют многочисленные работы, опубликованные в печати этих стран. Во многих странах (Англия, ФРГ, Турция и др.) проходили различные конференции и симпозиумы, где обсуждались вопросы геологии и генезиса стратиформных месторождений цветных металлов.

Но самым главным доводом в пользу широкого распространения первичноосадочного стратиформного оруденения в природе являются материалы 23-й, 24-й и 25-й сессий Международного геологического конгресса и 7 Международного конгресса по седиментологии, в которых приведены весьма аргументированные данные о сингенетическом происхождении многочисленных свинцово-цинковых месторождений Франции, Италии, Австрии, медных месторождений Польши, Замбии, Заира, Индии, колчеданно-полиметаллических месторождений Канады, Австралии, Японии и др. Широкое распространение теории сингенетического рудообразования за рубежом отмечают большинство советских участников международных конгрессов и симпозиумов, проходивших в последние годы. По свидетельству академика В. И. Смирнова (1973), в некоторых зарубежных странах (Испания, Канада и др.) при составлении металлогенических карт даже среднего масштаба стратиформные месторождения отпесочены к типу сингенетических; исходя из этого учитываются поисковые признаки, вытекающие из этой теории. Подобный подход

имеет место при изучении стратиформных месторождений Туни-са, Франции и др.

Стратиформные месторождения привлекли особое внимание участников 24-й сессии Международного геологического конгресса. По данным Г. Ф. Крашенинникова (1973), на секции «Рудные месторождения» из 69 докладов, освещающих самые разнообразные типы месторождений, не менее 16 были посвящены стратиформным и заведомо осадочным месторождениям. На 25-й сессии Международного геологического конгресса, который проходил в Австралии в августе 1976 года, также большое внимание уделено генезису стратиформных месторождений. По данным участников этого конгресса, такие крупнейшие стратиформные месторождения Австралии, как Брокен-Хилл, Вудлоун, Маунт-Айза, Хилтон, Мак-Артур и др. являются сингенетическими месторождениями, связанными с вулканогенно-осадочным литогенезом (Смирнов, 1977; Тугаринов, 1977). Во время работы конгресса по поводу генезиса указанных месторождений Австралии «не было сказано ни одного слова по поводу их возможного родства с гранитным магматизмом, которое считается абсурдным» (Смирнов, 1977).

В последние годы исключительно интересные данные получены по сингенетической стратиформной рудоносности современных осадков. На дне Красного моря обнаружен ряд впадин, где происходит современное сингенетическое накопление цветных металлов (содержание в илах цинка до 4,6%, меди 1,8%). Ныне всеми признано, что это современное сингенетическое месторождение с глубинным источником рудного вещества; здесь концентрация полезных компонентов подчиняется законам литогенеза и установлен определенный фациальный контроль и зональность в процессе накопления металлов в осадках. Предполагается, что подобные сингенетические образования могут быть встречены в Аденском заливе, в Калифорнийском трюге и в рифтовых зонах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Особенно интересные результаты получены советскими геологами в девятом пятилетии при открытии и изучении стратиформных месторождений. По данным А. Д. Щеглова (1976), основные успехи в рудной геологии при решении прикладных задач в девятом пятилетии были достигнуты в следующих трех направлениях:

- 1) при изучении стратиформных месторождений;
- 2) месторождений, связанных с вулканогенными формациями;

3) рудных месторождений, имеющих докембрийский возраст.

Выявление и изучение стратиформных месторождений привело к интересным новым открытиям рудных месторождений в различных районах страны. Открыты стратиформные свинцово-цинковые, железорудные и другие месторождения. Стратиформные полиметаллические месторождения в карбонатных породах открыты в Якутии (Сардана, Уруй), Узбекистане (Уч-Кулачское), колчеданно-полиметаллические месторождения в терригенных породах Якутии (Ходойдохское), Абхазии (Аданге) и цинковые месторождения в сланцевых толщах карбона на Урале (Амурское), полиметаллическое месторождение в протерозойских толщах Северного Прибайкалья (Холодненское), свинцово-цинковое месторождение Жайрем (Казахстан). «Одним словом, среди открытых в прошедшее пятилетие месторождений стратиформным принадлежит особая роль; именно среди месторождений этого типа выявлены наиболее значительные объекты, причем для полиметаллических месторождений эта морфологическая группа приобретает ведущее значение для поисков и разведки наиболее масштабных объектов (Щеглов, 1976).

Главные итоги второго направления также тесно связаны с изучением и открытием стратиформных свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана (Атасуйский район), Западного Узбекистана, медноколчеданных месторождений Южного Урала, связанных с вулканогенно-осадочными комплексами палеозоя. Третье направление связано с более интенсивным изучением рудоносности докембрийских комплексов. Среди последних наиболее интересным является недавно выявленный Прибайкальский полиметаллический (Барвинское) пояс, район известного Удоканского медного месторождения и Енисейского крижа.

По данным А. Д. Щеглова (1976), в десятую пятилетку эти три направления в изучении рудных месторождений сохраняют свою актуальность, изучению стратиформных рудных месторождений будет по-прежнему придаваться важное значение.

В результате многолетних работ большого коллектива исследователей в настоящее время выявлены основные геологические факторы, контролирующие размещение стратиформного оруденения в различных участках земной коры. Установлена полиструктурность стратиформных месторождений: формирование их в самых различных тектонических условиях. Они встречаются почти во всех тектонических структурах, выделяемых в исто-

рии земли: в платформах, геосинклинальных системах и переходных между ними структурах. Выявлена моноклиматичность (аридность) стратиформных месторождений в осадочных толщах. Выяснена важнейшая роль литолого-фациального, палеогеографического, геохимического, стадильного и металлогенического контроля в концентрации меди, свинца и цинка в разрезе продуктивных толщ.

Выявлена периодичность формирования медных и свинцово-цинковых месторождений в истории земли, установлены эпохи интенсивного накопления этих элементов и эпохи, когда происходило ослабленное накопление цветных металлов. На территории СССР выделяются следующие крупные эпохи формирования стратиформных месторождений:

1) раннепротерозойская — медистые песчаники Кодаро-Удканского, Средневитимского и Токко-Олекминского районов, серноколчеданное месторождение Ачикташ Киргизского хребта;

2) среднепротерозойская — медистые песчаники Западного Прибайкалья, Южного Верхоянья, барит-полиметаллические руды Южного Верхоянья;

3) позднепротерозойская (рифейская) — медистые песчаники западного (Игарский район), южного (Присаянье, Западное Прибайкалье) и восточного обрамления Сибирской платформы, Кыллахской провинции, свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах Енисейского кряжа, Западного Прибайкалья, Юго-Восточной Якутии, колчеданно-полиметаллическое оруденение Восточной Якутии, Северного Прибайкалья, Енисейского кряжа, Джунгарии, Северной Киргизии;

4) вендская — медистые песчаники нижнего Приангарья, Присаянья, Западного Прибайкалья, Таласского хребта, свинцово-цинковое оруденение Юго-Восточной Якутии (месторождения Сардана, Уруй), Хабаровского края, Подольского Приднестровья;

5) кембрийская — медистые песчаники Приангарья, Присаянья, Прибайкалья, Иркутского амфитеатра, Восточной Якутии, свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах Северного Верхоянья, колчеданно-полиметаллические месторождения Западного Забайкалья (месторождение Озерное), Западного Саяна, Тувы, Южного Казахстана;

6) ордовикская — медистые песчаники Юго-Западного Прибайкалья, свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах Пай-Хол, Вайгача, Иркутского амфитеатра, Березовской впадины;

7) силурийская — медное оруденение в осадочно-вулканогенных породах Тувы, Магаданской области, Восточной Якутии, Северного Кавказа, медистые песчаники Северного Приуралья, свинцово-цинковое оруденение Илычского района, Тунгусской спнеклизы;

8) девонская — медистые песчаники Минусинской впадины, Приднестровья, Чаткальского хребта, архипелага Северная Земля. Сетта-Дебана, свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах Среднего Тянь-Шаня (Миргалимсайский, Сумсарский районы), Карагайлы-Кентюбинского района (юго-западного обрамления Колымского массива), колчеданно-полиметаллическое оруденение в осадочно-вулканогенных толщах Западного Узбекистана, Южного Урала, Северного Кавказа, Центрального Казахстана, Джунгарии, Рудного Алтая, Тувы, восточного обрамления Сибирской платформы;

9) каменноугольная — медистые песчаники Джекказганской впадины, Кыргызского хребта, свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах хребта Большого Каратау, Чаткальского, Молдо-Тоо, Присонкуля, Джергаланского района, Прибалхашья, Северного Верхоянья, колчеданно-полиметаллическое оруденение в вулканогенно-осадочных толщах Южного Узбекистана;

10) пермская — медистые песчаники Приуралья, Башкирии, Татарии, Донбасса, Прибалтики, Тепизской впадины, Мангышлака, Южной Киргизии;

11) юрская — свинцово-цинковое оруденение южного Узбекистана, Абхазии, Северного Кавказа (междуречье Кубань — Аргун), колчеданно-полиметаллическое оруденение Северного Кавказа (месторождения Филизчай, Кызыл-Дере):

12) меловая — медистые песчаники Южно-Ферганского мелового пояса, Абхазия;

13) неогеновая — медистые песчаники Ферганской, Южно-Таджикской и Нарынской впадин, Предкарпатского прогиба, свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах Предкарпатского прогиба.

Выявлена макро- и микроритмичность в рудонакоплении внутри продуктивных толщ, участие рудного вещества в трансгрессиях и регрессиях водбемов, конседиментационных структурных и во всех постседиментационных преобразованиях продуктивных свит. Установлен отчетливый формационный контроль оруденения и приуроченность их к определенным типам разрезов формаций, образующихся в мелководных, несколько

осоловленных бассейнах. Главная масса свинцово-цинковых месторождений связана с карбонатными формациями платформ и мпогеосинклиналей. Медное оруденение постоянно ассоциируется с пестроцветными и красноцветными толщами, которые формируются в широком спектре тектонических структур. Колчеданно-полиметаллические месторождения связаны с черносланцевыми и вулканогенно-осадочными формациями эвгеосинклинальных областей.

Важным моментом в изучении стратифицированных месторождений цветных металлов является то, что среди них выделены различные генетические типы, образующиеся в стадии седиментогенеза, диагенеза, катагенеза, регионального метаморфизма и гидротермального метасоматизма. Детально изучены структуры и текстуры руд, отражающие различные этапы преобразования исходного сингенетического рудного вещества. В ряде примеров была убедительно показана роль наложенных эпигенетических процессов на первично-осадочное оруденение. Для стратифицированных месторождений важнейших рудных районов определен изотопный состав свинца, показывающий синхронность оруденения с вмещающими продуктивными формациями. Путем специальных экспериментальных исследований меди, свинца и цинка было показано, что накопление их в осадках различных бассейнов может осуществляться путем сорбции из природных вод с малым их содержанием. Основными породами — носителями упомянутых элементов оказались доломиты, известняки, гидроокислы железа, органическое вещество, глинистые материалы и др.

Установлен широкий разброс вариаций серы сульфидов стратиформных месторождений с широким захватом поля облегченной серы, свидетельствующим о ее биогенно-осадочном характере. Установлены приуроченность рудных залежей к горизонтам с повышенным кларковым содержанием цветных металлов, отчетливая зональность в размещении меди, свинца и цинка от областей сноса вглубь бассейна. На примере отдельных районов разработаны поисковые критерии и методики прогнозной оценки свинца, цинка, меди в осадочных формациях.

Таким образом, усилиями многочисленных исследователей в геологической литературе освещен и разрешен значительный круг вопросов, на основании которых можно уверенно считать, что основная масса стратиформных месторождений имеет исходную сингенетическую природу; эти месторождения впоследствии подверглись различным преобразованиям. Для многих страти-

фицированных месторождений свинца, цинка и меди доказана бесспорная осадочная (Удокап, Донбасс, Приуралье и др.) или вулканогенно-осадочная природа (Атасуйский район, Красноярский край, Тувинская АССР, Северный Кавказ и др.). Показана исходная первичноосадочная природа стратиформных месторождений таких важных рудных районов, как хребты Каратау, Чаткальский, Нуратау, Джунгарии, Забайкалья, Прибайкалья, Центральный Казахстан и др.

Впервые в истории советской науки в 1968 г. во время восьмого Всесоюзного литологического совещания работала секция «Осадочные руды цветных металлов», в которой многочисленными исследователями доложены результаты комплексных исследований почти по всем известным рудным районам Советского Союза. В решениях указанного совещания был поставлен вопрос о настоятельной необходимости ревизии отдельных месторождений и целых рудных районов нашей страны с точки зрения первичноосадочного происхождения руд (Попов, 1970).

В г. Чите дважды (1971 и 1977 гг.) состоялся специальный семинар по геологии и генезису стратиформных месторождений, в которых обсуждались различные аспекты этой сложной проблемы. Особенно важным оказался второй читинский семинар, подводивший определенные итоги изучения стратиформных месторождений Сибири и Дальнего Востока. Материалы указанного семинара убедительно показывают принадлежность многочисленных стратиформных месторождений этого района к исходным первично-осадочным, подверженным в различной степени преобразованиям в результате длительных естественно-исторических процессов.

В многочисленных докладах семинара обоснованно показано наличие на территории СССР не только сингенетических стратиформных месторождений свинца, цинка, меди, но и таких важнейших элементов, как золото, олово, вольфрам и др. В решении второго читинского семинара намечена обширная программа дальнейших исследований стратиформных месторождений.

Несмотря на определенные достижения в изучении стратиформных месторождений, перед нами стоят еще большие и сложные задачи. Среди них наиболее важными являются следующие:

— Дальнейшее углубленное изучение источников рудного вещества (экзогенного и эндогенного), условий переноса и концентрации цветных металлов в осадочных и вулканогенно-осадочных формах. С целью реализации данной задачи необходимо целеустремленное изучение геохимии меди, свинца и цинка

в современных речных, озерных, морских и океанических осадках. В последние годы проведены значительные работы по выяснению геохимии многих элементов в современных осадках (железо, марганец, кремний, фосфор, редкие земли и др.), но во всех этих исследованиях почти отсутствуют обстоятельные данные по геохимии меди, свинца и цинка. Тем не менее, судя по отрывочным данным, имеются сведения о значительной концентрации свинца и особенно цинка (до 40%) в современных океанических осадках. Результаты изучения поведения меди, свинца и цинка в современных осадках важны для познания характера концентрации этих элементов в более древних осадочных формациях.

— В общих чертах выяснена принадлежность стратиформных медных и свинцово-цинковых месторождений к диагенетическому и катагенетическому типам. Но специальное углубленное изучение геохимии меди, свинца и цинка как в современных, так в древних заведомо диагенетических образованиях отсутствует. Также весьма слабо изучено поведение этих металлов в катагенетических, метагенетических, метаморфических процессах и в подземных водах рудоносных площадей. Поэтому ближайшей задачей является детальное изучение поведения меди, свинца и цинка в вышеуказанных процессах.

— Необходимо дальнейшее изучение проблемы «кларка и руды» применительно для меди, свинца и цинка. Для некоторых районов установлено, что рудные залежки образуются в том случае, если рудовмещающие осадки отличаются повышенным кларком указанных элементов. В связи с этим необходимо для всех рудных районов выяснение местного кларка свинца, цинка и меди с целью сравнения его со средним для осадочных пород.

— Необходимо составление крупномасштабных кондиционных фацциально-палеогеографических карт для отдельных месторождений и рудных районов с целью прогнозирования свинцово-цинкового и медного оруденения. Эти построения должны базироваться на результатах детальных палеотектонических, литолого-фацциальных, палеогеографических, структурно-фацциальных и ритмостратиграфических исследований.

— Известно, что повышенные концентрации цветных металлов связаны с терригенными и карбонатными породами, обогащенными органическим веществом. Поредко отдельные организмы и бактерии являлись концентраторами цветных и редких металлов. Велико значение органических веществ как природных адсорбентов различных элементов. Поэтому необходимо целеустремленное изучение роли органического вещества и бактериаль-

ной деятельности как в современном, так и в древнем рудообразовании.

— Необходимо дальнейшее продолжение экспериментальных исследований, моделирующих природные процессы концентрации цветных металлов, изучение изотопного состава свинца и серы известных месторождений рудных районов и температуры образования отдельных рудообразующих минералов для получения дополнительной информации по выяснению условий рудообразования.

— Необходимо проведение детального сравнительного формационного и металлогенического анализа осадочных и вулканогенно-осадочных толщ с целью выявления наиболее общих закономерностей формирования свинца, цинка и меди в экзогенных процессах и создание более совершенной теории образования цветных металлов в земной коре.

— Создание общей классификации свинцово-цинковых и медных месторождений в осадочных, осадочно-метаморфических и осадочно-вулканогенных формациях, учитывающей седиментационные, диагенетические, катагенетические, метагенетические, метаморфические, тектонические и гидротермальные факторы рудообразования.

— Разработка поисковых критериев, диагностических признаков, методики изучения и прогнозной оценки каждого генетического типа свинцово-цинкового и медного оруденения с целью обнаружения новых площадей и районов распространения меди, свинца и цинка. Чрезмерное увлечение генетическими вопросами привело к отставанию работ по разработке указанных важнейших вопросов по оценке и прогнозированию стратиформных месторождений. До сих пор отсутствует единая методика изучения стратиформных месторождений, учитывающая современные достижения геологической науки.

— Организация единого координационного центра по изучению цветных металлов в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях с целью разработки методических вопросов по изучению рассматриваемого оруденения и обобщения накопленных материалов по стратифицированным месторождениям. Необходимо систематическая публикация обобщающих работ по отдельным рудным месторождениям, целым рудным провинциям, теоретическим и экспериментальным исследованиям, освещающим современное состояние проблемы происхождения цветных металлов в осадочных и вулканогенно-осадочных формаци-

ях, а также периодический созыв совещаний и конференций по геологии и генезису рассматриваемого типа оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асаналиев У., Попов В. М. Состояние и задачи изучения проблемы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Изв. АН Кнрг. ССР, № 1, 1972.
2. Асаналиев У., Дружинин И. П. К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях. Геол. рудн. месторожд. № 8, 1973.
3. Барсуков В. Л., Дзоценидзе Г. С. и др. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Западной Канады. Геол. рудн. месторожд. № 3, 1973.
4. Крашенинников Г. Ф. Литология на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1973.
5. Пераго В. А. Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов, М., «Недра», 1975.
6. Попов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса. В кн.: Проблема генезиса руд. М., 1964.
7. Попов В. М. Проблемы генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов. В кн.: Состояние и задачи сов. литологии, т. 2. М., 1970.
8. Смирнов В. И. Проблемы геологии рудных месторождений на международном геологическом конгрессе в Канаде. Геол. рудн. месторожд., № 1, 1973.
9. Смирнов В. И. Проблемы геологии рудных месторождений на международном геологическом конгрессе в Австралии. Геол. рудн. месторожд., № 2, 1977.
10. Тугаринов А. И. Маунт-Айза. Стратиформное месторождение осадочного генезиса. Геол. рудн. месторожд., № 2, 1977.
11. Щеголов А. Д. Рудная геология в новой пятилетке. Геол. рудн. месторожд., № 3, 1976.

К. О. Осмонбетов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ СВЯЗЬ С РУДНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Современные представления по геологии и металлогении ртутных месторождений базируются на работах Д. И. Щербакова (15), А. А. Саукова (7,8), В. И. Смирнова (10), Н. М. Синицына (9), В. Э. Пояркова (5), Г. С. Поршнякова (6), В. П. Федорчука (12, 13), В. Т. Сургая (11), Н. А. Никифорова (2), И. И. Бочкарева, М. Г. Жарикова (1) и многих других.

В последние годы в процессе проведения геологоразведочных и эксплуатационных работ (М. А. Симонян, А. М. Карев, Ю. Н. Андреев, Дж. Б. Боркоев, А. И. Гончаров, К. О. Осмонбетов, Б. П. Распопов и др.) на ртутных месторождениях установлены

скрытые рудные зоны (тела) и накоплены новые данные по условиям локализации оруденения.

В предлагаемой статье суммированы результаты геологических работ последних лет.

Типы ртутных месторождений и их геологическая характеристика

На территории Советского Тянь-Шаня выявлены многочисленные месторождения и рудопроявления ртути, которые по особенностям литологического состава рудовмещающих пород и условиям размещения разделяются на следующие промышленные типы: джасперодный, листовенитовый и карбонатный (1, 2, 3, 12).

Рассмотрим основные геологические особенности месторождений указанных типов.

В геологическом строении месторождения джасперодного типа принимают участие главным образом осадочные породы силура, девона и карбона, среди которых преобладают алевролиты, глинистые, песчано- и кремнисто-глинистые сланцы, массивные и слоистые известняки. Интрузивные породы пользуются незначительным распространением и представлены мелкими телами кварцевых альбитофиров и монзонитов, а также дайками диабазовых порфиритов. В северной части рудного поля залегают карбонатные породы, образующие моноклиналичную складку, падающую на север под углом 45—60°. Средняя часть ее сложена терригенными отложениями, собранными в систему антиклинальных и синклиналильных складок. В южной части моноклинали преобладают известняки и сланцы, образующие антиклинальную структуру второго порядка, которая состоит из Северной и Южной антиклиналей, разделенных Центральным синклиналильным прогибом второго порядка. Складчатые структуры осложнены разрывными нарушениями, из которых наиболее крупным является Ишметауский и параллельные ему крутопадающие широтные разломы — Караарчинский взброс, Южный и Долинный сбросы. Крупные нарушения сопровождаются диагональными разломами и трещинами скола северо-восточного направления.

Оруденение в пределах месторождения контролируется Северной и Южной антиклиналями, Ишметауским надвигом, широтными и диагональными разломами и локализуется преимущественно в зоне контакта известняков и сланцев среднего кар-

бона, частично в известняках нижнего карбона. В результате окремнения известняки превращены в джаспероиды, а сланцы в роговики; гидротермальные изменения пород выразились также в серицитизации, флюоритизации и кальцитизации.

В пределах месторождения концентрация оруденения определяется сочетанием следующих факторов: наличием складчатых структур типа куполовидных поднятий и осложняющих их мелкоамплитудных разрывных нарушений, мелких складок и изгибов, развитием джаспероидов, джаспероидно-роговиковых брекчий и экранизирующих сланцев. Главная масса оруденения (порядка 60%) заключена в джаспероидах и джаспероидно-роговиковых брекчиях, около 26% в массивных известняках, 13% в слоистых известняках и только 1% в сланцах. Рудные тела имеют очень сложную форму, в основном они небольших размеров и распределены среди вмещающих пород крайне неравномерно, вследствие чего оконтуривание их весьма затруднительно. Наиболее крупные и богатые рудные тела локализуются в осевых частях куполовидных складок III и IV порядков, осложняющих Южную и Северную антиклинали, на крыльях складок интенсивность оруденения снижается, в синклинальных прогибах она минимальная. По отношению к слоистости вмещающих пород выделяются согласные, секущие и сложные рудные тела; наибольшим распространением пользуются секущие тела жило- и столбообразной формы, объем которых колеблется от десятков до нескольких тысяч куб. м.

Оруденение Южной антиклинали в основном приурочено к окварцованным или превращенным в джаспероиды и джаспероидно-роговиковые брекчии слоистым известнякам пыркафской свиты среднего карбона, вблизи контакта их с перекрывающими сланцами толубайской свиты того же возраста. Рудовмещающий горизонт местами выходит на поверхность, а в основном залегает на глубинах до 350—450 м. Мощность рудовмещающего горизонта колеблется от 5 до 30 м (редко до 120 м). Примерно половина рудных тел концентрируется в зоне контакта сланцев и известняков мощностью 10—15 м.

Руды Южной антиклинали являются монометалльными, основным рудным минералом является киноварь; изредка встречаются антимонит, пирит, блеклые руды, метациннабарит и самородная ртуть; из нерудных минералов отмечаются кварц, кальцит, флюорит, барит. Содержание ртути по пробам колеблется от сотых долей до 20—25%, среднее по участкам составляет 0,16—0,26%. Руды Южной антиклинали образуют, в основ-

ном, пластообразные, гнездообразные, жило- и столбообразные тела.

Оруденение Северной антиклинали представлено комплексными ртутно-сурьмяными рудами с флюоритом. Литологический контроль оруденения выражен нечетко и рудные тела встречаются в зоне мощностью 100—180 м либо в толубайской свите, либо в толубайской свите и пыркафской. Рудная минерализация локализуется преимущественно вдоль разломов широтного и северо-восточного простирания в прослоях окварцованных известняков, джаспероидах, джаспероидно-известняково-роговиковых брекчиях. В большинстве случаев рудовмещающая толща выходит на поверхность. Преобладают секущие жило- и линзообразные тела, а также сложные по форме рудные гнезда. Главными рудными минералами являются киноварь и антимонит, из нерудных — флюорит, кварц, кальцит, серицит. Соотношение киновари и антимонита сильно колеблется, в связи с чем состав руд изменяется от чисто ртутных до почти сурьмяных. Окисленной сурьмы содержится около 30%. Содержание компонентов колеблется в значительных пределах. На некоторых участках встречаются мышьяковые руды, в которых преобладают аурипигмент и реальгар, а киноварь присутствует в виде примеси.

В геологическом строении месторождения листовенитового типа принимают участие эффузивно-осадочные породы кембрия, силура, девона и карбона. Широкое развитие получают основные и ультраосновные интрузивные породы, которые впоследствии подвергаются интенсивной серпентинизации и лиственитизации.

В центральной части месторождения породы смяты в асимметричную опрокинутую антиклиналь, крылья которой срезаны крутопадающими продольными разломами. Падение пород северного крыла антиклинали в среднем 70° . Вмещающие породы в результате гидротермального метаморфизма сильно изменены.

Ртутное оруденение приурочено к четырем крутопадающим рудоносным зонам — Южной, Северной, 2-й Южной и 3-й Южной.

Южная зона, являющаяся основной на месторождении и включающая 80% всех запасов по металлу, находится в центральной части месторождения, в лежащем боку крупного разлома на контакте с эффузивами и имеет мощность от 3—5 м на западе до 60—80 м — на востоке. Простирание ее близкое к широтному, падение крутое, в среднем под углом 70° на север. В пределах зоны листовениты чередуются с гидротермально изме-

нешними алевролитами, сланцами и другими породами терригенного состава. Характер распределения оруденения в зоне неравномерный. Самые глубокие скважины не установили выклинивания кондиционных руд.

Северная рудопоясная зона располагается в 80—100 м к северу от Южной зоны и включает в себе 16% запасов металла. Она прослеживается по падению (под углом 75—80° на север) на 350—400 м; мощность ее колеблется от 5 до 50 м. Зона сложена преимущественно лиственитами, богатое оруденение приурочено, главным образом, к флексуобразному изгибу зоны в интервале от поверхности до глубины 200—220 м.

2-я Южная рудоносная зона расположена в 100—150 м к югу от Южной зоны и сложена изменчивыми эффузивами. Падение зоны северное под углом 65—70°. Оруденение концентрируется в ее восточной части.

3-я Южная рудоносная зона располагается еще южнее 2-й Южной рудоносной зоны и представлена лиственитами и сланцами. Структурная позиция и распределение оруденения в 3-й Южной зоне пока изучены в недостаточной степени.

Для месторождения лиственитового типа характерно тонковкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение, приуроченное к карбонатным прожилкам в лиственитах, терригенных породах и эффузивах. Запасы ртути в лиственитах составляют 72%, в прочих породах — 28%.

Основным рудным минералом является киноварь, кроме того, встречаются пирит, марказит, халькопирит и арсенопирит.

В геологическом строении месторождения карбонатного типа принимают участие моноклиально падающие на юг известняки девона, нижнего, среднего карбона и сланцы среднего карбона. На отложения девона и карбона по крупному взбросонадвигу налегают терригенные породы силура. Падение пород и брекчированных зон южное под углом 30—50°.

Оруденение приурочено исключительно к породам девона, карбона и связано с мелкими тектоническими трещинами, оперяющимися надвиг.

Рудные участки располагаются цепочкой в широтном направлении на протяжении нескольких километров вдоль линии взбросонадвига.

Руды представлены кремнистыми, карбонатно-кремнистыми и известняково-кальцитовыми брекчиями мощностью от 0,5 до 12 м. В цементе брекчий встречаются кварц, кальцит, киноварь, реже флюорит и др.

По форме рудные тела представляют пластообразные залежи, линзы, жилы и неправильные гнездообразные тела. Распределение кновари в руде крайне неравномерное.

Метаморфизм и околорудные изменения вмещающих пород

Изучая геологическое строение и околорудные изменения вмещающих пород на ртутных месторождениях джаспероидного типа, А. А. Сауков в 1928—1930 гг. установил следующие изменения пород: окремнение, флюоритизация, кальцитизация и брекчирование.

В результате последующих исследований (1, 2, 4, 13) околорудные изменения вмещающих пород в связи с рудными процессами изучены более детально и полно.

Установлено, что метаморфизм пород достаточно развит в пределах ртутных месторождений Тянь-Шаня. Интенсивность проявления рудного метаморфизма во многом зависит от структурных особенностей отдельных участков, литологии слагающих месторождение пород и удаленности от рудоносных зон. По времени появления можно выделить метаморфизм раннего этапа, предшествующего рудообразованию, и более позднего этапа, сопутствующего процессам рудообложения.

Метаморфизм раннего этапа обычно проявляется незначительно. Он связан, в основном, с породами магматического комплекса и не образует широких площадных преобразований: локальные зоны измененных пород прослеживаются вдоль контактов небольших интрузивов и дайковых тел.

Метаморфизм более позднего этапа является преобладающим и встречается повсеместно на участках ртутных месторождений. По времени проявления он близок к рудоотложению, непосредственно предшествуя и сопутствуя ему по всей площади месторождений. Гидротермальный метаморфизм и метасоматоз на ртутных месторождениях Тянь-Шаня проявлены весьма интенсивно, имеют общее сходство и различие.

Так, сланцы, алевролиты, песчаники и известняки, слагающие ртутные месторождения, подвергаются изменениям, выраженным серицитизацией, аргиллизацией, карбонатизацией, пиритизацией, окремнением и окварцеванием.

Изменение эффузивов основного и среднего состава на ртутных месторождениях приводит к образованию трех последовательных метасоматических зон со следующими характерными для них минеральными ассоциациями: а) альбитизированные,

хлоритизированные и серицитизированные эффузивы начальной стадии метасоматоза; б) кварц-серицит-анкеритовые породы с пиритом; в) кварц-серицит-анкеритовые породы с пиритом, отвечающие максимальной степени изменения пород.

Серицитиниты месторождений подвергаются интенсивной карбонатизации и окварцеванию (лиственнитизации), приводящим к последовательному появлению двух метасоматических зон:

а) лиственитизированные серпентиниты;

б) тальк-карбонатные, кварц-карбонатные и кварцевые листвениты.

Ниже рассмотрим типы гидротермальных изменений пород, наиболее широко развитые на ртутных месторождениях и рудопроявлениях.

Окремнение является наиболее интенсивным и распространенным процессом гидротермального изменения пород как по масштабам, так и по интенсивности проявления всех типов ртутных месторождений. Это один из наиболее ранних процессов гидротермального метаморфизма, который затрагивает почти весь комплекс осадочных пород, слагающих площади ртутных проявлений. Он выражается в метасоматическом замещении отдельных разностей пород агрегатом тонкозернистого кварца. Так, тонкослоистые изместняки в процессе метасоматического замещения кальцита кварцем в значительной части превратились в джаспероиды — очень крепкие, но достаточно хрупкие образования, сохраняющие текстурно-структурные особенности исходных пород. Окремнение сланцев привело к образованию темно-серых, местами почти черных роговиков или яшмовидных пород с очень тонкозернистым строением. Последние, в ряде случаев, сохраняют характерную для сланцев полосчатую текстуру. Процесс окремнения известняков и сланцев с наибольшей интенсивностью проявляется в зоне контакта разнородных пород и вдоль разрывных нарушений. В результате последующих тектонических подвижек джаспероиды и роговики были раздроблены и превращены в брекчи, которые характеризуются повышенной пористостью, проницаемостью, и поэтому оказались наиболее благоприятными для локализации рудной минерализации.

Окварцевание также развито достаточно широко и рассматривается как дальнейшее развитие процесса окремнения. Оно связано с выделениями более поздних порций растворов кремния и идет двумя путями: метасоматическим замещением и

заполнением трещин и пустот. Метасоматическое образование кварца происходит при разложении породообразующих минералов на протяжении всего гидротермального процесса. С жильным кварцем тесно ассоциирует киноварь. Кроме того, встречаются еще более поздние безрудные кварцевые прожилки, которые сложены довольно крупными зернами кварца, переходящими в друзы, кокарды и пр. При цементации обломков кремнистых пород этот поздний кварц образует радиально-лучистые агрегаты. Граница между ними чаще расплывчатая.

Процесс окварцевания в известняках проявляется в виде образования кварцевых прожилков различной мощности, в большинстве случаев пространственно совпадающих с зоной окремнения.

Окварцевание лиственитов приводит к образованию кварц-карбонатных, кварцевых и кремнистых разновидностей лиственитов. При иптепсивных процессах окварцевания и карбонатизации эффузивные породы и алевролиты превращаются в кварц-карбонатные породы.

Окварцевание обычно сопровождает все другие виды околорудных изменений. Свободная кремнекислота образуется при карбонатизации серпентинитов, при серицитизации и хлоритизации сланцев и эффузивных пород.

Л и с т в е н и т и з а ц и я — один из наиболее важных процессов гидротермальных изменений, сыгравший значительную роль в распределении оруденения на ртутных месторождениях лиственитового типа.

В листвениты превращаются ультраосновные и основные породы в результате воздействия на них растворов, насыщенных углекислотой.

В процессе карбонатизации серпентинитов высвобождающаяся кремнекислота частично идет на образование талька (оталькование), но, главным образом, выносится во вмещающие породы, где откладывается в виде кварца.

На поздних стадиях лиственитизации с привнесом кальция становятся подвижными такие элементы, как магний и железо, которые частично перемещаются в прилегающие породы и фиксируются там в виде доломита, анкерита, пирита или приводят к доломитизации и анкеритизации самих лиственитов.

Листвениты образуют жиллообразные и линзообразные тела вдоль контактовых зон серпентинитов, вблизи разрывных нарушений.

Ф л ю о р и т и з а ц и я является достаточно распростра-

пым процессом на ртутных месторождениях джаспероидного типа. Флюорит образует или самостоятельные гнезда и скопления, или вместе с кварцем цементирует джаспероидные и роговиковые брекчии. По времени образования выделяются две генерации флюорита. Флюорит — высокотемпературный, ранний образует мелкие кристаллы от темно-фиолетового до черного цвета. Флюорит поздний встречается обычно в виде крупных кристаллов светло-зеленоватого и голубоватого цвета. Заключение процесса флюоритизации в формировании месторождения определяется образованием сложных по составу джаспероидно-карбонатно-флюоритовых, роговико-кварцево-флюоритовых и др. брекчий, благоприятных для локализации ртутно-сурьмяно-флюоритового оруденения.

П и р и т и з а ц и я имеет большое значение при формировании гидротермально измененных пород. В листовитовом типе ртутного оруденения интенсивно пиритизированы, как правило, все породы, слагающие рудоносные зоны и прилегающие к ним. Локальные участки с высокой степенью пиритизации встречаются и на площадях джаспероидного типа месторождений в породах надрудной толщи. Пирит встречается в виде секущих прожилков, небольших гнезд и вкрапленников.

К а р б о н а т и з а ц и я на ртутных месторождениях проявилась достаточно широко. Ею в той или иной степени затронуты все породы, слагающие месторождения ртути. Карбонаты образуются, главным образом, за счет окислов кальция, магния и железа, выделяющихся при разложении породообразующих минералов в зоне изменений и привноса углекислоты.

Карбонаты представлены чаще всего кальцитом, анкеритом и доломитом, реже встречается брейнерит.

К а л ь ц и т и з а ц и я проявилась на месторождениях довольно широко.

Кальцит представлен зернами, прожилками и скоплениями неправильной формы, размещенными в измененных дробленых известняках, листовитах, серпентинитах, эффузивах и сланцах.

А н к е р и т и з а ц и я имеет небольшое распространение. Она чаще развивается в эффузивных породах, замещая в них плагиоклазы, хлорит, и образует прожилки и гнезда. В сланцах анкерит локализуется в трещинах, обычно в зальбацдах кварцевых прожилков мощностью от 1 до 3—4 см. Местами анкерит замещается кальцитом с выделением гидроокислов железа.

Кроме того, кальцит, доломит, анкерит и брейнерит образуют сеть маломощных (до 1—1,5 см) различно ориентированных

прожилков в лиственитах и приконтактных частях серпентинитов.

В целом, карбонатизация вмещающих пород происходит в несколько стадий. В наиболее раннюю стадию карбонаты развиваются по породообразующим минералам и по основной массе пород.

С ними ассоциирует кварц, хлорит, серицит, пирит.

Во вторую стадию карбонаты заполняют трещины и пустоты в породе и ассоциируют с жильным кварцем и киноварью.

В третью стадию карбонаты (чаще всего это кальцит) заполняют мелкие пострудные трещины, которые секут предшествовавшие образования. При карбонатизации доминирующая роль принадлежит процессам кальцитизации. Последняя играет большую роль в восстановлении прочности пород (известняков, лиственитов, эффузивов и сланцев) после их дробления путем залечивания образовавшихся трещин, а также в цементировании брекчий, главным образом, джаспероидно-карбонатного, кварц-карбонатного и джаспероидно-карбонатно-флюоритового состава.

Серицитизация пород тесно связана с окварцеванием. Она отмечается в виде небольших локальных зон исключительно среди сланцев, песчаников и эффузивов. Процесс серицитизации обусловлен разложением полевошпатовой части вмещающих пород под действием минералообразующих растворов и сопровождается ответвлением пород. При этом происходит вынос калия, натрия и некоторых других компонентов, а одновременно с выделением серицита происходит накопление кремнезема. Серицит образует очень мелкие чешуйки слегка вытянутой формы, часто с нечетко выраженными краями. По мере приближения к разломам количество его возрастает. На отдельных участках месторождений джаспероидного типа установлены крупные (десятки см) скопления почти чистого серицита, являющегося вместе с флюоритом основной составной частью цемента роговиково-джаспероидной брекчии. Серицит здесь тесно ассоциирует с антимонитом и киноварью.

Аргиллизация — накопление глинистых минералов в пределах алюмосиликатовых толщ — тесно связана с серицитизацией пород. Глинистые минералы фиксируются как среди рудных — джаспероидно-кварцевых, кварц-карбонатных и кварцево-флюоритовых брекчий, так и в перекрывающих песчаво-глинистых сланцах. Обычно они отмечаются в виде тонкочешуйча-

тых агрегатов. При изучении среди них были установлены гидрослюда, галлаузит, джкнит и др. Исходным продуктом для их образования явился серицит, который под воздействием супергенных процессов дал этот ряд вторичных минералов.

Кроме вышеописанных процессов околорудных изменений пород на ртутных месторождениях Тянь-Шаня отмечаются баритизация, графитизация, хлоритизация, доломитизация и другие явления, которые играют подчиненную роль.

Следует подчеркнуть, что фиксация явлений гидротермального метаморфизма, определение их характерных особенностей и интенсивность проявления имеют большое практическое значение при поисках и разведке различных типов ртутных месторождений. Присутствие тех или иных гидротермальных изменений в породах известняково-сланцевого состава является достаточно надежным индикатором наличия ртутного оруденения даже в том случае, если они не проявляются на поверхности.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Жариков М. Г. О новом листовитовом типе ртутной минерализации в Южной Фергане. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, Ташкент, 1961.
2. Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1969.
3. Осмонбетов К. О., Шибков В. С. и др. Вопросы методики изучения промышленных типов ртутно-сурьмяных месторождений Киргизии. Труды Управления геологии Киргизской ССР, сб. 3, 1974.
4. Осмонбетов К. О. Гидротермально измененные породы центральной части Уланского хребта и связь с ними ртутного оруденения. Материалы науч.-техн. конф. ФПИ. Фрунзе, 1964.
5. Поляков В. Э. Сурьма и ртуть. Оценка месторождений при поисках и разведках. М., Госгеолтехиздат, вып. 5, 1965.
6. Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд. ЛГУ, 1973.
7. Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. ИГН АН СССР, вып. 78, сер. мин. геох., № 17, 1946.
8. Сауков А. А., Айдинян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., «Наука», 1972.
9. Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.
10. Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1947.
11. Сургай В. Т. Регионально-геохимические особенности локализации ртути и сурьмы в Тянь-Шане. Фрунзе, «Илим», 1971.
12. Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. «Недра», 1964.
13. Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Наука», 1969.
14. Федорчук В. П. Развитие представлений А. А. Саукова о генезисе ртутных месторождений. Очерки геохимии, отдельных элементов. М., «Наука», 1973.

К. О. Осмонбетов

**О РОЛИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В РАЗМЕЩЕНИИ
РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЕ ИХ
В СВЯЗИ С РУДНЫМИ ПРОЦЕССАМИ**

Для правильного направления дальнейших поисковых работ необходимо знание геологических факторов в размещении оруденения в изучаемых регионах.

Большая работа в этом направлении проделана Ф. И. Вольфсоном (1), В. А. Кузнецовым (2), Н. А. Никифоровым (4), А. В. Пейве (6), Г. С. Поршняковым (7), В. Э. Поярковым (8, 9), Д. П. Резвым (10), А. А. Сауковым (11, 12), Н. М. Синицыным (13, 14), В. И. Смирновым (15, 16), В. Т. Сургаем (17, 18), В. П. Федорчуком (20, 21) и многими другими. Под их руководством и при непосредственном участии выявлены и изучены многочисленные месторождения и рудопроявления, установлены основные условия локализации оруденения различных генетических и промышленных типов, разработаны научные основы составления прогнозных и металлогенических карт рудных районов.

В настоящее время в Тянь-Шане ртутное оруденение установлено во многих районах и тесно увязано с рядом геологических факторов.

Анализ имеющегося материала позволяет выделять два главных фактора, обусловивших пространственное размещение ртутных месторождений и рудопроявлений в регионе:

- стратиграфо-литологический;
- геолого-структурный.

В данной статье рассматривается влияние разрывных структур на размещение ртутного оруденения.

В результате детальных геологических исследований, особенно при производстве целеустремленных специализированных работ на ртуть в пределах месторождений, рудных полей и рудных зон были выделены главные системы разрывных нарушений. Причем разрывные нарушения классифицируются по морфологии, возрасту и генезису.

Разрывные нарушения генетически тесно связаны со складчатостями структурами. По своим масштабам (порядка) и последовательности развития разрывные нарушения могут быть подразделены на следующие группы:

- 1) разрывные нарушения, тесно связанные с геосинклинальными процессами (разломы первого порядка);

2) разрывные структуры второго порядка — широтные вбросонадвиги, сбросы, иногда сопрягающиеся с главными разрывными структурами. Разрывные структуры второго порядка имеют гораздо меньшее протяжение, падают довольно круто, но вблизи поверхности резко выполаживаются, переходя иногда почти в горизонтальные надвиги. Они являются преимущественно «автономными» по отношению к первым:

3) разрывные структуры третьего (и более высокого) порядка — косые, так называемые «диагональные» крутопадающие сбросы, сбросо-сдвиги северо-восточного и северо-западного простирания. Они являются разрывами оперения по отношению к разрывам второго порядка.

Основываясь на фактическом материале, в пределах рудных полей и зон можно выделить: рудовыводящие, рудораспределяющие и рудо локализирующие разрывные структуры.

Рудовмещающими разрывными структурами служат зоны глубинных разломов первого порядка, являющегося, как известно, связующим звеном, обуславливающим единство процессов осадконакопления, тектогенеза, магматизма и рудообразования. К рудовыводящему типу разрывных структур относятся зоны Южно-Ферганского, Зеравшанского, Северо-Гиссарского, важнейшей структурной линии Тянь-Шаня, Атбаша-Иныльчекского, Джаньджерского, Борколдойского глубинных разломов, подпоясанных позднегерцинскими движениями.

К зоне влияния этих крупных разломов приурочена широкая полоса гидротермальных проявлений, выразившихся в интенсивном постмагматическом метаморфизме пород и проявлении эндогенного оруденения.

Рудораспределяющие структуры служат путями движения растворов от рудовыводящего канала к местам непосредственной локализации ртутного оруденения. Важно отметить, что именно рудораспределяющие или «автономные» нарушения являются основными рудоносными структурами. Эти разрывные структуры во многих случаях на всем протяжении сопровождаются ртутной минерализацией. Поэтому изучение «автономных» нарушений имеет важное практическое значение прежде всего в связи с приуроченностью к ним рудопроявлений и месторождений ртути.

Известны два характерных типа локализации ртутного оруденения в пределах нарушений «автономного» порядка. В одних случаях они выступают как сравнительно узкие сплошные зоны развития рудопроявлений и минерализованных пород. В других

случаях минерализация оказывается приуроченной лишь к отдельным участкам на пересечении с зонами «диагональных» или косых направлений. Вдоль рудоносных разломов часто развиваются гидротермальные изменения пород.

К ведущим разрывным структурам, контролирующим размещение ртутного оруденения, следует отнести Караарчинский взброс, Северный сброс и Долинный сброс (для джаспероидного типа месторождений); Улугтауский, Чонкойский и Южный разлом (для лпственитового типа месторождений); Андыгенский, Сымапский, Чаувайский, Айлямипский, Мурдашинский, Атбагинский, Сарыбулакский, Акбеитский, Северо-Кокджарский, Южно-Кокджарский, Кунанашуйский, Джаныджерский, Борколдойский, Минбугинский, Ичкеторский и др. (для карбонатного типа месторождений).

С целью выяснения рудоконтролирующего значения «автономных» или рудораспределяющих разломов в пределах джаспероидного и карбонатного типов месторождений ртути проделана следующая работа. По результатам анализов, серия проб, отобранных по профилям, расположенным вкостр простирания зоны разломов, Г. А. Тереховой (19) и пами подсчитывались изменения содержания ртути в зависимости от удаления. Разломы изучались на протяжении 10—15 километров. Результаты анализов наносились на сводный профиль в виде графиков и на таблицы (1, 2, 3, 4). Как видно, на разрезах отчетливо выделяются зоны рудоконтролирующих нарушений, отличающиеся повышенными содержаниями ртути.

Таблица 1

Изменение содержания ртути по мере удаления от Караарчинского взброса (1)

Зона	Интервал удаления в м	Количество проб	Среднее содержание ртути в %
1	2	3	4
Висячий бок	20—50	41	$3,0 \cdot 10^{-4}$
	10—20	27	$4,2 \cdot 10^{-4}$
	5—10	11	$3,2 \cdot 10^{-4}$
	0—5	9	$4,0 \cdot 10^{-4}$
Лежачий бок	0—5	5	$5,2 \cdot 10^{-5}$
	5—10	4	$3,7 \cdot 10^{-5}$
	10—20	9	$3,0 \cdot 10^{-5}$
	20—50	5	$1,6 \cdot 10^{-5}$

Изменение содержания ртути по мере удаления от Северного сброса (II)

Зона	Интервал удаления в м	Количество проб	Среднее содержание ртути в ‰
1	2	3	4
Висячий бок	20—50	16	$1,0 \cdot 10^{-4}$
	10—20	14	$6,0 \cdot 10^{-5}$
	5—10	15	$1,0 \cdot 10^{-5}$
	0—5	8	$7,0 \cdot 10^{-5}$
Лежачий бок	0—5	8	$3,0 \cdot 10^{-4}$
	5—10	4	$7,0 \cdot 10^{-5}$
	10—20	26	$2,0 \cdot 10^{-4}$
	20—50	56	$3,0 \cdot 10^{-4}$

Таблица 3

Изменение содержания ртути по мере удаления от Северо-Кокджарского сброса (III)

Зона	Интервал удаления в м	Количество проб	Среднее содержание ртути в ‰
1	2	3	4
Лежачий бок	120—140	46	$6 \cdot 10^{-6}$
	100—120	43	$2 \cdot 10^{-5}$
	80—100	35	$1,2 \cdot 10^{-5}$
	60—80	37	$1,3 \cdot 10^{-5}$
	40—60	32	$3,7 \cdot 10^{-5}$
	20—40	31	$3,5 \cdot 10^{-5}$
	0—20	27	$2,1 \cdot 10^{-5}$
	0—0	59	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Висячий бок	0—20	25	$2,4 \cdot 10^{-6}$
	20—40	26	$1,7 \cdot 10^{-5}$
	40—60	21	$7 \cdot 10^{-6}$
	60—80	19	$1,9 \cdot 10^{-5}$
	80—100	20	$7 \cdot 10^{-6}$
	100—120	19	$2,7 \cdot 10^{-5}$
	120—140	20	$5,7 \cdot 10^{-5}$

Изменение содержания ртути по мере удаления от Южно-Кокджарского разлома (IV)

Зона	Интервал удаления в м	Количество проб	Среднее содержание ртути в %
1	2	3	4
Лежачий бок	120—140	9	$5,9 \cdot 10^{-5}$
	100—120	10	$2,2 \cdot 10^{-5}$
	80—100	8	$2,6 \cdot 10^{-5}$
	60—80	12	$1 \cdot 10^{-4}$
	40—60	12	$9,5 \cdot 10^{-5}$
	20—40	11	$9 \cdot 10^{-5}$
	0—20	12	$2,4 \cdot 10^{-5}$
	0—0	22	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Висячий бок	0—20	26	$4,3 \cdot 10^{-4}$
	20—40	24	$1,3 \cdot 10^{-4}$
	40—60	24	$7,1 \cdot 10^{-5}$
	60—80	26	$9,2 \cdot 10^{-5}$
	80—100	25	$6,2 \cdot 10^{-5}$
	100—120	24	$1,6 \cdot 10^{-4}$
	120—140	22	$2 \cdot 10^{-4}$

Как видно из таблиц, ртутное оруденение распространяется по обе стороны поверхности разломов. Но при внимательном прослеживании таблиц (1,2) в изменении средних содержаний ртути наблюдается определенная зависимость от разрывных структур и литологического состава пород.

Аналогичное положение отмечается при анализе изменений метропроцента и коэффициента рудоносности по мере удаления от рудоконтролирующего Караарчинского разлома, которое показано на рисунке 1.

В третьем (III) случае ртуть содержится в несколько большем количестве в породах лежачего бока, в четвертом (IV) случае в породах висячего бока.

Судя по графикам, изображенным на рис. 1, 2, Караарчинский, Северо-Кокджарский и Южно-Кокджарский разломы играли роль рудораспределяющих (а возможно рудоподводящих) структур.

Рудолокализирующие структуры обуславливают форму и размеры рудных тел. Среди них выделяются серия сколовых нарушений и трещиноватость. Сколовые нарушения имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное простирание. На

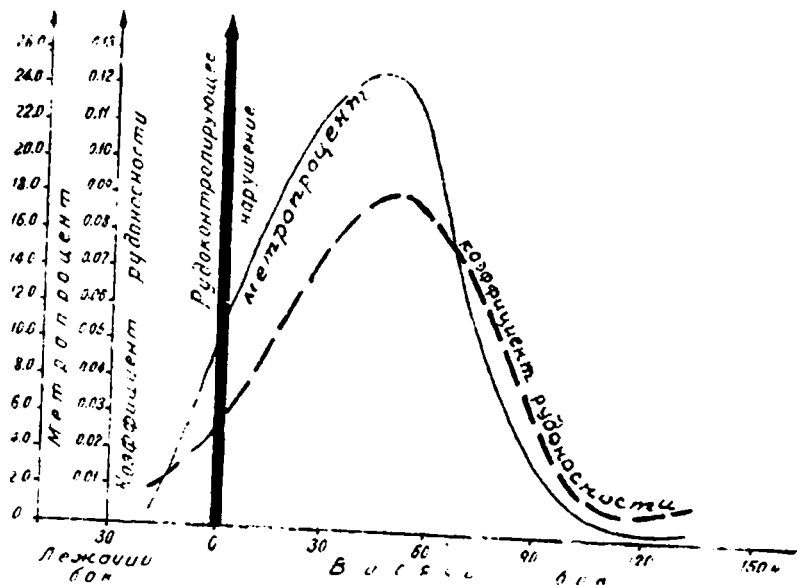


Рис. 1. Изменение метропроцента и коэффициента рудности по мере удаления от Караарчинского разлома (по Симонию М. А.).

ртутных месторождениях велики и роль трещинной тектоники, создавшей многочисленные макро- и микропути для движения гидротермальных растворов, их взаимодействия с окружающими породами. Гидротермальный метаморфизм пород в зоне разломов второго и третьего порядка является следствием развития интенсивной трещиноватости. В тектонических блоках, залегающих между разломами первого и второго порядка, широко развиты мощные зоны дробления пород, что значительно облегчило послемагматические изменения пород. При этом главную роль играли трещины, возникшие при тектонических подвижках по крупным разломам и при складкообразовании. В местах пересечения разломов второго порядка с разрывами третьего порядка образовались основные рудные тела ртутных месторождений.

Таким образом, рудовыводящее, рудораспределяющее и рудолокализирующее значение разрывных нарушений отчетливо видно на примерах ртутных месторождений Тянь-Шаня и имеет большое значение для целеустремленного направления поисковых работ.

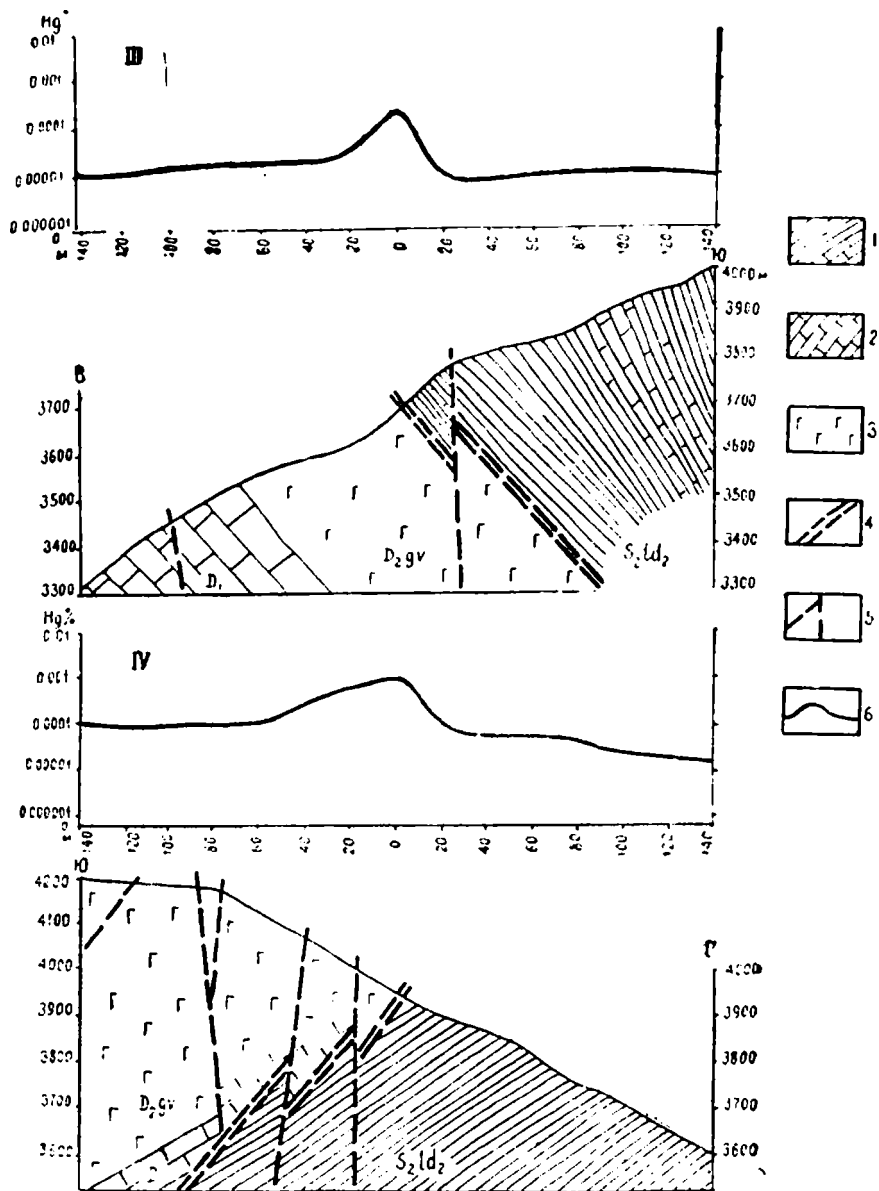


Рис. 2. Сводные графики распределения содержаний ртути в породах висячего и лежащего боков Северо-Кокчетавского (по данным 460 проб) — III и Южно-Кокчетавского разломов (по данным 267 проб) — IV.

1. *Вольфсон Ф. И., Лукин Л. Я.* Основные вопросы в методы изучения структуры рудных полей и месторождений. Изд. АН СССР, 1960.
2. *Кузнецов В. А.* Некоторые проблемы металлогении ртути. Ж. Геология и геофизика, № 11, 1968.
3. *Митрофанов Е. А., Осмонбетов К. О.* О ртутно-сурьмяном оруденении Северной Киргизии. Ж. Разведка и охрана недр, № 6, 1967.
4. *Никифоров Н. А.* Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. «Илим», 1969.
5. *Осмонбетов К. О.* и др. Вопросы методики изучения промышленных ртутно-сурьмяных месторождений Киргизии. Тр. Упр. геологии Кирг. ССР, № 3, 1974.
6. *Пейве А. В.* Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1956.
7. *Поршняков Г. А.* Герциниты Алай и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд. ЛГУ, 1973.
8. *Поярко В. Э.* Сурьма и ртуть. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 16. Гостеолтехиздат, 1955.
9. *Поярко В. Э.* О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений. ОНТИ КазИМС. 1967.
10. *Резвой Д. П. и др.* Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов (Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня). Изд. Львовского университета, 1973.
11. *Сауков А. А.* Геохимия ртути. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 78, № 17, 1946.
12. *Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А.* Очерки геохимии ртути. «Наука», 1972.
13. *Синицын Н. М.* Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, 1959.
14. *Синицын Н. М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.
15. *Смирнов В. И.* Геология ртутных месторождений Средней Азии. Гостеолтехиздат, 1947.
16. *Смирнов В. И., Рыженко Л. И.* Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1, 1958.
17. *Сургай В. Т.* Генетические типы и перспективы освоения сурьмяно-ртутного оруденения Киргизии. В сб. «Материалы объединенной научной сессии, посвященной 40-летию Киргизии и Компартии Киргизии». «Илим», 1966.
18. *Сургай В. Т.* Основные черты региональной геохимии и металлогении Тянь-Шаня. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9, «Наука», 1972.
19. *Терезова Г. А.* Первичные ореолы рассеяния некоторых ртутно-сурьмяных месторождений согласного типа. ОНТИ ВИЭМС, 1966.
20. *Федорчук В. П.* Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. «Недра», 1964.
21. *Федорчук В. П.* Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 9. «Наука», 1970.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ТЕРЕКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Терекское месторождение приурочено к Большой Терекской брахиантиклинали, сложенной метаморфическими породами, условно относимыми к рифею. В составе рифейских отложений спизу вверх выделяются две свиты:

1) Терекская, представленная мраморизованными известняками и песчано-карбонатными породами «переходной» пачки, к которой и приурочена рудоносная залежь;

2) Семизсайская свита, представленная слюдяно-кварцевыми и слюдистыми сланцами.

Минеральный состав Терекского месторождения довольно простой. В нем можно выделить две группы минералов: гипогенные и гипергенные. К первым относятся: рудные — антимонит, цинкениит, сфалерит, марказит, вюрцит, киноварь, золото; нерудные — кварц, кальцит, барит, серицит, хлорит, биотит, мусковит, доломит, сидерит. Из них главными являются: антимонит, цинкениит, пирит, кварц, кальцит. Остальные минералы встречаются в значительно меньших количествах. К гипергенным минералам относятся: валентинит, сервантит, стибьоконит, биндгеймит.

Химический состав гипогенных минералов Терекского месторождения характеризуется относительной чистотой, бедностью элементов примесей, что, вероятно, объясняется тем, что они выделялись в последней стадии рудообразующего процесса, когда растворы были уже практически лишены каких-либо ценных компонентов.

В формировании кварцево-сурьмяной залежи можно выделить 2 этапа: гипогенный и гипергенный. В течение гипогенного этапа шли процессы минералообразования, сформировавшие данное месторождение и определившие его ценность. В течение гипергенного этапа шли процессы преобразования минералов, приведшие залежь к современному виду. Процессы окисления сурьмяных минералов, в результате которых образовались новые минералы — валентинит, сервантит, стибьоконит, биндгеймит — развиты довольно сильно.

В гипогенном этапе формирования Терекского месторождения можно выделить 4 стадии, каждая из которых характеризуется определенной парагенетической ассоциацией минералов:

- 1) кварц-пиритовую,
- 2) кварц-цинкенитовую,
- 3) кварц-антимонитовую,
- 4) киноварь-карбонатную.

Первая, кварц-пиритовая, стадия нами отнесена к метасоматическому процессу, а три последующие — к гидротермальному.

Первая стадия характеризуется окварцеванием и пиритизацией первичных пород. В эту стадию отложилась основная масса кварца с пиритом. Наличие пирита в виде идиоморфных кристаллов, часто находящихся в окружении тонкой пыли пирита, приуроченность пирита к тонким трещинам, к контактам зерен кварца и других минералов, наличие зонального строения зерен кварца и пирита указывает на метасоматический процесс их образования. Таким образом, вышеуказанная первая стадия представляет собой типичный метасоматический процесс, протекающий одновременно с дроблением и брекчированием первичных пород переходной пачки.

Последующие стадии гипогенного этапа:

- 1) кварц-цинкенитовая,
- 2) кварц-антимонитовая,
- 3) киноварь-карбонатная

представляют собой стадии гидротермального процесса минералообразования, низкотемпературные конечные стадии процесса при определенном составе гидротермальных растворов. Метасоматический процесс играет при этом подчиненную роль, к концу этапа совсем затухая.

Основанием для выделения самостоятельных стадий, кварц-цинкенитовой и кварц-антимонитовой, послужило отсутствие непосредственных сростков антимонита с цинкенитом. Находясь даже в одном шлифе (чрезвычайно редко), цинкенилит и антимонит всегда пространственно разобщены и тесных сростаний, указывающих на их одновременное выпадение из растворов, не образуют. При наличии же этих минералов в одном шлифе обычно наблюдается такая закономерность: цинкенилит располагается ближе к брекчированным обломкам, иногда обрастая их, образуя подобие кокардовой текстуры, а антимонит располагается в кварце, цементирующем эти обломки.

Кварц-цинкенитовая стадия характеризуется отложением цинкенилита, сфалерита, находящегося в тесном сростании с цинкенилитом, кварца и к концу стадии — вюртцита и марказита.

По химическому составу растворы в это время были в основном сурьмяные с небольшой примесью свинца, поэтому выделят-

ся наиболее бедный свинцом сульфопитомит свинца — цинкит.

По химизму среды растворы были в начале этой стадии щелочными и слабощелочными. На щелочность растворов указывает отложение сфалерита, кристаллизация которого всегда происходит в щелочной среде. Для отложения антимонита требуется кислая среда и высокий окислительно-восстановительный потенциал — поэтому антимонит в эту стадию не мог кристаллизоваться.

К концу стадии растворы стали слабокислыми и кислыми, на что указывают отложения вуртцита и марказита, кристаллизация которых происходит в низкотемпературных условиях из кислых растворов. Возможно, что марказит образовался за счет разложения пирротина, находящегося в вышележащих сланцах. Как известно, пирротин при повышении окислительно-восстановительного потенциала в кислой среде превращается в пирит или марказит (за счет выноса железа), который образует тонкоструйчатые тонкозернистые агрегаты или колломорфные образования. Именно в таком виде и встречен марказит на месторождении.

Третья, кварц-антимонитовая, стадия характеризуется отложением крупнокристаллического антимонита совместно с кварцем, баритом и кальцитом. Появление барита свидетельствует о повышении окислительно-восстановительного потенциала среды. Образование же антимонита происходит при низких температурах и при высоком режиме кислорода. Именно в этом направлении и идет эволюция гидротермального раствора.

Четвертая, киноварь-карбонатная, стадия характеризуется вкраплениями киновари в кальците или прожилковыми выделениями киновари в кварце. На Терексае эта стадия развита очень слабо, но по аналогии с Хайдарканским месторождением, где образование киновари следует за отложением антимонита, мы посчитали возможным выделить эту стадию.

Таким образом, по генетическому типу Терекское сурьмяное месторождение является гидротермальным низкотемпературным, малоглубинным, о чем свидетельствуют минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд.

Рассмотрим теперь, какое место занимает Терекское месторождение в общем процессе свинцово-сурьмяного минералообразования. В настоящее время в результате детального изучения свинцово-цинковых и свинцово-сурьмяных месторождений установлено, что эволюция рудообразующих растворов, со-

держащих свинец, сурьму и серу, протекает в направлении уменьшения концентрации свинца и увеличения концентрации сурьмы и серы.

При избытке в растворе свинца отлагается галенит в парагенетической ассоциации с сульфоантимонитами, наиболее богатыми свинцом: геокронитом, буланжеритом и мепегенитом. Практика показывает, что в этой ассоциации нет джемсонита. И это не случайно, т. к. джемсонит — это сульфоантимонит, более бедный свинцом, чем буланжерит, и к тому же содержит железо. Поэтому он образуется из растворов с более низкой концентрацией свинца и при определенной концентрации железа. Следовательно, джемсонит (при наличии в растворах железа) как бы приходит на смену буланжериту, а не сосуществует с ним. Поэтому джемсонит не может ассоциировать ни с галенитом, ни с буланжеритом. Характерная ассоциация для джемсонита — железистый сфалерит, пирит, пирротин. Наличие же в одном месторождении этих, не ассоциирующих между собой, минералов свидетельствует о сложности процесса образования данного месторождения, о паложении различных стадий минералообразования.

Дальнейшая эволюция рудообразующего раствора, состоящего из свинца, сурьмы и серы (после выделения галенита и богатых свинцом сульфоантимонитов), идет в сторону увеличения в системе сурьмы и образования сульфоантимонитов, бедных свинцом и богатых сурьмой: плагионита, цинкениита и фюльепита. Наиболее распространенным из них является цинкениит. Для этой ассоциации малосвинцовых сульфоантимонитов не характерны ни джемсонит, ни буланжерит, ни, тем более, галенит. Постоянным спутником цинкениита, как это имеет место и на Терекском месторождении, является маложелезистый сфалерит.

В свете изложенного указания предыдущих исследователей о нахождении в Терекском месторождении галенита в сростаниях с цинкениитом, вкрапленный буланжерита, джемсонита кажутся нам маловероятными.

Таким образом, сульфоантимониты свинца, чутко реагирующие на смену физико-химической обстановки, последовательно сменяют друг друга от разностей, наиболее богатых свинцом, до разностей, наиболее бедных свинцом.

И только после того, когда в рудообразующем растворе уже почти нет свинца, когда закончилась высадка сульфоантимонитов, начинается кристаллизация антимонита, завершающего

весь процесс свинцово-сурьмяного минералообразования.

На Терексайском месторождении этот общий процесс свинцово-сурьмяного минералообразования представлен лишь самыми последними, заключительными фазами. Среди них нами выделено 2 стадии: кварц-цинкитовая и кварц-антимонитовая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малыгин В. В. К вопросу о происхождении сурьмяной минерализации Кассакского района (Северная Фергана). Записки Кирг. отд. Всесоюзного минералог. общества, 1972, вып. 8.

2. Мустафин К. Т., Натальин А. Д., Долматов В. П., Комаков Б. О. Основные черты металлогении Киргизской части Северной Ферганы в связи с историей ее геологического развития. Тезисы докладов к 5-му Всесоюзному металлогеническому совещанию, 1969.

3. Чилева Т. Н. Минералогическая характеристика и диагностика сульфоантимонитов свинца. «Наука», 1973.

А. Х. Гадеев

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИРГИЗИИ

В настоящее время резко возросла промышленная значимость жильных кварц-антимонитовых месторождений (В. П. Федорчук, 1974). Однако не утрачен интерес и к сурьмяным и сурьмяно-комплексным месторождениям, представленным плацеобразными согласными залежами. Более того, последние пользуются распристрашением на территории Киргизии и часть из них разведывается или эксплуатируется. Поэтому представляется необходимым изложить некоторые вопросы формирования месторождений антимонит-джаспероидного типа (по В. П. Федорчуку, 1974), их структурно-морфологические особенности, поскольку последние существенно влияют на эффективность геологоразведочных работ.

Месторождения упомянутого типа характеризуются приуроченностью к сводовым частям антиклинальных и брахиантиклинальных складок второго порядка, осложненных разломами. Локализуются они чаще всего непосредственно под сланцевым экраном, в кровле мощных карбонатных толщ (В. П. Федорчук, 1974, Н. А. Никифоров, 1969, К. Т. Мустафин, 1956).

Структурные условия формирования рудных полей определяются тесной связью складчатых и разрывных дислокаций, поскольку в природе они обычно взаимосвязаны и накладываются друг на друга.

Очевидно уже на первых этапах формирования антиклинальных складок в пограничных зонах сланцев и известняков, отличающихся по физико-механическим свойствам, формировались межформационные брекчии. Дальнейшее развитие складок сопровождалось заложением систем диагональных сколовых разломов отрыва.

Разломы (трещины), сколы обычно прямолинейны на больших участках, стенки их ровные, притертые, часто со следами скольжения, нередко выполнены рудными и жильными минералами. На месторождениях антимонит-джаспероидного типа, приуроченных к антиклинальным складкам, обычно имеют место две системы сколовых разломов. Эти две системы сколовых разломов (трещин) чаще всего неравноценны и одна серия таких разломов имеет ведущее значение. Последнее объясняется, по-видимому, тем, что горные породы, слагающие складку, обладают определенной «анизотропией» физико-механических свойств.

По ведущей серии сколовых разломов развиваются сбросо-сдвиги. Это северо-восточные разломы на месторождениях «Терек» и «Кадамжай» и восточно-северо-восточные на месторождении «Кассан».

По другой системе диагональных разломов северо-западного направления на вышеупомянутых месторождениях имеют место либо согласные сбросы (Терек), либо согласные взбросы и падвиги (Кадамжай), либо те и другие вертикальные перемещения (Кассан). Это обстоятельство объясняется ориентировкой осей эллипсоида деформации в период формирования складки. По простирапии разломы этой системы ограничиваются первыми (северо-восточными).

Сланцы около сколовых разломов, вследствие их пластичности, изгибаются в направлении перемещения крыльев смещений. Поэтому над выступающими блоками, заключенными между диагональными разломами, образуются куполовидные структуры высоких порядков. Последние нередко описывались (К. Т. Мустафин, 1956) как пликативные осложнения основной складки, с ними увязывались богатые руды.

Системы сколовых разломов редко образуют теоретический угол 45° с осью деформации, совпадающей с максимально сжимающим напряжением (Терек, участок «Южный»). Чаще всего с упомянутой осью деформации они образуют угол, отличный от 45° .

Наряду с диагональными сколовыми разломами, по мере

формирования складки, развиваются разломы (трещины) отрыва. Особенно четко они бывают выражены в брахиантиклинальных складках. Здесь они располагаются перпендикулярно простиранию складки, имеют ровные (рваные) стенки и характеризуются значительными мощностями — до 20—50 м. Трещины отрыва обычно заполнены обломками боковых и вышележащих пород, сцементированных чаще всего крупнокристаллическим кальцитом боковых пород. Поскольку в данном случае эти разломы представляют собой зияющие полости, то активная роль их в процессах рудоотложения представляется маловероятной.

Таким образом, по мере формирования складки она осложняется разломами отрыва и долгоживущими интродурдными согласными межформационными (брекчий) и диагональными сколовыми разломами. Эти складчатые и разрывные дислокации синхронно связаны с процессами рудоотложения. Синхронность является необходимым условием, поскольку карбонатные породы, к кровле которых локализуются месторождения, обладают свойствами самозалечивания образующихся в них трещин. Поэтому, как отмечает В. И. Смирнов (1976): «...для гидротермальных процессов в них важны нарушения, непосредственно предшествующие гидротермальной деятельности, не успевшие залечиться кальцитом боковых пород».

Диагональные сколовые разломы на описываемых месторождениях соприкасаются с рудоподводящими (Н. А. Никифоров, 1969), нередко разрывая и смещая их. Очевидно поэтому они выполняют функции главных рудораспределяющих каналов, хотя и сами иногда являются рудо локализирующими структурами. Последнее особенно характерно для трещинных и брекчированных зон, образованных сколовыми сближенными разломами.

Далее становится очевидным, что в участках пересечения межформационных брекчий с системой сколовых разломов происходит максимальное дробление вмещающих пород, для гидротермальной системы здесь возникают местные изменения условий и характера циркуляции растворов. При поступлении гидротерм по рудораспределяющим сколовым разломам в брекчированные разряженные зоны происходило резкое изменение давления, а следовательно, температуры, кислотности и других параметров растворов. Это служило толчком к началу процесса рудоотложения.

Для выяснения физико-химических условий образования дикасперитов и последующих этапов рудообразования на Ка-

дамжайском месторождении производился минералотермобарометрический анализ на основе метода гомогенизации включений минералообразующей среды. Выполненные работы позволили установить, что сурьмяные рудные тела образовались в условиях резкого изменения давления, о чем свидетельствует «вскипание» гидротермальных растворов, установленное в каждой стадии рудообразования.

Роль такого необратимого адиабатического расширения или дросселирования не в том, что этот процесс термодинамически более эффективен, чем обратимое расширение флюида, а в том, что геологически это более вероятный процесс.

Таким образом, на размещение промышленного оруденения на месторождениях ведущее воздействие оказывали активные разрывные рудоподводящие, рудораспределяющие и рудо локализирующие структуры. Складчатые образования ограничились пассивной ролью, выразившейся в экранирующем эффекте перекрывающих сланцев. Все эти факторы предопределили морфологию рудных месторождений джаспероидного типа. Выделяемые на этих месторождениях морфологические типы рудных тел (Н. А. Никифоров, 1969, Г. К. Мирзопоязов, А. И. Бектемиров, 1976 и др.) взаимосвязаны как между собой, так и с системой диагональных сколовых разломов. Так, все известные на месторождениях Терек, Каспан и Кадамжай сколь-либо значительные жильчатые рудные тела приурочены к сколовым разломам и сопровождающим их трещинным зонам.

Пластообразные и линзообразные рудные тела, приуроченные к межформационным брекчиям по простиранию, всегда ограничиваются сколовыми разломами, по которым имеют место сбросо-сдвиги. По падению же эти рудные тела ограничиваются другой системой сколовых разломов, представленных согласными сбросами, взбросами или падвигами. По линии сопряжения плоскостей последних с межформационной кварцевой брекчией наблюдается «перегиб» рудной залежи. К этим участкам перехода крутого падения в пологое и приурочиваются богатые руды (Н. А. Никифоров, 1969), а не к участкам пологого падения крыльев складок, как это отмечалось некоторыми исследователями (К. Т. Мустафин, 1956). Причем по мере приближения этой обогащенной зоны к сколовым разломам, ограничивающим рудное тело по простиранию, содержание полезных компонентов еще более возрастает. Это объясняется максимальным дроблением вмещающих пород в этих участках, а следовательно, и большим проявлением эффекта дросселирования. По падению и

восстанию от линии «перегиба» рудные тела постепенно выклиниваются.

Как указывалось выше, в процессе формирования складки, в результате смещений по сколовым разломам развивались куполовидные структуры или, точнее, ваброшенные блоки. И если в этих участках месторождения имеют место жиллообразные рудные тела, развитые по системам сколовых разломов, то они почти всегда сливаются с пластообразными залежами. Это имеет очень важное значение для полноты изученности и использования недр.

Значительные амплитуды смещений по сколовым разломам, превышающие мощности рудных тел, способствуют образованию на месторождении «безрудных окон». С увеличением частоты (повторяемости) таких сколовых разломов растет количество «безрудных окон».

Незнание этих структурно-морфологических особенностей сурьмяных месторождений джаспероидного типа приводит к отрицательным результатам уже на стадии разведки. Так, по этой причине значительные участки месторождения «Терек» с промышленным оруденением были отнесены к безрудным. Игнорирование роли сколовых разломов как предопределяющих морфологию рудных тел при эксплуатации месторождения приводит к неоправданному снижению эффективности разведочных и горноподготовительных работ, а также способствует значительному росту потерь и разубоживания при добыче.

На отдельных горизонтах месторождений смещения по сколовым разломам сильно искажают общую конфигурацию складки. Это нередко вводит в заблуждение геологов и способствует выбору менее эффективного направления разведочных работ.

Учитывая изложенное, уже на стадии разведки месторождения необходимо установить направление перемещений хотя бы по одной системе трещин скалывания. Знание принципиальной схемы взаимоотношения сколовых разломов позволит эффективно и более полно разведать месторождение, а при оконтуривании геологических блоков выбраковать «безрудные окна». Знание схемы сколовых разломов в дальнейшем, при эксплуатации месторождения, позволит избежать бросовых горноподготовительных работ.

ГЕНЕЗИС РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ КЕНСАЙСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ ХРЕБТА МОЛДО-ТОО (КИРГИЗИЯ)

Кенсайская рудная зона хр. Молдо-Тоо расположена на границе каледонид Северного и герцинид Среднего Тянь-Шаня в каменноугольном передовом прогибе, который с юга ограничен Южно-Кавакским надвигом, входящим в систему тектонических нарушений «линии Николаева».

Ртутное оруденение приурочено к тектонической зоне субширотного простираения, находящейся в окварцованных песчаниках, конгломератах и алевролитах чамындинской свиты среднего карбона.

Минералогический состав руд зоны относительно простой. Главными рудными минералами являются: киноварь, метацин-набарит, блеклая руда; второстепенными — галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит. Жильные минералы представлены кварцем, баритом, анкеритом, кальцитом, серицитом и др.

На основании изучения взаимоотношений минералов, их элементов-примесей (табл. 1), температур образования (Бурыхина, 1973, Натурия, 1976), а также корреляционного анализа (Натурия и др., 1975) в Кенсайской ртутно-рудной зоне выделяются четыре стадии гипогенного минералообразования (табл. 2).

Первая стадия — дорудная — характеризуется окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород. Окварцевание является одним из распространенных явлений на рудопроявлении. Окварцеванию подвергнуты песчаники и алевролиты. Наиболее интенсивно окварцевание проявилось в зонах развития разломов. Серицитизация проявлена в меньшей степени.

Следующие две рудные стадии минералообразования (первая и вторая) характеризуются заполнением ослабленных (тектонических) зон зернистыми массами барита и рудных минералов, в основном, киновари и блеклых руд. Каждая из этих стадий сопровождалась импульсом дробления гидротермально измененных пород. Выделение киновари сопровождалось отложением значительных карбонатных масс, особенно анкерита (вторая рудная стадия), в незначительной степени кальцита и кварца — II. Молочно-белый, крупно-кристаллический, шестоватый кварц цементировал мелкие трещины. Следует отметить, что в первую рудную стадию, кроме вышеотмеченных минералов, также выделялись небольшие количества арсенопирита.

Распределение элементов-примесей в рудных и жильных минералах ртутных рудопроявлений Кенсай

Ассоциация	Минералы	№ проб	Рудопроявления	Содержание в процентах									
				Hg	Pb	Cu	Ag	Zn	Sb	As	Ba	Fe	
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Барит-блеклорудно-киноварная	киноварь	2-74	Кенсай-вост.	>10	0,0001	0,0001	сл.	—	—	—	0,5	—	
	бл. руда	2-74	Кенсай-вост.	>1	0,0001	10	0,01	0,05	0,2	0,1	1	0,5	
	халькопирит	2-74	Кенсай-вост.	0,5	—	10	0,01	0,05	0,2	0,1	0,01	0,5	
	бл. руда	K-212	Кенсай-вост.	1—3	—	10	0,01	0,08	0,3	0,3	0,05	0,5	
	халькопирит	K-212	Кенсай-вост.	—	—	10	0,005	0,001	0,01	0,005	0,02	0,5	
	барит	502-K	Кенсай-запад.	—	0,003	0,004	0,003	0,00001	—	—	—	0,05	0,05
	барит	502-aK	Кенсай-запад.	—	0,002	0,01	0,002	0,00001	—	—	—	1	0,02
Барит-анкерит-киноварная	киноварь	5-74	Кенсай-центр	>10	—	—	сл.	—	—	—	—	0,8	
	анкерит	7a-73	Кенсай-центр	—	0,001	0,004	0,00001	0,005	0,005	—	1	1	

**Последовательность гипогенного минералообразования
рудопроявления Кенсай (составил В. И. Натурин)**

Стадии Минералы	Дорудная	I рудная	II рудная	Пострудная
	окварцевание и серицитизация	барит-блек-лорудно-киноварная	барит-анкерит-киноварная	карбонатная
Кварц	██████████	██████████	██████████	██████████
Серицит	██████████			
Гидрослюды	██████████			
Барит		██████████	██████████	
Бл. руды		██████████		
Арсенопирит		██████████		
Халькопирит		██████████		
Сфалерит		██████████		
Галенит		██████████		
Метациннабарит			██████████	
Киноварь		██████████	██████████	
Анкерит			██████████	██████████
Гальцит			██████████	██████████

халькопирита, сфалерита, галенита, а во вторую рудную стадию — метациннабарит.

Вышеописанные рудные стадии соответствуют рудной части гидротермального процесса. Согласно представлениям А. А. Саукова (1946), В. В. Щербины (1956) и др., ртуть переносится в

гидротермальных растворах в форме комплексной растворимой соли типа Na_2HgS_2 . Образование киновари происходит в результате разложения вышеуказанной соли под воздействием различных факторов (изменение температуры и давления, разбавление, влияние кислорода, изменения pH и др.), нарушающих равновесное состояние раствора. Процесс этот идет по схеме В. В. Щербины:



Это положение подтверждается следующими фактами. Ртутное оруденение рудопоявления Кенсай формировалось на небольших глубинах, как и месторождения Сымап (Бектемиров А. 1973). В этих условиях вполне вероятно имело место смешивание гидротермальных растворов с вадозными водами и, как следствие, разбавление рудоносных растворов и обогащение их кислородом. Повышенное содержание натрия в измененных песчаниках рудной зоны № 1 (табл. 3) также дает нам основания утверждать вышеприведенную схему.

Таблица 3

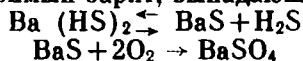
Распределение натрия и калия в измененных и неизмененных песчаниках рудной зоны № 1

Песчаники	№ проб	Содержание в процентах	
		Na_2O	K_2O
Измененные	49a	3,00	1,30
	50a	2,80	0,85
	51a	2,40	1,15
	52a	2,35	1,40
Неизмененные	64a	0,55	1,20
	66a	1,60	1,50
	67a	0,70	1,80
	69a	1,50	4,05

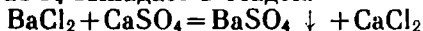
Анализ выполнен в химической лаборатории Института геологии АН Киргизской ССР.

Производила анализ А. С. Скоробогатова.

О повышении окислительного потенциала растворов в период отложения киновари на рудопроявления свидетельствует образование вместе с ней барита. Отложение последнего на рудопроявлении, по-видимому, протекало по схеме Бока (1956). Сульфогидрат $Ba(HS)_2$, в форме которого, по-видимому, мигрирует барий, теряя с падением давления избыток сероводорода, переходит в сульфид, который, далее окисляясь, превращается в очень труднорастворимый барит, выпадающий в осадок:



или же имело место смешивание двух легкорастворимых соединений, в частности, хлоридов Ca и Ba , в результате чего труднорастворимый $BaSO_4$ выпадает в осадок.



Как было отмечено выше, описываемое месторождение формировалось на малых глубинах. В этих условиях гидротермальные растворы, поднимавшиеся по трещеватым породам, резко переохлаждались, в результате чего происходило выделение тонкозернистых и мелкозернистых агрегатов киновари и других рудных и жильных минералов.

Размеры зерен минералов, как известно, находятся в прямой зависимости от степени переохлаждения гидротермальных растворов. В частности, А. Г. Бетехтин (1953), рассматривая этот вопрос, указывает, что чем сильнее переохлаждена жидкость, тем большее число центров кристаллизации возникает в данном объеме в единицу времени; следовательно, тем более мелкозернистым строением будет обладать агрегат, образующийся в результате кристаллизации из жидкости. Чрезвычайная мелкозернистость руд рудопроявления Кенсай объясняется, очевидно, резким падением температуры и давления, что могло иметь место на малых глубинах. Уменьшение температуры и давления значительно снижает химическую активность гидротермальных растворов. Так А. Г. Бетехтин (1953) отмечает, что в близкоповерхностных условиях взаимодействие металлоносных растворов с боковыми породами проявляется часто в весьма слабой степени, поскольку при сильном снижении внешнего давления и быстром спаде температуры растворов происходят резкие нарушения химических равновесий, которые приводят к образованию коллоидных растворов, причем диффузия ионов затрудняется.

Пострудная стадия характеризуется образованием кальцитовых жил и прожилков «альпийского типа». Для жиль-

ных образований данной стадии характерно отсутствие рудной минерализации, за исключением единичного случая отложения незначительных колломорфных масс железистых карбонатов в кальцитовой жиле.

Таким образом, на Кенсайском ртутном рудопроявлении выделяются следующие стадии: I — дорудная (окварцевание и серицитизация); II — первая рудная (барит-блеклорудно-киноварная); III — вторая рудная (барит-анкерит-киноварная); IV — пострудная (карбонатная). В ходе каждой стадии образовались парагенетические минеральные ассоциации. В рудные стадии вместе с киноварью образовывались кварц, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, метациннабарит, кальцит как второстепенные и редкие минералы.

Полученный фактический материал по развитию минерализации на рудопроявлении согласуется с известными представлениями А. А. Саукова (1946) о генезисе киноварного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бектемиров А. И. Структурные условия формирования карбонатно-киноварных рудных тел. Фрунзе, «Илим», 1973.
2. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
3. Бок И. И. О процессе отложения вещества из гидротермальных растворов. Сб. «Геология, горное дело и металлургия». № 15. 1956.
4. Бурылина З. Е., Бурылин П. В. Температуры образования минеральных ассоциаций полиметаллического и ртутного оруденений хребтов Молдотого и Акчеташ. В сб. «Совещание по термобаргеохимии». Изд-во Ростовского университета, 1973.
5. Патурич В. П. и др. Оценка перспективности ртутных рудопроявлений хр. Молдотого по параметрам геохимической зональности. Сб. «Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений». Фрунзе, «Илим», 1975.
6. Патурич В. П. Минералогеохимические критерии поисков ртутного оруденения в Кенсайской рудной зоне хр. Молдотого. Тезисы Всесоюзного минералогического съезда. Л., 1976.
7. Сауков А. А. Геохимия ртути. М., Труды ИГЕН, вып. 78, 1946.
8. Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования в условия их концентрации. Сб. «Вопросы геохимии и минералогии». М., изд-во АН СССР, 1956.

РАЦИОНАЛЬНЫЕ СПОСОБЫ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КИРГИЗИИ

Эффективность геологоразведочных работ — весьма многогранная проблема. Она является предметом озабоченности всех производственных и научных подразделений геологической отрасли, т. к. в конце концов определяет экономику минерального сырья. Вместе с тем эффективность геологоразведочного процесса подразумевает качество работ — достоверность разведанных запасов. Учет стоимости разведки 1 т металла и его качество вызывает необходимость разрабатывать рациональные способы геологоразведочных работ и повышать их эффективность. Вполне естественно, что в небольшой статье исключается возможность рассмотрения многих сторон данной проблемы. Учитывая это обстоятельство, мы провели анализ основных направлений эффективности геологоразведочных работ на оловорудных месторождениях Киргизии за период VIII—IX пятилеток и выявили группу вопросов, определяющих рациональность улучшения экономики разведки рассматриваемого минерального сырья.

Рассматриваемые в статье месторождения № 1 и № 2 расположены в одном оловорудном районе. Район, относящийся к Среднеазиатской оловоносной провинции (Материков и др., 1964), тяготеет к восточной части Фергано-Кокшаальской складчатой области Южного Тянь-Шаня. В пределах района выделено несколько рудных узлов, рудных полей и большое количество месторождений и рудопроявлений олова (Дорошенко и др., 1970).

Месторождения № 1 и № 2 расположены в высокогорных районах на высотах от 2800 до 3800 м. Несмотря на большие абсолютные высоты, климатические особенности районов месторождений — сухой климат с весьма малым количеством осадков — позволяют проводить геологоразведочные и эксплуатационные работы круглый год.

В генетическом отношении оба месторождения характеризуются полиформационным составом руд: на ранее сформированные тела касситерит-кварцевой формации наложена минерализация касситерит-сульфидной формации. Рудные тела на месторождении № 1 представлены двумя структурно-морфологическими типами: секущими кварц-турмалин-касситеритовыми жилами в гранитах и контактовыми метасоматическими или лестничными телами в дайках гранитов среди мраморов или роговиков.

Рудные тела на месторождении № 2 сложены тремя типами: линейные жильобразные тела среди роговиков и гравититов, контактовые тела, экранированные пологими дайками гранитоидов, и оруденелые субпластовые линзы скарпидов. Основную ценность на обоих объектах представляют кварц-турмалин-флюорит-касситеритовые жилы. Промышленно-ценными компонентами в рудах месторождения № 1 являются олово и вольфрам, а на месторождении № 2 — олово и медь.

По особенностям геологического строения и характеру рудной минерализации оба месторождения относятся к группе 3.

Методика разведки месторождений комбинированная — горно-буровая.

Особенности рельефа оловянных месторождений № 1 и № 2 обусловили различное сочетание горных выработок и буровых скважин.

Месторождение № 1 характеризуется резко расчлененным (штольневый) рельефом. Применение буровых скважин для бурения с поверхности практически ограничено обилием скал и обрывов; на штольневых горизонтах широко применяется лишь бурение горизонтальных скважин, наклонные скважины требуют проходки длинноствольных квершлагов и дорогостоящих камер.

Месторождение № 2 расположено в области сыртов — выравненных высокогорных площадей (пенецпленизированные поверхности). Относительные превышения весьма незначительные, что не способствует широкому использованию горизонтальных горных выработок. Бурение же наклонных скважин ничем не сдерживается. На сглаженном рельефе весьма удобно транспортировать буровые агрегаты совместно с вышкой, не прибегая к монтажу и демонтажу бурового оборудования.

Указанные особенности рельефа обусловили применение на месторождении № 1 в основном горных выработок и горизонтальных скважин, а на месторождении № 2 — буровых скважин (табл. 1—3, рис. 1—2) и в меньшей степени — горных выработок. Данное соотношение горных выработок и буровых скважин — ведущих видов геологоразведочных работ (81% ассигнований) — обуславливает в конце концов различную стоимость разведки 1 т металла (табл. 1—3, рис. 3).

Геологоразведочный процесс на месторождениях № 1 и № 2 проводился в две очереди. Первая очередь по времени работ относилась к VIII, вторая — к IX пятилеткам. Очередность геологоразведочных работ преследовала различные цели: I-я оче-

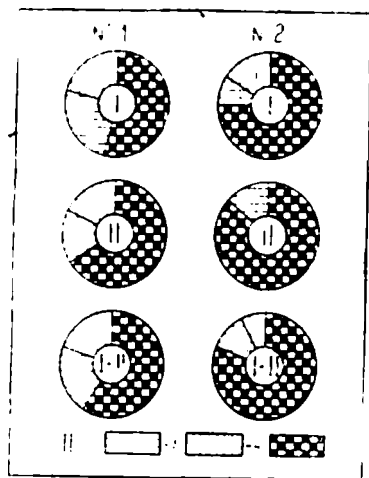


Рис. 1. Динамика удельных затрат (6%) в стадиях геологоразведочного процесса по месторождениям № 1 и № 2. 1—2 — первая и вторая очереди работ; 3—5 — стадии работ: 3 — поиски; 4 — предварительная разведка; 5 — детальная разведка.

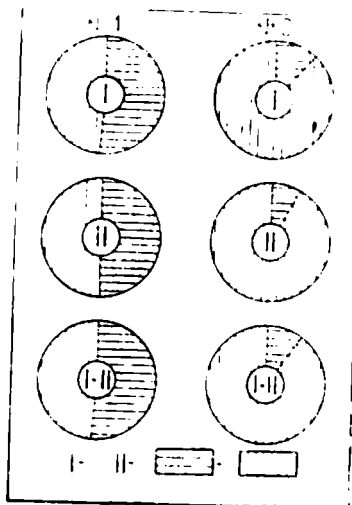


Рис. 2. Соотношение горных выработок и буровых скважин (в %) по очередям работ на месторождениях № 1 и № 2. 1—2 — первая и вторая очереди работ; 3 — горные выработки; 4 — буровые скважины.

редь — дать промышленную оценку месторождений, II-я очередь — увеличить минерально-сырьевую базу объектов.

В целях рационального и экономического ведения геологоразведочных работ геологоразведочный процесс I очереди был разделен на три основные стадии: поиски, предварительная и детальная разведка. В поисковую стадию на основе геологических карт масштабов 1:200000 и 1:50000 была составлена прогнознo-металлогеническая карта масштаба 1:100000 рудного района с целью выделения рудных узлов и рудных полей. В пределах выявленных при поисково-съёмочных работах месторождений проведены поисково-оценочные работы, в рудных полях — детальные поиски с составлением геологической карты масштаба 1:5000 и в рудных узлах — общие поиски с составлением геологических карт масштаба 1:25000. Положительные результаты поисково-оценочной подстадии работ послужили обо-

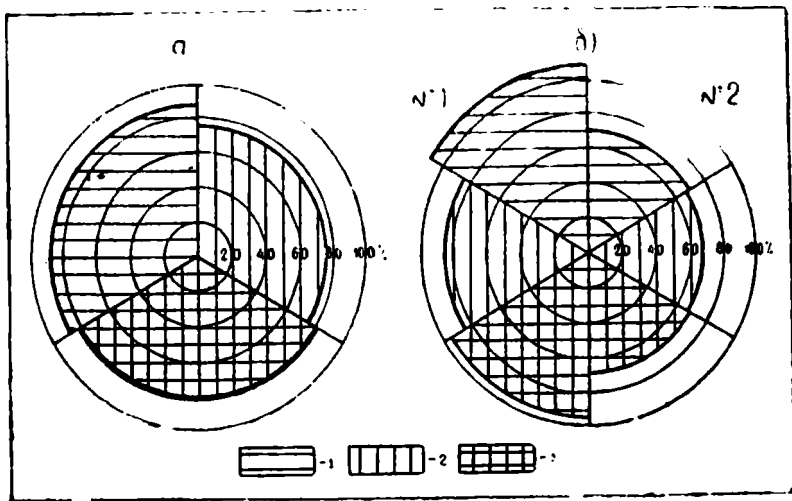


Рис. 3. Стоимость разведки и 1 т металла (в%) от среднеотраслевых показателей за VIII—IX пятилетки: а) по Управлению геологии в целом, б) по месторождениям № 1 и № 2. 1 — первая очередь разведки (VIII — пятилетка), 2 — вторая очередь разведки (IX — пятилетка), 3 — весь период разведки (VIII—IX пятилетки).

спованием начала стадии предварительной разведки, которая завершилась в середине VIII пятилетки. Данные этой стадии работ легли в основу ТЭДов и проектов временных кондиций, выполненных институтом «Средазнипроцветмет» и апробированных Госпланом республики и Министрством геологии СССР. В результате проведения детальной разведки в конце VIII — начале IX пятилеток была дана первая промышленная оценка, соответственно, месторождениям № 2 и № 1. Разведанные балансовые запасы руды и металла по этим месторождениям апробированы ГКЗ СССР и переданы на баланс Министрства цветной металлургии СССР.

II-я очередь работ на месторождении № 1 развивалась по вышеописанной схеме: поиски — предварительная разведка — детальная разведка на флангах и глубоких горизонтах разведанных рудных тел, а на месторождении № 2 — по несколько «усеченной» схеме: поиски — детальная разведка на новом участке с аналогичным типом руд. Последнее положение согласуется с «Методическими указаниями о проведении геологораз-

Производственные показатели I очереди геологоразведочных работ

Производственные показатели	Единица измерений	Объект № 1				Объект № 2			
		всего	в т. ч. по стадиям			всего	в т. ч. по стадиям		
			поиски	предварительная разведка	детальная разведка		поиски	предварительная разведка	детальная разведка
Удельные затраты: <u>стадия</u>	%	100	25	21	54	100	9	16	75
процесс									
Количество тяжелых горных выработок на 1 т металла	п.м	1,63	0,41	0,34	0,88	0,55	0,005	0,145	0,40
Количество буровых скважин на 1 т металла	п.м	1,56	0,39	0,33	0,84	4,17	0,84	0,74	2,59
Отношение: <u>горные выработки</u>	%	105	105	105	105	13	0,4	20	15
<u>буровые скважины</u>									
Долевое участие в стоимости разведки 1 т металла	в % к VIII пнт.	108	27	23	58	69	6	11	52
Затраты на разведку от потенциальной стоимости запасов	%	8,9	2,2	1,9	4,8	5,7	0,5	0,9	4,3

ведочных работ по стадиям» (ВИМС, твердые полезные ископаемые, 1976) — «...В отдельных случаях в зависимости от конкретных условий некоторые стадии могут выпадать из общей схемы геологоразведочного процесса или объединяться с другими» (стр. 28). Соотношение удельных затрат:

стадия

геологоразведочный процесс

I-й, II-й очередей работ и в целом по ним приведено в табл. № 1—3 и изображено на рис. 1.

Анализ удельных затрат различных очередей работ (табл. № 1—2) показал следующие:

— от I-й ко II-й очереди работ наблюдается уменьшение затрат на поиски и предварительную разведку и их увеличение на детальную разведку;

Производственные показатели II очереди геологоразведочных работ

Производственные показатели	Единица измерения	Объект № 1				Объект № 2				
		в т. ч. по стадиям				в т. ч. по стадиям				
		всего	поиски	предварительная разведка	детальная разведка	всего	поиски	предварительная разведка	детальная разведка	
Удельные затраты: <u>стадия процесса</u>	%	100	16	18	66	100	14	—	86	
Количество тяжелых горных выработок на 1 т металла	п.м.	1,51	0,24	0,27	1,00	0,46	0,01	—	0,45	
Количество буровых скважин на 1 т металла	п.м.	1,49	0,24	0,27	0,98	4,99	1,18	—	3,81	
Отношение: <u>горные выработки буровые скважины</u>	%	102	102	102	102	9	0,9	—	12	
Долевое участие в стоимости разведки 1 т металла	в % к IX	пнт.	84	13	15	56	67	9	—	58
Затраты на разведку от потенциальной ценности металла	%	7,0	1,1	1,3	4,6	5,7	0,8	—	4,9	

— на стадиях поисков и предварительной разведки по месторождению № 1 затраты значительно выше, чем по месторождению № 2;

— на месторождении № 2 соотношение удельных затрат на стадиях работ более равномерное, чем на месторождении № 2.

Выявленные закономерности развития геологоразведочного процесса по стадиям очень хорошо согласуются с результатами геологоразведочных работ:

— изучение вопросов геологии, минералогии, морфологии рудных тел, особенностей распределения рудной минерализации и т. п. в I-ю очередь работ сокращает сроки и затраты на поиски и предварительную разведку во II-й очереди работ, что способствует сокращению сроков проведения не только детальной разведки, но и всего геологоразведочного процесса (7—9

лет — I-я очередь работ и 3—6 лет — II-я очередь работ);

— более равномерное соотношение удельных затрат на стадиях работ по месторождению № 1, чем по месторождению № 2 обеспечило стабильную работу геологоразведочных подразделений на объекте № 1 и некоторую лихорадочность на объекте № 2;

— меньшие удельные затраты на стадию поисков по месторождению № 2, чем по месторождению № 1 не способствовали выявлению перспектив месторождения на дальних его флангах и смежных площадях. Это положение весьма усугубляет в настоящее время проведение III-й очереди работ на месторождении № 2 и положительно сказывается на месторождении № 1.

Таким образом, продуктивность геологоразведочных работ на месторождениях олова Киргизии зависит прежде всего от оптимального размера удельных затрат на стадии геологоразведочного процесса и их рационального соотношения во времени. Оптимальные величины удельных затрат представляются нам, исходя из практики работ на месторождениях № 1 и № 2, в следующих соотношениях: поиски — 25—30%, предварительная разведка — 20—25%, детальная разведка — 45—55%.

Прирост запасов полезных ископаемых потребовал определенного количества основных геологоразведочных выработок — горизонтальных горных выработок и буровых скважин на 1 тонну металла (табл. № 1—3). Рассмотрение данных таблиц показало, что на месторождении № 1 горные выработки преобладали над буровыми скважинами, а на месторождении № 2 наблюдается обратное отношение. В целом, по обеим очередям работ на объекте № 1 отношение (в метрах) горных выработок к буровым скважинам составило 103%, а на объекте № 2 — 11%. Это и определило более высокую стоимость разведки 1 тонны металла на месторождении № 1 (95% от отраслевой стоимости металла по СССР в целом за IX пятилетку), чем на месторождении № 2 (68% от тех же показателей за IX пятилетку). Данное положение объясняется тем, что 1 м горизонтальных горных выработок дороже 1 м буровых скважин в 3—4 раза. Вполне естественно, что ГКЗ СССР считает информацию горных выработок более надежной, чем буровых скважин, но нельзя забывать о большей оперативности последних перед первыми. Это тоже весьма необходимый показатель в геологоразведочном процессе. Таким образом, оптимальное соотношение надежности (горные выработки) и оперативности (буровые скважины) может обеспечить достоверность разведанных запасов и позволит более эффективно расходовать средства на 1 тонну прироста

запасов. Оптимальное соотношение горных выработок к буровым скважинам должно иметь выражение 1:3—4, что вполне обеспечит и достоверность запасов, и надежность информации, и оперативность проведения всех стадий геологоразведочных процессов. Об этом говорят результаты работ на месторождениях № 1—2, находящихсь по показателям оптимального соотношения горных выработок и буровых скважин на антиподах. Нормальное соотношение горных и буровых работ лежит между ними.

Немаловажными показателями эффективности геологоразведочных работ являются затраты на разведку от общей потенциальной ценности разведанного металла. В рассматриваемых случаях (табл. № 3) они составляют для месторождений № 1 и 2, соответственно, 8,0 и 5,7%. Это в целом ниже нормативных

Таблица 3

Производственные показатели за весь период геологоразведочных работ

Производственные показатели	Единица измерения	Объект № 1				Объект № 2			
		всего	в т. ч. по стадиям			всего	в т. ч. по стадиям		
			поиски	предварительная разведка	детальная разведка		поиски	предварительная разведка	детальная разведка
Удельные затраты: <u>стадия</u> <u>процесс</u>	%	100	21	20	59	100	11	8	81
Количество тяжелых горных выработок на 1 т металла	н.м.	1,58	0,32	0,31	0,95	0,50	0,01	0,08	0,42
Количество буровых скважин на 1 т металла	н.м.	1,52	0,31	0,30	0,91	4,57	1,00	0,38	3,19
Отношение: <u>горные выработки</u> <u>буровые скважины</u>	%	103	104	103	103	11	0,7	20	13
Долевое участие в стоимости разведки 1 т металла	в % к IX пят.	95	20	19	56	68	7	5	56
Затраты на разведку от потенциальной ценности металла	%	8,0	1,7	1,6	4,7	5,7	0,6	0,5	4,6

(10%) показателей, но для объекта № 1 данная величина из-за большого количества горных выработок несколько выше, чем на объекте № 2.

Ретроспективный обзор геологоразведочных работ на месторождениях № 1 и 2 за период VIII и IX пятилеток показал, к какому решению привел анализ фактического материала о развитии геологоразведочного процесса по стадиям для ответа на вопрос, поставленный в начале статьи: как понять эффективность оценки оловорудных месторождений Киргизии, какая группа вопросов отвечает нашим задачам и как ее следует применить.

Учитывая изложенное, Управление геологии Киргизской ССР на каждой стадии геологоразведочного процесса определило основные мероприятия по повышению эффективности производственных работ:

1. Полный переход на бурение поисковых и разведочных скважин алмазными коронками 59 и 46 мм;

2. Механизация процессов проходки разведочных шурфов;

3. Скреперная уборка породы при проходке квершлагов в штольнях и шурфах;

4. Внедрение алмазных пробоотборников;

5. Полный переход на рентгено-радиометрический метод (РРМ) анализа олова и вольфрама;

6. Постепенный переход на рентгено-радиометрический каротаж (РРК) для определения олова и вольфрама в стенках скважин.

Внедрение указанных мероприятий в производство геологоразведочных работ позволило (особенно во II-ю очередь разведки) сократить сроки геологоразведочного процесса на 2—3 года и удешевить стоимость разведки 1 т металла со 108 до 84% по месторождению № 1 и с 69 до 67% по месторождению № 2 (табл. 1 и 2).

Резюмируя изложенное, можно сделать следующие выводы:

- на всех стадиях геологоразведочного процесса необходимо выдерживать их оптимальное соотношение, что позволяет поддерживать равномерный ритм производства и обеспечивать постоянный фронт работ;

- только рациональное соотношение основных геологоразведочных видов работ обеспечивает эффективное расходование средств при полной достоверности информации;

- повседневное последовательное внедрение технических новшеств в производство любых видов геологоразведочных ра-

бот в конце концов сказывается на удешевлении стоимости разведки 1 т металла и сокращении сроков геологоразведочного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дорошенко Н. И., Синайский С. А., Ставицкий В. А. Условия локализации оловянного оруденения в Сарыджазском рудном районе. Ж. «Сов. геология», № 11, 1970, стр. 102—115.
2. Материнов М. П., Маршукова Н. К., Павловский А. Б. Оловоносность Средней Азии. М., «Недра», 1964, стр. 82.
3. Методические указания о проведении геологоразведочных работ по стадиям (твердые полезные ископаемые), ВИЭМС. М., 1976, стр. 30.

И. И. Бочкарев

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

При современной изученности территории Советского Союза, особенно площадей, прилегающих к осваиваемым и разведанным месторождениям, проведению успешных поисков должны предшествовать научные исследования по составлению металлогенических и прогнозных карт. Последние, в свою очередь, следуют за геологической съемкой.

К настоящему времени неизвестных легкооткрываемых месторождений с промышленной емкостью, по существу, не осталось. Поэтому успех поисков промышленных месторождений зависит не только от применения оптимального сочетания комплексов поисковых методов и в целом видов геологических работ, но и от правильной последовательности их проведения.

Обоснованность степени перспективности площадей, выделенных на прогнозной карте, обеспечивается выявлением положительных геологических и, в первую очередь, структурно-металлогенических и геохимических факторов, учет которых зависит от детальности проведенных исследований. Следовательно, чем крупнее масштаб прогнозных и их сопровождающих карт, тем обоснованнее будут перспективы выделенных площадей.

Современные требования производственных организаций к научным исследованиям по прогнозированию не ограничиваются прогнозными картами с указанием на них локальных площадей, где возможно обнаружение участков минерализации или месторождений без разбивки их на категории по крупности.

Современные научные исследования, наряду с разработкой теоретических вопросов прогнозирования и в целом рудогенеза

в конкретных геологических условиях, должны обеспечивать не только качественную сторону прогнозируемых объектов, т. е. указывать генетический тип месторождения и ведущие элементы его, но наряду с качественной характеристикой дать количественную оценку каждой перспективной площади.

Следовательно, каждой стадии проводимых по данной площади исследований соответствует определенная количественная оценка, которая может быть подразделена на следующие этапы:

1. При мелко-, а в сложно построенных районах и среднемасштабных геологических съемках и исследованиях по составлению прогнозных карт этих масштабов количественно определяются площади (по размерам и числу) и возможность встречи на них определенных типов месторождений.

2. При среднемасштабном прогнозировании выделяются перспективные площади с указанием возможной встречи на них определенных генетических типов месторождений и число (количественно) месторождений на каждой конкретной площади.

Особое внимание при этом уделяется количественному распределению месторождений по их масштабам оруденения и в целом рудного процесса. Здесь следует оценивать площади по количеству месторождений соответствующих категорий, по запасам (уникальные, крупные, средние, мелкие) и наличию минерализованных зон и рудопроявлений, возможно, являющихся индикаторами открытого оруденения.

3. При крупномасштабном прогнозировании (1:25000 и особенно 1:10000 и крупнее, вплоть до поисково-разведочного и разведочного периодов работ) количественная оценка площадей производится по количеству возможных встреч на них рудопроявлений, месторождений, участков, рудных тел и столбов, подлежащих более детальному изучению. Главное внимание здесь уделяется подсчету прогнозных запасов по каждой отдельно взятой площади (или по участку) в конкретных цифрах и даже по группам достоверности прогнозных запасов.

При рекомендации видов работ на перспективных (разведочных) площадях, особенно поисково-разведочных и разведочных в пределах известных (эксплуатируемых, разведанных, находящихся в разведке) месторождений и прилегающих к ним площадей конкретную оценку следует проводить по подсчитанным цифрам каждой категории прогнозных запасов.

Это необходимо для определения масштабов проектирующихся и действующих горнодобывающих предприятий и перспективного их роста.

Количественная оценка перспективных площадей по вычисленным на них прогнозным запасам может быть произведена двумя способами: I — только по соотношению продуктивностей рудообразующих струй (2) изучаемой площади и месторождения и II — с использованием результатов химического (4) и геохимического опробования и вычисленных по нему продуктивностей рудообразующих струй прогнозной площади и месторождения.

Естественно, во втором случае достоверность подсчитанных запасов, а следовательно, оценка изучаемой площади будет более достоверной, чем в первом. Однако, в практике первый вариант может применяться довольно часто на площадях, изученных только поисково-съёмочными работами или проведением геологической съёмки без достаточного объема геохимических исследований (см. 1).

Ниже мы переходим к рассмотрению второго варианта.

Применение предлагаемой методики подсчета ожидаемых запасов возможно при наличии данных химического (4) или литохимического опробования* перспективных площадей и подсчитанных запасов на месторождении, аналогичном прогнозируемому. Сам подсчет сводится к следующему:

I. Вычисляются средние содержания (С) элементов: а) по месторождению с подсчитанными запасами отдельно по химическому (С_х) и литохимическому (С_л) опробованию поверхности или берут их из блоков подсчитанных запасов; б) то же по изучаемой площади по литохимическому (С_{пл}) опробованию, а если проводилось, то и по химическому (С_{пх}).

II. Вычисляются коэффициенты среднего содержания:

1. Для разведанного месторождения (К_м) и прогнозной площади (К_п):

$$K = C_x : C_l$$

2. Общий или подсчетный коэффициент среднего содержания изучаемой площади:

$$K' = K_p : K_m \quad (1)$$

При сравнении этих коэффициентов надо стремиться брать данные опробования одинаковых уровней среза по отношению к рудному телу месторождения и блока, выделенного под количественную оценку.

3. Если на изучаемой площади не проводилось химического

* Ниже под литохим. опробованием понимаем взятие металлометрических проб по коренным породам.

опробования, то подсчетный коэффициент среднего содержания для нее определяется по результатам литохимического опробования:

$$K'_{п} = \text{Спл} : \text{Смл.}$$

4. В случае отсутствия по месторождению данных литохимического опробования подсчетный коэффициент определяется по химическому опробованию месторождения (Смх) и литохимическому (Спл) по подсчитываемому блоку с введением поправки на коэффициент среднего содержания по месторождению (Км), который в этом случае вычисляется через фоновое содержание (коэффициент аномальности по А. А. Саукову — 3) или принимается равным средней величине аналогичных месторождений других районов:

$$K_{п} = (\text{Спл} : \text{Смх}) \cdot K_{м.}$$

III. Вычисляется продуктивность рудообразующей струи (Q) (по А. В. Королеву — 2) месторождения (Ом) и прогнозной площади (Qп)

$$Q = I \cdot C \text{ м}^2 \%.$$

где I — площадь минерализованных рудовмещающих пород месторождения (Им) или прогнозной площади (Ип).

$$Q_{м} = I_{м} \cdot C_{м} \text{ м}^2 \%, \quad Q_{п} = I_{п} \cdot C_{п} \text{ м}^2 \%.$$

C — среднее содержание металла в % или г/т по месторождению или прогнозной площади, соответственно по химическим (х) или литохимическим (л) пробам. Если берут только кондиционное содержание, то в формулу вводится коэффициент рудности сравняваемого месторождения.

IV. Вычисление коэффициента продуктивности рудообразующей струи.

1. Коэффициенты нерудной минерализации месторождения (Емн) или прогнозной площади (Епн) учитывают интенсивность развитой на них нерудной минерализации (т. е. развитие всех гидротермальных новообразований во вмещающих оруденение породах, исключая прогнозируемые элементы):

$$E_{н} = I : V \quad (E_{мн} = I_{м} : V_{м}; \quad E_{пн} = I_{п} : V_{п}).$$

V — площадь месторождения (Vm) или прогнозная площадь (Vп) в зависимости от залегания рудных тел:

$$V_{м} > I_{м}; \quad V_{п} > I_{п}.$$

2. Подсчетный коэффициент нерудной продуктивности рудообразующей струи связывает проявленную нерудную минерализацию на прогнозной площади и месторождении:

$$T_{п} = E_{пн} : E_{мн}.$$

3. Коэффициенты рудной минерализации месторождения

(Емр) или прогнозной площади (Епр) учитывают проявившуюся на них минерализацию подсчитываемого элемента:

$$Ер = Q_x : Q_l \quad (Емр = Q_{mx} : Q_{ml}, \quad Епр = Q_{px} : Q_{pl}),$$

где Q_x — продуктивность рудообразующей струи, вычисленная по химическим пробам, а Q_l — по литохимическим.

4. Подсчетный коэффициент рудной продуктивности рудообразующей струи $Тр = Епр : Емр$ (II). Им увязывается интенсивность проявленной минерализации подсчитываемого элемента на прогнозной площади с месторождением.

Если на обеих площадях произведено только химическое опробование, то

$$Тр = Q_{px} : Q_{mx},$$

а в случае производства только литохимического опробования поверхности

$$Тр = Q_{pl} : Q_{ml}.$$

Чаще по месторождению имеется химическое опробование, а на изучаемой площади — литохимическое, тогда

$$Тр = (Q_{pl} : Q_{mx}) \cdot K_m.$$

Если на месторождении и прогнозной площади произведены химическое и литохимическое опробование, то подсчетные коэффициенты $Тр$ и K_p соответственно усредняются по вычисленным выше вариантам или берутся их значения из формул I и II.

V. Коэффициент минерализующей способности струи прогнозной площади характеризует общую (рудную и нерудную) минерализующую способность струи, проявившуюся на прогнозной площади:

$$Q = T_n \cdot T_p = T_n \cdot K_p.$$

VI. Подсчет прогнозируемых запасов основан на методе аналогии и базируется на выведенных выше коэффициентах, увязывающих результаты проявления рудных процессов на разведанном месторождении и оцениваемой площади, и данных подсчитанных запасов по упомянутому месторождению, аналогичному ожидаемому на изучаемой площади.

1. Исходя из глубины (H_m) подсчитанных запасов (P_m) и площади месторождения, по которому подсчитаны запасы, вычисляют удельный запас месторождения (U_m) и прогнозной площади (U_p):

$$U_m = D_m : H_m \text{ кг/м}^3.$$

$$D_m = (P_m \cdot 1000) V_m \text{ кг/м}^2.$$

Удельный запас элемента по прогнозной площади (U_p) отличается от его значения по месторождению на величину коэффи-

циента минерализующей способности струя прогнозной площади (Q).

$$U_{п} = U_{м} \cdot Q \text{ кг/м}^3.$$

2. Запасы на 1 м углубки для одного подсчетного блока (прогнозной площади):

$$B = (U_{п} \cdot V_{п}) : 1000 \text{ т.}$$

3. Запасы одного подсчетного блока (одной прогнозной площади) по заданной глубине (Г):

$$A = B \cdot Г \text{ т.}$$

4. Суммарные запасы по всем прогнозным блокам и площадям, выделенным на рудном поле, районе или выдвинутом к разведке месторождении, участке:

$$A_0 = A_1 + A_2 + \dots \text{ т.}$$

Подставляя в формулы конкретные цифровые значения, получим количественную оценку площадей, выделенных под поисково-разведочные работы. Достоверность этой оценки зависит от методов и точности опробования, введения в подсчет соответствующих им сочетаний и совершенства анализов проб.

Предлагаемая методика проверена вычислениями приведенных выше коэффициентов и цифр прогнозных запасов по реальным данным конкретного объекта — участков разведанного месторождения Чон-Кой на примере с условными значениями средних содержаний.

По месторождению Чон-Кой проверка произведена по 15 площадям. Из них по 7 запасы, подсчитанные по предлагаемой методике, оказались завышенными от 3,7 до 29% по сравнению с данными наиболее разведанного участка; по шести — занижены на 0,8—13,4%. По двум слабообследованным участкам расхождения оказались значительными и завышенными на 67—88%.

В примере с условными значениями средних содержаний вычисленные коэффициенты минерализующей способности струи прогнозной площади отличаются один от другого и от среднеарифметического их значения от 3,4 до 24,1%. В то же время расхождения в подсчитанных по ним запасах, подсчитанных по семи вариантам, колеблются от 1,6 до 21,6%.

Приведенные данные указывают на достаточно высокую степень сходимости результатов расчета и, следовательно, рассмотренная методика может быть рекомендована для количественной оценки прогнозной площади.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бочкарев Н. И. Количественная оценка перспективных площадей при составлении прогнозных карт. М., 1971.
2. Королев А. В. Об интенсивности минерализующей и рудообразующей струи. «Узбекский геол. журнал», № 4, 1959.
3. Сауков А. А. Миграция химических элементов как теоретическая основа геохимических методов поисков. Международный геологический конгресс. Госгеолтехиздат, 1960.
4. Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1954.

Н. Н. Щетников

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ АТДЖАЙЛЯУ

Описываемое месторождение входит в состав группы месторождений Сарыджазского рудного района, относимых рядом исследователей (Материковым М. П. и др., 1964) к оловянным месторождениям скарпово-рудной формации. Для них характерным признаком является формирование в карбонатно-терриген-

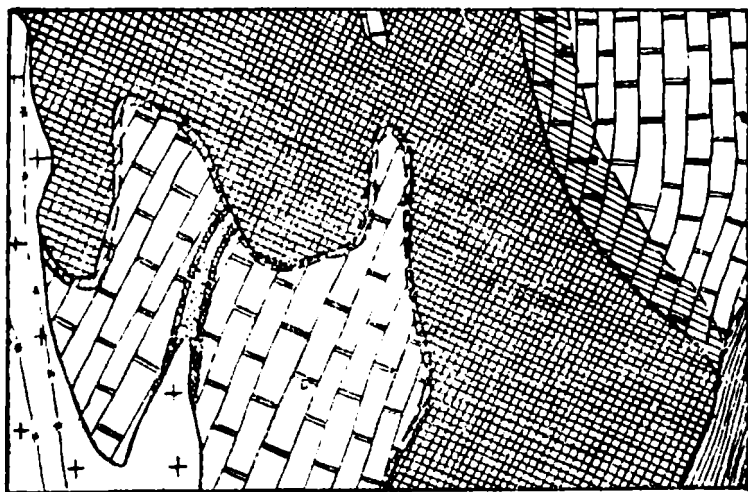


Рис. 1. Рудное метасоматическое тело в апикальной части гранитного массива.

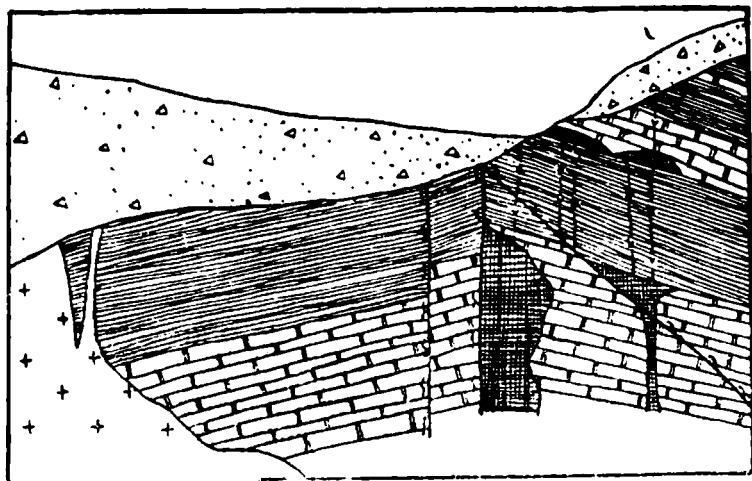
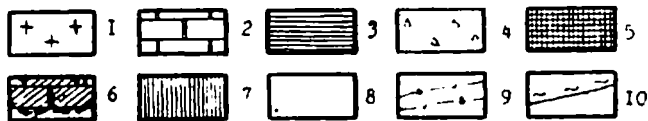


Рис. 2. Размещение рудных тел в кровле гранитов (разрез составил Габба Г. П.).



- 1 — граниты, 2 — мраморы, 3 — роговики, 4 — обломочный материал.
 5 — рудные метасоматиты, 6 — зона околорудных изменений,
 7 — офикальцитовая зона, 8 — эндоскарная зона прроксен-
 плагноклазового состава, 9 — турмалин-кварцевые прожилки,
 10 — тектонические нарушения.

ных вмещающих породах, прорванных интрузиями позднепалеозойских (C_3 —P) гранитов (Материков, 1974).

Оруденение на месторождении приурочено к выходу гранитного массива, имеющего, в плане, удлиненную форму (в субширотном направлении). Обнажающиеся на дневной поверхности выходы гранитов соответствуют различным глубинам эрозионного среза, что обусловлено гребневидной конфигурацией апикальной части интрузии. Это позволяет проследить характер

распределения оруденения на значительном интервале эндо-экоконтактной зоны.

Нами изучалось распределение и локализация оловянной минерализации, в зависимости от изменения состава вмещающих пород. Для этого рассматриваются различные уровни эндоконтактной части гранитов, апикальные части интрузии, вмещающие породы экзоконтактной зоны на различном удалении контакта с гранитным массивом.

Исследования гранитов на различных глубинах от кровли, в целях выявления в них возможного оловянного оруденения, заключались, главным образом, в детальном описании минеральных зон, жил и различного рода пегматоидных образований, развитых в них. Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что сколько-нибудь значимые концентрации олова в гранитах отсутствуют.

Апикальные части интрузии сопровождаются развитием метасоматических образований с богатым содержанием олова. Оруденение носит в основном площадной характер, распространяясь на глубину до первых десятков метров. При этом отмечается структурно-литологический контроль оруденения в виде:

- 1) приуроченности рудных тел к контакту гранитов и вмещающих мраморов;
- 2) локализации рудных тел вдоль тектонических нарушений, образующихся в результате осложнения кровли при внедрении интрузии.

В первом случае размещение рудных тел контролируется контактом гранитных апофиз с одной стороны и мраморов с другой (рис. 1). Граниты при этом практически не затронуты процессами окolorудного изменения как в местах их непосредственного контакта с рудными телами, так и на удалении (очевидно, сколько-нибудь существенного замещения гранитов не происходило). Лишь изредка наблюдается развитие в них маломощных турмалиновых прожилков с убогой сульфидной минерализацией. Напротив, мраморы на контакте с апофизами гранитов интенсивно преобразованы рудоцентрирующими растворами в апокарбонатные метасоматиты кварц-касситерит-флюоритового состава. Рудные тела имеют сложную конфигурацию и характеризуются невыдержанностью по мощности и простиранию, часто содержат участки незамещенных мраморов и скarioидов. Контакты метасоматитов с последними нечеткие, расплывчатые и, как правило, имеют зону перехода от рудных тел во вмещающие породы. Мощность зоны не превышает 0,5 м.

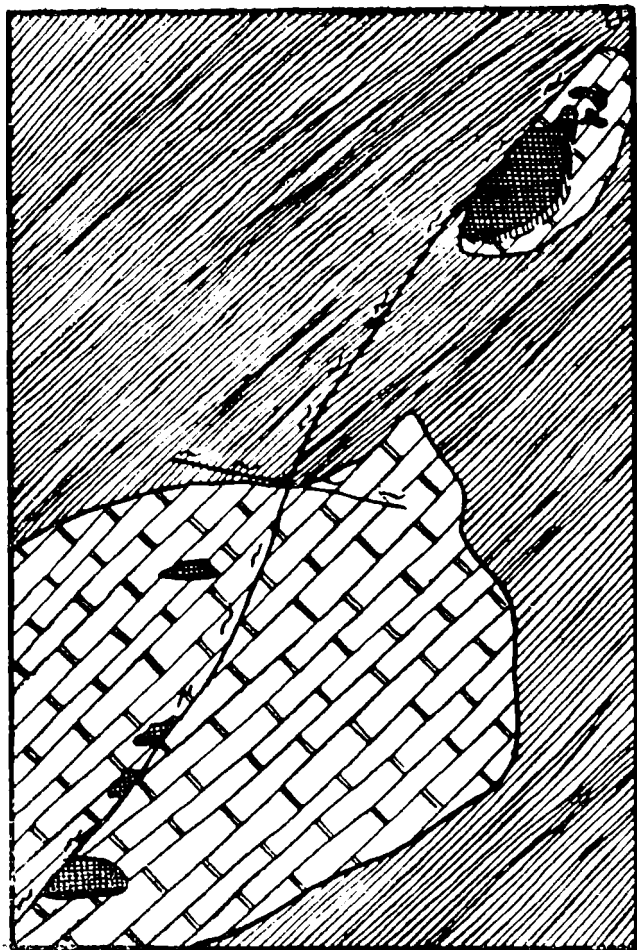


Рис. 3. Локализация оруденения во вмещающих карбонатно-терригенных породах.

1 — мраморовидные известняки, 2 — ороговикованные кварц-биотитовые сланцы, 3 — рудные метасоматические залежи, 4 — зона окolorудных изменений, 5 — тектонические нарушения.

Представлена она мраморами и скарноидами с интенсивно развитым по ним флюоритом, в меньшей мере кварцем. В них отмечается уменьшение (я даже отсутствие) рудных минералов (касситерита, пирита, арсенопирита и др.). Какой-либо зависимости между мощностью грапитных апофиз и мощностью контролируемых или метасоматических залежей не установлено, в отличие от ранее описанного (Павловский, Маршукова, 1971).

Минеральный состав рудных метасоматических образований характеризуется широким развитием флюорита, кварца, сульфидов, касситерита, реже турмалина, сульфосолей. Распределение касситерита в рудных телах имеет неравномерный характер, образуя в отдельных случаях сильно обогащенные участки или же практически полностью его лишенные. Никакой зональности в распределении касситерита не устанавливается.

Размещение метасоматических рудных залежей, контролируемых тектоническими структурами, образованными в результате осложнения кровли при внедрении интрузии, в основных чертах не отличается от вышеописанного. В данном случае роль контакта гранитов принадлежит тектоническим нарушениям (рис. 2). Форма рудных тел обуславливается прямолинейным контактом плоскости нарушения и извилистой линией в мраморах. На рисунке отчетливо наблюдается, что хотя тектонические нарушения секут породы разного состава, оруденение размещается в прослоях мраморов и не выходит за их пределы. Минеральный состав и характер распределения основных минералов в рудных телах аналогичен описанным ранее.

Вмещающие породы экзоконтактной зоны представлены переслаиванием прослоев и линз мраморизованных известняков с ороговикованными сланцами. В них широко развиты межпластовые нарушения северо-восточного простирания, в основном совпадающие с простиранием карбонатно-терригенных пород. В ряде случаев они являются рудоконтролирующими и частью рудолокализирующими. В одном из каньонобразных бортов сая наблюдается рудная зона, контролируемая структурой межпластовых подвижек (рис. 3). Она сечет линзообразные прослои мраморов, в которых развиты неправильной формы рудные метасоматические образования касситерит-флюорит-сульфидного состава. Локализуются они как в непосредственном контакте с плоскостью нарушения, так и на некотором удалении. Минеральный состав рудных тел аналогичен вышеописанным, с той лишь разницей, что значительно уменьшается количество кварца и несколько увеличивается количество турмалина. Что же

касается окolorудных изменений вмещающих пород, характера распределения минералов в рудных телах, развития метасоматических рудных образований по вмещающим породам, то картина не меняется.

Резюмируя вышесказанное, можно сделать ряд выводов, касающихся размещения оруденения на месторождении и возможной формы переноса олова:

1. Оловянное оруденение локализуется в апикальной и экзоконтактной частях гранитного массива.

2. В размещении рудных тел строго прослеживается структурно-литологический контроль. Благоприятными структурами следует считать контакты апикальной части гранитов с мраморами, литологические контакты роговиков и мраморов, места пересечения тектоническими нарушениями прослоев мраморов и мраморизованных известняков.

3. Благоприятной средой для рудоотложения являются карбонатные породы. Они характеризуются химическими и физическими свойствами, благоприятными для фильтрации растворов и осадений из них олова и сопутствующих ему элементов.

4. Исходя из кварц-касситерит-флюорит-сульфидного состава рудных тел и карбонатной среды рудоотложения, наиболее вероятной формой переноса олова следует считать фторкомплексные соединения олова и сопутствующих ему элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Материлов М. П., Маршукова Н. К., Павловский А. Б. Оловоносность Средней Азии. М., «Недра», 1964.
2. Материлов М. П. Закономерности размещения и геолого-генетические группы оловянных месторождений СССР. М., «Недра», 1974.
3. Павловский А. Б., Маршукова Н. К. Особенности бериллий-вольфрам-оловянных месторождений скарново-рудного комплекса. М., «Недра», 1974.

Р. Т. Туляев

ЖИЛЬНЫЕ ГРЕЙЗЕНЫ И ОЛОВЯННО-РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ САРЫДЖАЗСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Описываемый район в геолого-структурном отношении находится в пределах позднегерцинской Кокшаальской структурной зоны Фергано-Кокшаальской складчатой области, характеризующейся весьма сложной историей геологического развития и широким развитием магматических образований.

В геологическом строении площади принимают участие терригенные и карбонатные образования силурпийского возраста и верхнекаменноугольный известково-терригенный флиш, представленный ритмичным набором терригенных пород, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, известняков. Характерной особенностью этих отложений является их повышенная известковистость. В результате внедрения интрузий породы подвергаются метаморфизму с образованием различных роговиков и скарнированных пород (скарноидов). Ширина полосы контактового метаморфизма нередко достигает 1,5—2,0 км.

Магматические образования представлены разновозрастными интрузиями различного состава. Наибольший практический интерес на этой площади представляет верхний карбон-пермский гранитоидный интрузивный комплекс, сформировавшийся в три фазы, при этом наиболее продуктивной в отношении оруденения является третья фаза. Породы этой фазы представлены средне-крупнозернистыми порфиридовидными гранитами лейкократового облика и отличаются четко проявленной металлогенической специализацией на олово, вольфрам, висмут, молибден, бор, фтор. Из аутометасоматических процессов в гранитах развиваются калишпатизация, альбитизация и площадная грейзенизация. Последний процесс получил наиболее широкое развитие в пределах апикальных частей куполовидных и гребневидных осложнений в кровле интрузий.

Детальные исследования, проведенные на ряде месторождений и рудопроявлений, показали, что в процессе рудообразования на описываемой площади можно выделить по крайней мере два этапа, разделенных во времени образованиями эксплозивных брекчий закрытого типа.

По характеру оруденения и околорудных изменений и по вещественному составу поздний этап носит монометалльный (оловянный с незначительным количеством мышьяка и полиметаллов) типично гидротермальный характер.

Ранний этап оруденения носит комплексный редкометалльный (молибден-вольфрам-оловянный) грейзеновый характер и представлен серией рудных тел мощностью от 15—20 см до 1,0—1,5 м. Для них характерны линейно-вытянутая и жильная форма проявления, развитие процессов грейзенизации вдоль рудных тел. Главными жильными минералами в них являются кварц, мусковит, флюорит, турмалин, топаз. Рудная минерализация представлена здесь минералами вольфрама, молибдена, олова, висмута, мышьяка, меди. Все это дает возможность отне-

сти их к жильно-грейзеловым образованиям, среди которых нами выделены самостоятельные последовательно развивающиеся фации, являющиеся продуктами отдельных стадий процесса рудообразования. Среди них наиболее интересными в практическом отношении и наиболее изученными являются следующие: кварц-молибденит-шеелитовая, слюдисто-кварцевая (мусковит-кварцевая), кварцевая (топаз-кварцевая), кварц-флюоритовая, кварц-турмалиновая, слюдисто-полевошпатовая.

Наиболее типичным проявлением грейзеновой минерализации является молибден-вольфрамовая (кварц-молибденит-шеелитовая) фация, посягающая штоковороквый характер и развитая в зоне эндо- и ближнего экзоконтакта интрузий. Этот тип минерализации отделен во времени от проявления комплексного оловянно-редкометалльного жильно-грейзелового типа внедрением даек жильного сопровождения интрузий, сложенных мелкозернистыми биотитовыми гранитами и адлитами. Проявления этой минерализации образуют ореолы вокруг апикальных частей штокообразных и гребневидных осложнений (выступов) в кровле интрузивных массивов. Причем минерализация эта наиболее широко развита в зоне эндоконтакта интрузии и не выходит за пределы внутренней зоны контактового метаморфизма, представленной главным образом темными, темно-зелеными и черными роговиками.

Кварц-молибденит-шеелитовое оруденение образует густую сеть пересекающихся прожилков с невыдержанной мощностью. Во вмещающих породах вдоль этих прожилков развиваются окварцевание и грейзенизация. Главными жильными минералами в них являются кварц и флюорит, при этом последний образует отдельные линзы в кварцевой массе, состоящей из мелких изометричных зерен с извилистыми ограничениями. Рудные минералы представлены мелкочешуйчатым рассеянным молибденидом и мелкими зернами шеелита, образующего отдельные вкрапления и небольшие гнездовидные скопления. В редких случаях здесь встречаются отдельные мелкие зерна касситерита, арсенипирита, халькопирита.

Слюдисто-кварцевая грейзеновая фация является в данном районе наиболее распространенной. Она развивается как в виде самостоятельных линейных зон и жил с редкометалльной минерализацией, так и образует внешние зоны околосильного изменения грейзеновых жил других фаций. Слюдисто-кварцевые грейзены характеризуются, как и все другие фации, симметрично-зональным строением. В строении фации при движении от

пензаменных пород отмечаются следующие зоны: слабой грейзенизации, интенсивной грейзенизации, кварцево-слюдистого состава, слюдисто-кварцевого состава с переходом местами в мономинеральную кварцевую зону. Все эти зоны связаны между собой постепенными переходами и провести четкую границу между ними практически не представляется возможным. Центральная зона в этих грейзенах состоит обычно на 90—95% из кварца. Остальная часть приходится на флюорит, турмалин, мусковит. Мощность зоны колеблется от первых миллиметров до 50—60 см.

Мусковит-кварцевая зона представляет собой зеленоватую породу, состоящую из кварца (60—65%), мусковита (25—30%), флюорита (до 10%). Кроме того, здесь в небольших количествах отмечаются серицит, апатит, пирит, анатаз, топаз и ряд других минералов. Характерным для этой зоны является полное отсутствие реликтов первичных пород.

Кварц-мусковитовая зона сложена мелкозернистой серой породой с зеленоватым оттенком, состоящей из мусковита (до 60%), кварца (около 30%) и флюорита (до 10%). Изредка встречаются реликты полузамещенных минералов первичных пород.

Главными рудными минералами этой грейзеновой фации являются молибденит, вольфрамит, в меньших количествах отмечаются касситерит, висмутин, арсениопирит, халькопирит. Развиты они преимущественно в центральной зоне, где выполняют интерстиции между жильными минералами.

Кварцевая (кварц-топазовая) фация является одной из наиболее характерных грейзеновых образований. Необходимо отметить, что, как и все остальные фации, кварцевая сопровождается зонами грейзенизации вмещающих пород и слюдисто-кварцевыми грейзенами, являющимися внутренней зоной изменения вмещающих пород.

Микроскопическое изучение кварцевой фации показало, что она состоит примерно на 80—90% из кварца. Остальная часть приходится на флюорит (3—4%), слюдистый материал (2—3%), топаз (от единичных зерен до 2—3%). Низкие содержания топаза в грейзенах описываемого района связаны, по-видимому, с широким развитием турмалина, являющегося, как известно, минералом-антагонистом топаза.

Основная рудная минерализация кварцевых грейзенов, локализованных в гравитах, представлена молибденитом, вольфрамитом и касситеритом. Очень редко отмечается пирит. В грей-

зенах, развитых в поле роговиков, преобладает сульфидная минерализация — арсенопирит, халькопирит. Но в нижних горизонтах этих тел появляются вольфрамит (содержание вольфрама достигает первых десятых долей процента), молибденит и касситерит.

Кварц-флюоритовые грейзены получили наиболее широкое развитие в поле гранитоидов, при этом они нередко наложены на более ранние образования. Макроскопически они представляют собой мелкозернистую породу серовато-фиолетовой окраски.

Под микроскопом устанавливается, что главными минералами в них являются кварц (до 60%), флюорит (около 35%). В подчиненных количествах встречаются мусковит, турмалин, топаз, железистый карбонат.

Рудная минерализация в них представлена преимущественно касситеритом, реже отмечаются вольфрамит, шеелит, пирит, галенит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит. При этом вольфрамит, отчасти пирротин и арсенопирит, более характерны для грейзенов, развитых в поле роговиков.

Кварц-турмалиновые грейзены пользуются в районе весьма широким распространением. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 5,0 м. При этом в наиболее мощных телах сохраняются крупные ксенолиты окварцованных и грейзенизированных пород.

Макроскопически кварц-турмалиновые грейзены представляют собой средне- и крупнозернистую породу. Окраска ее зависит от количества турмалина и изменяется от серой до почти черной с пятнистым распределением. Турмалин в породе распределен крайне неравномерно. Но при этом намечается некоторая слабая закономерность — зоны обогащения турмалином тяготеют к центральной части рудного тела, а в альбацдовых частях преобладает кварц.

При микроскопическом изучении установлено, что главными их составляющими являются кварц и турмалин, содержания которых варьируют в очень широких пределах (кварц от 30 до 80%, турмалин от 10 до 60%). Кроме названных основных минералов, присутствуют также мусковит — до 3%, калиевый полевой шпат — до 4%, флюорит — до 3%, плагвоклаз — до 1%. единичные зерна топаза.

Рудная минерализация в кварц-турмалиновых грейзенах представлена касситеритом, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и пиритом, не имеющими четкой приуроченности в распределении; молибденитом и шеелитом, приуро-

ческими преимущественно к кварцевой части жил. При этом необходимо отметить, что редкометальная минерализация значительно преобладает в грейзенах, локализованных среди гранитов, а сульфидная минерализация больше характерна для грейзенов в поле роговиков.

Слюдисто-полевошпатовые грейзоны имеют относительно ограниченное распространение, встречаются, в основном, в поле гранитов. Характерной особенностью их является частое наложение на более ранние образования.

Они представляют собой альбит-мусковитовую породу, образующуюся за счет интенсивной альбитизации полевых шпатов гранитов. Процессы эти развиты настолько интенсивно, что исходные плагиоклазы и калиевый полевой шпат сохранились только в виде отдельных полужамененных реликтовых зерен, встречающихся в краевых частях описываемых грейзенов.

Рудная минерализация представлена здесь касситеритом, висмутином, шеселитом, клапротитом, айкинитом, эмлектитом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротином, пиритом, образующими рассеянную и мелкогнездовую вкрапленность.

В заключение необходимо отметить следующую особенность рудных тел раннего этапа рудообразования. Жильные рудоносные грейзены развиваются как в эндоконтакте гранитных интрузий, так и в экзоконтактах их, во вмещающих роговиках. В распределении рудной минерализации отмечается четкая зональность. Наиболее широкое развитие оловянно-редкометальная минерализация получила в зоне ближнего экзоконтакта интрузий. По мере удаления от интрузии в описанных грейзенах начинает преобладать сульфидная минерализация — халькопирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит. И уже на удалении 400—450 м от контакта интрузии грейзены характеризуются почти полным отсутствием рудной минерализации.

Таким образом, при изучении объектов с жильно-грейзеновым типом минерализации основной объем детальных работ необходимо проводить в зоне эндо- и ближнего экзоконтакта куполовидных и гребневидных выступов в кровле гранитных интрузий.

О. А. Тохтоназаров

О СООТНОШЕНИЯХ ПРОДУКТОВ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЧАТКАЛО-НАРЫНСКОЙ ЗОНЫ

В Чаткало-Нарынской зоне Среднего Тянь-Шаня широко

распространены стратиформные месторождения, залегающие в различных горизонтах карбонатных пород девона и карбона. С девонскими отложениями связаны месторождения Сумсар, рудопроявления Акмашат, Ортобель, Караункур, Туяташ, Какьян-гаксай и др. В разрезе карбонатных толщ пизнего карбона залегают рудопроявления Кокджерты, Тегерек, Дальнее, Кичине-Киндык и др. В составе визейских терригенно-карбонатных толщ размещаются рудопроявления Кокджар, Сулукүртка, Джергетал и др. В районе указанных месторождений и рудопроявлений был проведен комплекс геологических исследований. Генезис этих образований трактуется с различных теоретических позиций. По мнению одной группы исследователей (Джепчураева, 1965; Мустафин, 1970 и др.), указанные месторождения имеют эпигенетическое (гидротермальное) происхождение. Другие исследователи (Лурье, 1963; Асаналиев, 1964 и др.) считают, что эти месторождения имеют исходное первичноосадочное происхождение. Проведенное исследование показало, что формирование указанных месторождений происходило в длительный период с участием как сингенетических, так и эпигенетических процессов. В связи с этим в данной работе приводятся итоги минералогического, структурно-текстуриного и стадияльного анализов рудных образований, в результате которых удалось выделить различные типы оруденения, образующиеся в тех или иных стадиях рудообразования.

Месторождение Сумсар. Участок данного месторождения сложен терригенно-карбонатными отложениями прибрежно-морских и лагунных фаций среднедевонского возраста. Свинцово-цинковое оруденение прослеживается в доломитовом горизонте и приурочено к прослою массивных искристых его разновидностей темно-серого цвета мелкокристаллического строения. Рудопосный горизонт подстилается алевролитами, песчаниками, известняками и перекрывается пестроцветной гипсоносной пачкой. Рудная минерализация прослеживается по простиранию на 3 км, образуя пластообразные тела согласно слоистости пород. Характер оруденения преимущественно прожилкововкрапленный, реже наблюдаются мономинеральные скопления «свинца». Главными рудными минералами месторождения являются галенит и сфалерит. Мелче распространены пирит, марказит, халькопирит и блеклая руда.

Г а л е н и т является наиболее распространенным минералом и по характеру проявления и взаимосвязи с другими мине-

ралами подразделяется на четыре морфологические разновидности.

Наиболее ранней разновидностью галенита является неравномерно рассеянные тонкие зерна, не превышающие сотые доли мм в диаметре в неизмененных доломитах, в сутурустилолитовых поверхностях и фаунистических остатках.

Второй генерацией галенита является его выделение в виде вкрапленников различных размеров и неправильных форм, а также мелких просечек, которые образуют значительные концентрации и слагают основные рудные тела месторождения. Галенит образует гнезда, замещает остатки кораллов, криноидей, брахиопод.

Третья генерация галенита представлена прожилками секущего характера мощностью от 2—3 до 10 мм, протяженностью до 20 см. В местах развития этой генерации первая и вторая генерации не отмечаются.

К четвертой генерации галенита отнесены мономинеральные концентрации галенита в виде «свинчаков», которые заполняют трещины и зоны нарушений мощностью от 10 до 20 см, а также лизообразные гнезда размером до $0,5 \times 1,8$ м.

Сфалерит имеет также несколько генераций. Первая в виде мельчайших зерен наблюдается в неизмененных доломитах рудоносного горизонта, а также в сутурустилолитовых швах.

К сфалериту второй генераций отнесены более крупные вкрапленники размером от десятых долей мм до 2—3 мм, которые нередко образуют тесные сростания с галенитом второй генерации. Они образуют гнезда, замещают остатки кораллов, криноидей и др.

Третья генерация в виде вкрапленников слагает зальбандовые части прожилковых образований в ассоциации с галенитом, а также кальцитом, доломитом, баритом.

К четвертой генерации сфалерита относятся его включения в сплошных галенитовых массах типа «свинчака». Сфалерит в них, как правило, трещиноватый, дробленый и как бы цементируется галенитовой массой.

Пирит является распространенным минералом и встречается в разных генерациях.

К наиболее ранней разновидности пирита относятся глобулярные его выделения в наименее измененных доломитах, а также в глинистых сланцах и алевролитах, подстилающих рудоносный горизонт.

Второй генерацией пирита являются его зерна неправильной

и пентагональной формы, встречающиеся самостоятельно и в ассоциации с галениитом и сфалеритом второй генерации.

Пирит третьей генерации имеет подчиненное значение и связан, в основном, с жилами карбонатного и кварцевого состава.

К четвертой генерации отнесен пирит в мощных жильных и гнездовых проявлениях агрегативного галениита.

Халькопирит и блеклая руда встречаются в тесной ассоциации и образуют вкрапленные и прожилковые формы выделения, преимущественно на Северном участке, а в других частях месторождения наблюдаются редко и не могут характеризовать последовательность постседиментационного преобразования рудоносных горизонтов. Нерудными минералами месторождения являются доломит, барит, кварц и халцедон.

Доломит является распространенным минералом вмещающих оруденение горизонта доломитов и доломитистых известняков. Наблюдаются две формы проявления доломита: мелкозернистый в основной массе и более поздний перекристаллизованный, крупнозернистый в виде пятен, полос и жил.

Барит, также как доломит, относится к минералам, возникшим в условиях катагенеза в открытых полостях в ассоциации со сфалеритом и галениитом.

Кварц и халцедон в пределах месторождения встречаются в нескольких разновидностях.

Наиболее ранней разновидностью кварца являются мелкие округлые его зерна во вмещающих оруденение доломитах. Обычно они имеют размер сотые доли мм в диаметре и неравномерно распределены в породе.

Вторая генерация связана со стяжениями различной формы, нередко фаунистического происхождения.

Третья генерация кварца развивается в виде прожилок, образованных в тесной ассоциации с галениитом, кварцем, доломитом и баритом, часто образуя микродрозы.

Рудопроявление Акмашат. Приурочено к известняковым пачкам живецкого яруса, которые подразделяются на песчанистые, алевролитовые, глинистые, темные битуминозные известняки. С последними связано свинцово-цинковое оруденение, прослеживающееся по их простиранию более чем на 5 км в виде рассеянных вкрапленностей. Нередко минерализация мелкими гнездами и вкрапленниками связана с кальцитовыми прожилками, не выходящими за пределы рудного горизонта. Из других рудных минералов наблюдается сфалерит, редко пирит, халькопирит.

Галенит имеет несколько морфогенетических разновидностей. Наиболее ранняя разновидность наблюдается в виде вкрапленников от десятых долей мм до 3 мм. Главной особенностью их является метасоматическое замещение вмещающих перурдных минералов. При этом зерна приобретают неровные, как бы оплавленные края. Но иногда в процессе замещения галенит приобретает свою кристаллическую форму с кубическим сечением. К этой разновидности относится также псевдоморфоз галенита по брахиоподе, имеющей в разрезе серповидную форму.

Вторая генерация представлена крупнозернистым галенитом, вокруг которого, как обычно, развивается крупнокристаллический доломит с четко выраженной ромбоэдрической формой выделения.

Третья генерация галенита выражена скоплением зерен, которые приурочиваются к прожилкам и гнездам кальцита, более мелкие зерна встречаются в самих жилах.

Пирит наблюдается в двух разновидностях.

Первая генерация — это глобулярные зерна во всей массе породы и вторая разновидность — более крупные зерна, которые тяготеют к участкам галенитовой минерализации.

Сфалерит имеет две формы проявления. В одном случае в тесной ассоциации с галенитом и доломитом слагает гнездообразные участки, образуя преимущественно зерна неправильной формы. В другом — он более мелкозернистый и развивается совместно с халькопиритом и пиритом.

Халькопирит наблюдается в виде зерен (0,5 мм) неправильной формы в сростках со сфалеритом.

Рудопроявления гор Каратоо. В горах Каратоо отчетливо выделяются два генетических типа оруденения, в размещении которых наблюдается вертикальная зональность. В вулканогенных толщах, залегающих в основании девонских осадочных формаций, известно медное и баритовое оруденение — Белькудук, Дастар и др., связанные с зонами разломов и дробления. Для них характерны: отчетливый структурный контроль оруденения, интенсивное окolorудное изменение пород (хлоритизация, ожелезнение, окварцевание, баритизация), резкое преобладание медных минералов над другими. В доломитах живетского и франского ярусов, трансгрессивно залегающих на нижележащих вулканитах эйфельского яруса, размещаются свинцовые рудопроявления Ортобель, Караункур, характеризующиеся пластовой формой, отсутствием структурного контроля, окolorудного изменения и др.

В геологическом строении рудопроявления Ортобель участвуют нижние горизонты живетского яруса, слагающие основания западного крыла Каратооской брахиантиклинали. Оруденение образует линзовидные пластовые тела, имеющие общую протяженность 800 м. Минерализация галенита в них представлена мелко рассеянной вкрапленностью, приуроченной к лежащему боку доломитового горизонта.

Площадь рудопроявления Караункур сложена доломитами, известняками и песчаниками средней части франского яруса. Свинцовое оруденение приурочено к 5-метровой пачке темно-серых искристых доломитов, в которой минерализация представлена в виде пропласток чистого галенита мощностью до 4 см, залегающих согласно слоистости пород и повторяющих их мелкие складки, а также в виде мелкой вкрапленности и прожилков.

В рудоносных доломитах обоих рудопроявлений присутствуют три морфогенетические разновидности сульфидной минерализации.

К первой генерации относятся: рассеянные тонкодисперсные вкрапленники галенита и пирита, обнаруживаемые при больших увеличениях микроскопа; микрослоистые и линзовидные выделения галенита, залегающие согласно напластованию пород. Нередко в кровле этих микрослоек наблюдаются тонкие пропластки глинистого вещества.

Галенит второй генерации образует ксеноморфные выделения (0,1—2—3 мм) и в ассоциации с крупнокристаллическим доломитом слагает линзообразные и гнездообразные формы (2×3 см). При этом он занимает центральные части этих новообразований, залегающих среди перекристаллизованных и осветленных участков доломита.

Третья генерация галенита ассоциируется с кальцитовыми и доломитовыми прожилками. Более ранние разности представлены в виде тонких и коротких прожилков и просечек, не имеющих четких границ с вмещающими неизменными доломитами, которые обычно обнаруживаются под микроскопом. Вторая группа прожилков (0,1—0,5 см) самая распространенная. Эти прожилки, имеющие резкие контакты с вмещающими породами, сложены средне- и крупно-кристаллическим доломитом, содержащим мелкокристаллический галенит.

К поздней группе жил относится крупнокристаллический кальцит с редкими кристаллами галенита.

Пирит в обоих рудопроявлениях наблюдается в виде тонко-

дисперсной глобулярной вкрапленности, равномерно рассеянной по всей массе породы. Вкрапленники обычно имеют изометричную форму и размер в пределах 0,001—0,003 мм. В жильных проявлениях пирит не фиксируется. В перекристаллизованных участках редко встречаются сравнительно крупные выделения пирита неправильной формы.

Рудопроявление Туяташ. В геологическом строении рудопроявления принимают участие эффузивные образования, условно, нижнего и среднего девона, и осадочные породы живетского и франского ярусов. Оруденение свинца, приуроченное к двум пачкам доломитов и известковых доломитов, залегающих в нижней части разреза живетских отложений, прослеживается по простиранию на 1,3 км. Рудная минерализация представлена, в основном, галенитом. Редко фиксируется пирит и сфалерит. Галенитовая минерализация наблюдается в виде вкрапленности, прожилковых и гнездовых образований.

К наиболее ранней генерации относятся мельчайшие зерна во вмещающих оруденение породах. Ко второй генерации — мелкозернистые вкрапленники и мелкие гнездовые выделения неправильной формы в пределах от 0,7 мм до 2, иногда до 55 мм в поперечнике, а также мелкие галенитовые прожилки мощностью 0,5—2 мм и длиной до 3—4 см.

Третья генерация галенита наблюдается совместно с кварцем в прожилковых образованиях и на стенках открытых трещин.

Рудопроявление Кокджерты. Рудовмещающими породами рудопроявления являются карбонатные отложения турнейского яруса, представленные известняками, доломитами, доломитистыми известняками. Рудные тела представляют отдельные залежи неправильной формы, осложненные разрывными нарушениями. Эти залежи прослеживаются по простиранию вмещающих пород до 75 м при мощности около 2 м, достигая в раздуве 6 м. В зоне нарушений руды брекчированы, с поверхности окислены, лимонитизированы и загипсованы. Основными рудными минералами являются сфалерит, галенит, пирит и продукты их окисления. Из перурдных минералов встречаются также гипс, хлорит, барит, флюорит и др.

С ф а л е р и т является наиболее распространенным минералом и имеет несколько морфогенетических разновидностей.

Наиболее ранний сфалерит представлен мелкими рассеянными зернами неправильной формы в рудовосных доломитовых горизонтах. Он имеет только минералогический интерес.

Сфалерит второй генерации — сравнительно крупные зерна (0,05—0,1 мм) в доломитах рудоносного горизонта.

Третья генерация сфалерита наблюдается в виде зерен неправильной формы различных размеров в прожилковых и линзообразных участках в ассоциации с пиритом, галенитом и кальцитом.

Четвертая генерация — основная рудообразующая генерация — представляет собой крупные сплошные массы сфалеритового агрегата, которые являются вмещающей тканью пирита и галенита.

К пятой генерации сфалерита отнесены зерна в карбонатном цементе обломков руды сфалерита четвертой генерации.

Пирит — не менее распространенный минерал на месторождении Кокджерты, чем сфалерит. Он отмечается на всех этапах формирования оруденения на месторождении.

Первая генерация пирита представлена мельчайшими зернами (0,01—0,03 мм) в массе доломитов.

Вторая генерация — зерна размером 0,03—0,1 мм, встречающиеся в околорудной зоне нередко в виде отдельных скоплений.

К третьей генерации относятся кристаллы, отложившиеся в трещинах в ассоциации с более крупнозернистым сфалеритом, галенитом и кальцитом прожилкового характера.

Четвертая генерация представлена мелкоагрегатным пиритом в сплошных сфалерит-галенитовых телах.

Пятая генерация — это изометричные рассеянные, мелкие (0,01—0,03 мм), реже крупные (0,05—0,1 мм) зерна и их плотные скопления в цементирующей массе обломков минеральных агрегатов предыдущих генераций.

Галенит является третьим по распространенности минералом после сфалерита и пирита, его характерной чертой является пространственная и генетическая связь со сфалеритом.

К ранней генерации галенита отнесены редчайшие мелкие зерна (0,05 мм) в неизмененных доломитах. Возможно, к ним относятся и мелкие зерна в околорудной зоне.

Вторая генерация галенита наблюдается в зоне перекристаллизации и изменения доломитовых известняков и доломитов в виде сравнительно крупных зерен (0,1—1,0 мм) или скоплений с оторочкой крупнокристаллического доломита.

Третья генерация — минерализация галенита в линейно-вытянутых участках наподобие прожилков и других трещинных форм.

К четвертой генерации, как было отмечено выше, относится галенит в сплошных галенит-сфалеритовых агрегатах, имеющих промышленное значение.

Пятая генерация галенита, также как и пятая генерация сфалерита и пирита, наблюдается в цементирующей массе рудных брекчий, а также в кальцитовых жилах в виде рассеянных зерен и отдельных агрегатов.

Рудопроявление Кокджар. Расположено рудопроявление на южном склоне хребта Молдо-Тоо, в ядре брахиантисклинальной складки, в зоне дробления, проходящей в северо-западном направлении, по контакту между массивными криновидными известняками верхнего турне и пачкой переслаивающихся сланцев и известняков нижневизейского возраста. В данной крутопадающей зоне дробления сланцы и частично известняки интенсивно дроблены и с поверхности превращены в рыхлую, железненную и заглипсованную массу. Оруденение представлено кальцит-флюоритовыми телами, которые имеют различную морфологию и преимущественно развиваются в зоне дробления, а также по межпластовым трещинам. При этом они образуют межпластовые тела линзовидной формы различных размеров. Горноразведочными работами установлено, что главное рудное тело при мощности от 1,0 м до 4,7 м имеет длину 94,0 м. Кроме того, имеются несколько межпластовых трещинных зон типа жил кальцит-флюоритового состава мощностью до 0,3 м.

Галенит представлен мелко рассеянной вкрапленностью в известняках и обильных гнездовых проявлениях в кальцит-флюоритовых образованиях. Спорадически фиксируются зерна пирита и сфалерита.

Установлены несколько морфогенетических разновидностей галенита. К ранней генерации относятся мелкие зерна галенита, наблюдаемые во вмещающих рудные залежи доломитистых известняках. Характерной их особенностью является образование бластических зерен и интенсивное замещение вмещающих карбонатов. Зерна и их агрегаты имеют различные размеры от сотых долей до 1,0 мм по длинной оси. Нередко вокруг крупных зерен и их агрегатов мелкие зерна отсутствуют, что свидетельствует о возможном укрупнении мелких зерен.

Галенит второй генерации образует густую минерализацию в виде гнезд различных размеров в кальцит-флюоритовых залежах, имеющих линзовидную, прожилковую форму и размеры по мощности до нескольких см и протяженностью до нескольких метров. В более мощных образованиях кальцит и флюорит об-

разуют крупнокристаллические агрегаты и слагают центральные их части, а галенит отмечается в зальбавах. В маломощных прожилковых формах и на стенках открытых трещин крупнокристаллический галенит кристаллизуется в ассоциации с кальцитом и флюоритом.

Галенит более поздней третьей генерации в виде отдельных зерен скопления неправильной формы наблюдается в цементующей массе брекчиевидной руды вышеописанного состава.

И в р и т представлен, в основном, эмульсионными выделениями и реже более крупными зернами (0,01—0,1 мм) как во вмещающей породе, так и в прожилковых образованиях карбонатного состава. В последних распространен сравнительно в меньшей степени. Нередко, особенно сравнительно крупные, зерна приурочиваются к галениту.

В результате структурно-текстурного изучения были установлены следующие генетические типы текстур руд согласно классификации С. А. Юшко (7). Текстуры, образовавшиеся в процессах: седиментации и диагенеза; заполнения пустот в породах и рудах; метаморфизма.

Текстуры руд, образовавшиеся в процессах седиментации и диагенеза, подразделяются на слоистую, линзовидную, прожилковую, просечковую и вкрапленную.

Слоистая текстура характеризуется чередованием слоев и прослойков осадочных отложений различного минерального состава. Обычно наблюдается чередование рудных прослойков с нерудными, которые образуются синхронно. Слоистые текстуры часто постепенно переходят в полосчатые и линзовидные. Последние образуются при быстром выклинивании слоев рудного агрегата. Слоистая текстура характерна для руд рудопроявлений Караункур, Ортобель, Сумсар.

Вкрапленная текстура характеризуется выделениями рудных минералов или минеральных агрегатов в массе доломитов или известняков. Характерной особенностью вкрапленной текстуры, образующейся в процессе седиментации и диагенеза, является то, что рудные и нерудные минералы сингенетичны. Данная текстура наиболее характерна для месторождения Акманат, Сумсар, рудопроявлений гор Каратоо.

Прожилковая и просечковая текстуры наблюдаются почти во всех рассматриваемых месторождениях и рудопроявлениях. Особенно четко выражены они в рудопроявлении Туятап, Сумсар, где образуются в условиях диагенеза, когда минералы про-

никают и отлагаются по трещинам усыхания и отдельности нерудных минералов.

Текстуры руд, образовавшиеся в процессе заполнения пустот в породах и рудах, объясняют морфологические типы текстур, образовавшиеся при отложении в породах, трещинах отдельности, трещинах расслоения и карстовых полостях. К этой генетической группе текстур относятся вкрапленная, жильная, массивная, полосчатая текстура.

Вкрапленная текстура заполнения пустот развивается в том случае, когда характерные минеральные агрегаты заполняют поровые пустоты карбонатных пород, образуя рассеянную вкрапленность в массе последних. Текстура характерна для всех рассматриваемых рудопроявлений.

Жильная текстура образуется в результате развития прожилков рудных и жильных минералов по трещинам, пересекающим породу или руду в зонах брекчирования или смятия или по трещинам отдельности.

Массивная и полосчатая текстура характерны для руд, отложившихся в более мощных жилах и других пустотах. Жильная, массивная и полосчатая текстуры свойственны для рудопроявлений Кокджерты, Кокджар. Текстуры руд в процессе метаморфизма образуются в рудах под влиянием ориентированного давления, температуры, активного воздействия горячих растворов. Одни минералы и минеральные агрегаты дробятся, другие претерпевают более глубокие изменения, деформации и превращаются в линзы, просечки, прожилки. Особенно сильно изменяются минеральные агрегаты сульфидного состава, которые легче переходят в пластическое состояние и перекристаллизуются. По характеру метаморфизма выделяют текстуры дробления и смятия, а также текстуры перекристаллизации.

Текстуры дробления и смятия подразделяются на линзовидную, брекчиевую и брекчиевидную, землистую текстуры.

Линзовидная или очковая текстуры наблюдаются в том случае, когда характерный минеральный агрегат в виде линзовидной или очковой формы заключается в массу другого минерального агрегата.

Брекчиевая и брекчиевидная текстуры аналогичны брекчиевым текстурам заполнения пустот. Характерным является то, что форма (обломки) минеральных агрегатов, определяющих морфологические типы текстур, является вторичной, возникшей в результате процессов динамометаморфизма.

Землистая и порошковая текстуры возникли в результате

дробления и истирания минералов и минеральных агрегатов в процессе динамометаморфизма руд.

Текстуры перекристаллизации подразделяются на листовидную, прожилковую, просечковую, брекчиевидную, которые ничем не отличаются от текстур заполнения пустот.

Все текстуры, возникшие вследствие динамометаморфизма, наблюдаются в рудопроявлениях Кокджерты, Кокджар.

Детальное рассмотрение структурно-текстурных особенностей руд, а также слагающих руды минералов позволило выявить характерные парагенетические минеральные ассоциации в рудах стратиформных месторождений и рудопроявлений.

Первая минеральная ассоциация, наиболее ранняя по времени образования, представлена пиритом, галенитом, сфалеритом первых генераций. Рудные минералы наблюдаются в виде тонкой вкрапленности просечек и мелких рудных прослоек, согласных напластованию пород. Широко распространена эта минеральная ассоциация в рудах рудопроявлений Туяташ, Ортобель, Караункур, Акмашат, Сумсар и др.

Вторая минеральная ассоциация представлена галенитом, сфалеритом, пиритом вторых генераций. Данная ассоциация наблюдается в форме вкрапленников, гнезд, линз и псевдоморфоз по фаулам, а также просечков и прожилков в месторождении Сумсар, рудопроявлениях Акмашат, Туяташ.

Третья минеральная ассоциация состоит из галенита, сфалерита, пирита третьих генераций, доломита, кварца вторых генераций и кальцита первой генерации, халькопирита. Эта парагенетическая ассоциация получила развитие в рудопроявлениях Кокджерты, Кокджар и частично на месторождении Сумсар и др.

Четвертая минеральная ассоциация представлена сфалеритом, галенитом, пиритом четвертых генераций, кальцитом второй генерации. Эта парагенетическая ассоциация минералов наблюдается преимущественно в рудопроявлениях Кокджерты и Кокджар.

Пятая минеральная ассоциация наблюдается в месторождении Кокджерты и представлена сфалеритом пятой генерации, пиритом пятой генерации, галенитом пятой генерации и кальцитом третьей генерации.

Выше приведено описание пяти минеральных ассоциаций. Соответственно этому намечается пять стадий в образовании руд разных типов свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений.

Первая стадия минерализации характеризуется образованием пирита, галенита и сфалерита первых генераций сингенетиче-ских с вмещающими их доломитами и известняками. Проявляет-ся она в виде незначительной послойной вкрапленности в опре-деленных стратиграфических горизонтах.

Вторая стадия минерализации представлена соответственно второй парагенетической минеральной ассоциацией свинцово-цинковых руд. Это — галенит, сфалерит, пирит вторых генера-ций, доломит и кварц первых генераций. Местом их локализа-ции являются остатки фаун, поры, диагенетические трещины в доломитах.

Третья стадия минерализации представлена галенитом, сфа-леритом, пиритом третьих генераций, доломитом, кварцем вто-рых генераций, кальцитом первой генерации. Минералы этой стадии заполняют трещины и другие пустоты в карбонатных породах.

Четвертая стадия минерализации соответствует четвертой минеральной ассоциации и характеризуется образованием сфа-лерита, галенита, пирита четвертых генераций, кальцита второй генерации, которые локализуются в виде мощных залежей, линз и жил в тектонических трещинах и разломах.

Пятая стадия минерализации представлена сфалеритом, пи-ритом, галенитом пятых генераций и кальцитом третьей генера-ции. Данная минеральная ассоциация приурочивается к мине-ралам четвертой стадии.

Проведенное изучение геолого-структурных позиций, мине-рального состава, парагенетических минеральных ассоциаций, структурно-текстуриных особенностей и стадий минералообразо-вания стратиформного оруденения Чаткало-Нарынской зоны по-зволяет сделать следующие выводы.

1. Стратиформное оруденение указанного района, рассмат-риваемое одними исследователями как продукт сингенетиче-ских процессов, а другими — как продукт эпигенетических процессов, имеет сложную и длительную историю формирова-ния. Среди стратиформных месторождений отчетливо устанавливаются три группы, образование которых происходило соот-ветственно в результате сингенетически-диагностических, син-генетически-эпигенетических и эпигенетических (гидротермаль-ных) процессов.

2. Количественное соотношение продуктов указанных про-цессов в различных месторождениях самое разное. Изучение показало, что в одной группе месторождений преобладают про-

дукты сингенетически-диагенетических процессов (Сумсар, Акмашат, Караункур, Туяташ, Дальнее и др.), в другой группе — продукты сингенетически-эпигенетических процессов, приводящих к глубокому преобразованию ранее сформированных диагенетических рудных залежей (рудопоявления Кокджерты, Тегерек и др.). Третья группа стратиформного оруденения (Кокджар, Сулукуртка, Джергетал) образовалась в результате наложенных эпигенетических (гидротермальных) процессов без видимого участка продуктов первых двух этапов рудообразования.

3. В месторождениях сингенетически-диагенетической группы (Сумсар, Туяташ, Караункур и др.) основными рудообразующими являются минералы первой и особенно второй парагенетических минеральных ассоциаций. Значение остальных минеральных ассоциаций, являющихся продуктом преобразования первых двух, незначительное. В рудопоявлениях второй группы — Кокджерты-Тегерек, Кичине-Киндык и др. — главными рудообразующими являются минералы третьей и четвертой парагенетических ассоциаций. В этих рудопоявлениях продукты первой и второй стадии минералообразования имеют только лишь минералогический интерес. Третья группа месторождений (Кокджар, Куртка и др.) сложены четвертой и пятой минеральными ассоциациями, являющимися продуктами гидротермального процесса минералообразования.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Асаналиев У.* Особенности формирования полиметаллических руд в карбонатных породах девона Сумсар-Бозбутооского района. В сб. «Рудопоясные осадочные формации и рудная зональность артезианских бассейнов Средней Азии». Л., «Недра», 1964.

2. *Дженчураева Р. Д.* Роль разрывных нарушений в локализации оруденения на Сумсарском свинцово-цинковом месторождении. ДАН СССР, т. 160, № 3, 1965.

3. *Лурье А. М.* Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава-Кассан (Киргизия). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 91, 1963.

4. *Мустафин К. Т., Натальин А. Б.* Предварительные итоги металлогенетических исследований в Северной Фергане. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, «Илим», 1970.

5. *Попов В. М. и др.* Проблема осадочного рудообразования на примере пластовых месторождений меди, свинца, цинка и др. элементов в осадочных формациях Киргизии. В сб. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., «Наука», 1967.

6. *Смирнов В. Н.* Колчеданные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., «Недра», 1968, с. 586—647.

7. *Юшко С. А.* Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. М., «Недра», 1969.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ОДНОГО ИЗ РУДНЫХ ПОЛЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В Средней Азии известны полиметаллическо-редкометалльные рудопроявления, пространственно приуроченные к трещинным интрузивам пермо-триасовых субщелочных лейкократовых гранитов и штокам гранофиров.

В геологическом строении рудного поля принимают участие метаморфические породы докембрия, представленные гнейсами и зелеными амфиболовыми сланцами. Они в центральной части рудного поля образуют сложно построенную антиклинальную складку северо-восточного простирания, ось которой погружается в юго-западном направлении. К северо-западу и юго-востоку располагаются синклиналивные складки, осложненные большим количеством разломов.

Ядро антиклинальной складки сложено кварц-альбит-мусковитовыми гнейсами, а синклинали — зелеными амфиболовыми и хлоритактинолитовыми сланцами. Углы падения метаморфического комплекса пород преимущественно крутые.

В юго-западную часть антиклинали внедряется пермский интрузив субщелочных лейкократовых гранитов клинообразной формы, сужающийся в северо-восточном направлении. По данным структурного бурения массив гранитов погружается к северо-востоку под углом 10° под зеленые амфиболовые сланцы и гнейсы. При этом кровля массива, имеющая сложно построенную форму, характеризуется наличием ряда слепых куполов, над которыми располагаются своеобразные оруденелые штоки гранофиров, внедрившиеся в трубчатые тела брекчированных пород.

В размещении рудопроявлений в пределах рудного поля наблюдается следующая закономерность. Все рудопроявления располагаются вдоль северо-восточного погружения массива гранитов и локализуются в его куполовидных поднятиях, появляющихся периодически через каждые 900—1200 м. Наиболее богатые концентрации оруденения наблюдаются в интенсивно раздробленных куполовидных поднятиях субщелочных лейкократовых гранитов или штокообразных телах гранит-порфиров и гранофиров. Если купола или штоки после формирования не подвергались тектоническому дроблению, то оруденение в них проявляется в слабой степени. При наложении тектонических

процессов, по-видимому, создавались благоприятные пути для вывода пневматолито-гидротермальных растворов из центральных частей формирующейся интрузии к куполам или штокам, где они локально отлагались. Причем, непосредственно к гранитам, гранит-порфирам и граптофирам приурочены циртолитовая, колумбитовая, ферриторитовая и монацитовая акцессорная минерализация. Последняя по своей сути представляет собой вступившую интрузивное образование.

В куполовидных поднятиях гранитов и средних частях штоков граптофиров приурочены касситеритовая и флюодеритовая минерализация, которая к экзоконтакту и к верхней части куполов и штоков сменяется ксенотимово-иттропаризитово-молибденитовыми комплексами. Апикальные и экзоконтактные их части слагаются иттрофлюоритово-малакопово-полиметаллической минерализацией, к приконтактной части самой гранитовой интрузии пространственно приурочивается и висмутовый комплекс. Следует отметить, что встречающийся здесь галенит характеризуется повышенным содержанием серебра.

Следующим, по порядку удаления от гранитовой интрузии, является акцессорный бавенит-фенакитовый комплекс. Проявления этой минерализации встречаются как в северо-западной, так и в юго-восточной синклинали и они, как правило, более удалены от контакта интрузии (до нескольких десятков м), чем предыдущий минеральный комплекс. Эти проявления в основном являются внеинтрузивными образованиями.

После бавенит-фенакитового комплекса далее к периферии от массива субщелочных лейкократовых гранитов располагается полиметаллический комплекс. Проявления их наиболее многочисленны и они в своем большинстве не имеют заметной пространственной связи с выходом на дневную поверхность гранитов. Эти рудопроявления очевидно связаны со слепыми потоками граптофиров, слепыми куполами и гребнями субщелочных лейкократовых гранитов, находящимися под вмещающими породами. Еще более пространственно удален от контакта гранитов медный комплекс.

Образование и распределение рудопроявлений контролируется следующими факторами.

Магматогенный фактор. Все рудопроявления имеют тесную пространственную связь с субщелочными лейкократовыми гранитами и граптофирами и они появляются лишь там, где имеются магматические продукты пермо-триасового комплекса. Где последних нет, там при всех остальных благоприятных условиях

отсутствуют рудопроявления. Эта закономерность, по всей вероятности, связана с тем, что они имеют один и тот же материнский источник, развивающийся в гипабиссальной обстановке.

Чтобы могли образовываться рудопроявления, прежде всего первичные магматические породы должны быть обогащены редкими металлами, то есть в какой-то степени «специализированы». В нашем случае содержание редких элементов в субщелочных лейкократовых гранитах и гранофирах превышает кларковое в 3—7 раз. Причем, гранитоиды являются хорошо дифференцированными и многофазными интрузивными комплексами.

Редкометальная минерализация пространственно тесно связана с интрузиями конечных фаз — с гранитами третьей фазы или четвертой фазы. Особенно она накапливается в период проявления наиболее поздних фаз, так называемых «дополнительных интрузивов», которые, как правило, представлены мелкими массивами, характеризующимися повышенной щелочностью, площадью от десятых долей до нескольких квадратных километров, приуроченными к тектопическим зонам. С точки зрения нахождения рудопроявлений наиболее «продуктивными» являются мелкие тела гранофиров, прорывающие массивы гранитов третьей фазы и внедрившиеся в трубчатые тела брекчированных пород, расположенных на пересечении тектонических зон различной ориентировки. Это обусловлено еще и тем, что гранофиры, как продукты наиболее поздней фазы, были обогащены летучими и рудными компонентами.

Геотектонические факторы. Одной из весьма характерных закономерностей является приуроченность рудопроявлений к зоне тектоно-магматической активизации, возникшей в пределах срединного поднятия в позднее герцинское время. Одним из результатов активизации явилось внедрение трещинных массивов субщелочных лейкократовых гранитов, штокообразных тел гранофиров, гранит-порфириров и связанной с ними эндогенной минерализации, контролируемой разломами. При этом весьма типично следующее обстоятельство. К древним выступам приурочены все рудопроявления, интрузии гранитов и малые интрузии четвертой дополнительной фазы (гранофиры, гранит-порфиры, аплитовидные граниты и в особенности порфириты). Все они имеют наибольшие размеры, и, как правило, представлены удлиненными массивами, дайками и мелкими штоками.

Приуроченность рудопроявлений и интрузивных пород к древним срединным массивам обусловлена тем, что они как наиболее консолидированные и хрупкие участки при разрядке

тектонических напряжений подверглись интенсивной раздробленности. Причем, так как все напряжения здесь разрешались в виде только разломов, то они приобретали глубокий и долгоживущий характер. Поэтому некоторые разломы в течение длительного времени были доступны для провизковения магматических продуктов и даже контролировали поступление постмагматических рудоносных растворов.

Структурные факторы. Все рудопроявления четко контролируются дизъюнктивной северо-восточной ослабленной зоной древнего заложения. Эта структура контролирует распределение всех герцинских и каледонских магматических пород. Вероятно, ее заложение произошло еще в допалеозое, а в последующие орогенические этапы она лишь обновлялась. Сама зона отчетливо маркируется массой расположенных в ней жильных пород, послойными подвижками, пластовыми брекчиями, участками интенсивной смятости, гофрированности и микротрещиноватости сланцев и гнейсов, зонами окварцевания, ожелезнения, флюоритизации, карбонатизации, баритизации и листовенизации.

Рудопроявления локализуются в участках пересечений ослабленной зоны с тектоническими нарушениями субмеридионального, субширотного, северо-восточного и северо-западного направления. Характерно, что рудные тела не размещаются в главных разрывных нарушениях, а всегда локализуются во второстепенных дизъюнктивах, опережающих главное или сопряженное с ним. Особенно важными являются места пересечения ослабленной зоны северо-восточного простирания с тектоническими разломами и зонами смятий пород субмеридиональных простираний.

Литологические факторы. Большое значение для отложения минерализации имеют вмещающие кристаллические сланцы. Зеленые амфиболовые сланцы, являющиеся плохо пропонируемыми породами для постмагматических растворов, создавали благоприятные условия для «концентрированного» отложения минерализации без распыления его в стороны от рудолокализирующих структур. Сланцы являлись как бы своеобразным экраном для поднимающихся гидротермальных растворов. Наоборот, в гнейсах рудные тела характеризуются небольшими размерами, рассеянной минерализацией и низким содержанием полезных компонентов. Оруденение в гнейсах распылено на значительной площади и не дает высококонцентрированных компактных тел. Это, по-видимому, объясняется тем, что в гнейсах развита повы-

пенная трещиноватость и они являются благоприятной средой для протекания различных метасоматических процессов.

Удельное растяжение гнейсов, по экспериментальным данным, в 10—15 раз меньше удельного растяжения сланцев. Судя по удельному растяжению, сланцы обладали большей хрупкостью, чем гнейсы. Наличие слюды, видимо, придавало гнейсам более высокую пластичность. Поэтому тектоническая разрядка в сланцах приводила к образованию своеобразных, хорошо прощипаемых трубчатых тел брекчированных пород на общем слабопроницаемом фоне, а в гнейсах — к возникновению мелкой трещиноватости. Это обусловило «концентрированное» отложение рудной минерализации в трубчатых телах брекчированных сланцев и рассеяние ее в гнейсах.

Резюмируя вышесказанное, можно сделать следующие выводы:

1. Рудное поле имеет складчато-блоковое строение. В геотектоническом отношении оно приурочено к срединному поднятию, сложенному докембрийскими комплексами метаморфогенных образований, которые интродуцированы магматическими комплексами пермо-триасового возраста.

2. Рудопроявления имеют тесную пространственную и парагенетическую связь с субщелочными лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами и гранофирами.

3. В размещении рудопроявлений наблюдается следующая закономерность. Аксессуарная колумбитовая, ферриторитовая и монацитовая минерализация локализована в пределах самого массива гранитов, которая в эндоконтакте сменяется касситеритовой и флюоцеритовой. В апикальных и экзоконтактных частях куполов гранитов и штоков гранит-порфиров и гранофиров преимущественное распространение имеет иттрофлюоритово-малаконово-полиметаллический комплекс с повышенным содержанием висмута и серебра. Проявления аксессуарной бавенит-фенакитовой минерализации встречаются вне видимой связи с интрузивными породами. Еще дальше от массива субщелочных лейкократовых гранитов располагаются полиметаллический и медный комплексы.

4. Распределение рудопроявлений контролируется геотектоническими, структурными, литологическими и магматическими факторами, причем последний является наиболее важным.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПРОДУКТОВ ВЫПОЛНЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ И ХАРАКТЕРЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ АКЦЕССОРНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Район исследования расположен в одном из юго-западных отрогов Заилийского Ала-Тоо Северного Тянь-Шаня. В геологическом строении его принимают участие архейские кристаллические гнейсы и протерозойские амфиболовые сланцы (Бакиров, 1965) и в сравнительно меньшей степени — кембрийские, ордовикские и каменноугольные отложения.

Отмеченные осадочно-метаморфические толщи в результате проявления байкальской, каледонской, герцинской, альпийской складчатости осложнены различными по масштабу пликативными и дизъюнктивными структурами. Среди них главными являются Южный и Северный антиклинории и заключенный между ними Центральный синклинорий. Эти структуры в свою очередь осложнены складками более мелкого порядка: Юго-Восточными и Северо-Восточными антиклиналями и промежуточными синклиналями.

Все эти структуры разорваны многочисленными нарушениями, среди которых наиболее крупными являются Субширотный, Юго-Восточный и Северо-Западный глубинные разломы и онеорящие их сравнительно некрупные — Кварцевый, Диагональный, Гнейсовый, Промежуточный и др. тектонические нарушения. Именно эти разломы контролировали проявления магматической и послемагматической деятельности региона: рифейские амфиболиты, габбро-амфиболиты, серпентиниты, силур-девонские диориты, гранодиориты, лампрофиры и порфириды, которые локализируются в основном в приосевой части Южного антиклинория. Эти же разломы контролировали и продукты герцинской магматической деятельности: пермские сyenиты, граносyenиты, кварцевые сyenиты, аляскитовые граниты, гранофиры и порфириды и различные послемагматические гидротермальные образования, которые получили широкое развитие в крыльях Южного и Северного антиклинориев.

Отмеченные выше интрузивные комплексы и связанные с ними послемагматические образования характеризуются определенными группами акцессорных минералов и элементов.

В результате обработки и обобщения собранных нами материалов по различным магматическим и послемагматическим об-

разованиям региона с учетом данных предыдущих исследований были выявлены следующие геолого-структурные и минералогическо-геохимические особенности:

1. Все известные магматические и послемагматические образования региона пространственно локализируются к участкам сопряжения крупных плекативных и дизъюнктивных структур. Последние представлены ослабленными, т. е. интенсивно расслабленными, раздробленными и брекчированными зонами.

2. В распределении магматических и послемагматических образований устанавливается определенная закономерность, обусловленная последовательностью локализации в различных по возрасту системах разломов. Так, наиболее ранние рифейские амфиболиты, габбро-амфиболиты и серпентиниты, связанные с байкальской магматической деятельностью, приурочиваются только к зонам главного Юго-Восточного глубинного разлома, а в пределах других систем разломов эти интрузивные образования совершенно отсутствуют. Что касается диоритов, гранодиоритов и гранитов, связанных с каледонской магматической деятельностью, то они пространственно накладываются на вышеуказанные структурные зоны, приурочиваясь к оперяющим Юго-Восточный разлом нарушениям: Кварцевому, Гнейсовому, Диагональному, Контактному и другим.

3. И, наконец, наиболее поздние диориты, сиептиты, аляскитовые граниты и гранофиры, связанные с герцинской магматической деятельностью, всюду накладываются на те же структуры, где локализуются предыдущие два типа магматических образований и, кроме того, приурочиваются к зонам широтных, субширотных, меридиональных и субмеридиональных разломов.

4. Продукты различных интрузивных комплексов и связанные с ними послемагматические образования характеризуются только им присущим типоморфным составом аксессуарных компонентов. Так, в породах рифейского интрузивного комплекса и связанных с ним послемагматических гидротермальных жильных образованиях типоморфными аксессуарными минералами являются: рутил, хромит, титаномагнетит, ильменит, а характерными элементами — титан, ниобий, тантал, хром, кобальт, никель. При этом необходимо отметить, что по мере перехода от более ранних габбро-амфиболитов к более поздним серпентинитам заметно увеличивается частота встречаемости таких минералов, как цоизит, клиноцоизит, кальцит, флюорит, и увеличивается содержание таких элементов, как кальций, фтор, редкие земли преимущественно иттриевой группы.

В магматических и послемагматических образованиях, связанных с каледонской магматической деятельностью, наиболее характерными являются: из минералов — сфен, цирротин, магнетит, ильменит, циркон, рутил, халькопирит, а из элементов — титан, ниобий, цирконий, фосфор, медь, мышьяк, ванадий, серебро и золото. При этом также отмечается, что при переходе от более ранних фаз к более поздним постепенно увеличивается частота встречаемости ортита, цоизита, эпидота, флюорита и увеличивается содержание соответственно титана, ниобия, тантала, редких земель преимущественно иттриевой группы и фтора.

В интрузивных образованиях, связанных с герцинской магматической деятельностью, типоморфными акцессорными минералами являются: сфен, циртолит, ильменорутил, ксенотим, шеелит, вольфрамит, молибденит, а характерными элементами — ниобий, тантал, циркон, вольфрам, молибден, редкие земли и другие.

Для этого интрузивного комплекса также характерно, что по мере перехода от более ранних фаз к более поздним частота встречаемости ксенотима, ильменорутила, шеелита, флюорита и др. постепенно увеличивается. Из элементов соответственно увеличиваются содержания титана, тантала, редких земель преимущественно иттриевой группы, бария, стронция.

5. Анализ отношений отдельных акцессорных пар элементов из различных интрузивных комплексов и фаз, а также связанных с ними послемагматических гидротермальных образований, хорошо согласуется с данными минералогического изучения. Так, по мере перехода от более ранних интрузивных фаз и комплексов к более поздним отношение таких пар элементов, как свинец и цинк, ниобий и тантал, цирконий и гафний, редкие земли цериевой и иттриевой группы, постепенно уменьшается.

6. Для рассматриваемого района установлено, что отдельные интрузивные комплексы несут геохимическую специализацию на определенные группы элементов. Так, ниобий, титан, хром характерны для магматических и послемагматических образований, связанных с байкальской магматической деятельностью, а ванадий, мышьяк, серебро и золото — каледонской. Такие элементы как олово, тантал, цирконий, висмут, цинк, редкие земли, молибден и вольфрам, являются характерными акцессорными элементами для герцинских магматических и послемагматических образований.

7. В пределах отдельных интрузивных массивов устанавливается определенная закономерность в распределении отмечен-

ных выше типоморфных аксессуарных компонентов. Так, в крайних мелкозернистых фациях широко развиты рутил, сфен, а из элементов — цирконий, фосфор, хром, редкие земли преимущественно цериевой группы. В апикальных частях из типоморфных аксессуарных минералов значительно большим развитием пользуются: ильменорутил, ксенотим, касситерит, флюорит, молибденит, вольфрамит, швелит, халькопирит, пирит, галенит, гематит, барит. Из элементов развиты: редкие земли преимущественно иттриевой группы, фтор, олово, тантал, молибден, вольфрам, медь, свинец, цинк, барий, стронций. Что касается отношения пар элементов, то при переходе от краевой фации к апикальной отношения таких элементов, как свинец и цинк, ниобий и тантал, цирконий и гафний, редкие земли цериевой и иттриевой групп, заметно уменьшаются.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из изложенного выше вытекают следующие выводы:

1. Все известные магматические и послемагматические образования во времени и в пространстве подчинены определенным закономерностям, обусловленным приуроченностью к участкам сопряжения крупных пликативных и дизъюнктивных структур и последовательностью локализации в различных по возрасту системах разломов, что должно быть учтено при проведении поисково-съёмочных работ.

2. Продукты выполнения зон разрывных нарушений, связанные с различными тектоно-магматическими этапами, характеризуются присутствием только им типоморфными аксессуарными компонентами, что является одним из минералого-геохимических критериев поисков полезных ископаемых.

3. В последовательно формирующихся интрузивных комплексах и связанных с ними послемагматических гидротермальных образованиях наблюдается закономерное распределение отдельных типоморфных аксессуарных компонентов, что является одним из минералого-геохимических критериев поисков скрытого оруденения.

4. В процессе становления отдельных интрузивных массивов происходит закономерное распределение в пространстве типоморфных аксессуарных компонентов, что важно при определении уровня эрозионного среза интрузивных тел при различных сопоставлениях.

КРИТЕРИИ СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ГРАНИТОИДАМИ

Несмотря на широкое развитие в последние годы геологических исследований в Тянь-Шане многие важнейшие вопросы геологии и металлогении еще остаются дискуссионными. В частности, недостаточно изучены имеющие важнейшее значение для металлогении Тянь-Шаня гранитоидные интрузии, а существующие схемы их расчленения на разновозрастные группы и комплексы не могут считаться удовлетворительными. Гранитоиды района изучались многими исследователями, но ни по одной из схем последовательности формирования магматических пород района не работали какое-либо продолжительное время, что свидетельствует о недостаточности проведенных исследований по данному вопросу. Еще слабее изучены геохимическая и металлогеническая специализации интрузивных пород и связанные с ними рудные месторождения различных металлов.

Поэтому многие издавна поставленные вопросы остаются нерешенными и дискуссионными. Практически не разработан вопрос о поведении и месте концентрации золота в процессе формирования интрузивных комплексов и связанных с ними постмагматических образований. Проведенные нами исследования и данные литературных источников позволили:

1. Для Срединной структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня показать наличие трех многофазных интрузивных комплексов: протерозойского, средне-верхнекарбонового и пермо-триасового.

Наиболее важными в металлогеническом отношении и получившими широкое развитие являются карбоновый и пермо-триасовый комплексы.

Самостоятельность выделенных комплексов доказывается следующими положениями:

1. Геологическим положением гранитоидов каждого комплекса. Протерозойские интрузии, получившие незначительное развитие и представленные долеритами, диоритами и плагιοгранитами трансгрессивно перекрыты базальными конгломератами нижнего и среднего кембрия, в которых встречаются гальки подстилающих плагιοгранитов.

Образования средне-верхнекарбонового интрузивного комп-

лекса представлены породами четырех последовательных фаз: габброидами, диоритами (I фаза); гранитами, граптодиоритами (II фаза), аляскитовыми и лейкократовыми гранитами (III фаза) и малыми интрузиями пестрого состава (IV фаза). Они располагаются в ядрах и крыльях складчатых структур, прорывают отложения от кембрийского возраста до среднего карбона включительно.

Пермо-триасовые интрузии, представленные сиенито-диоритами, сиенитами, грапосиенит-порфирами и др., прорывают не только отложения среднего палеозоя, но и осадочно-эффузивные образования нижнего и верхнепермского возраста. Для них характерно, что они повсеместно контролируются крупными разрывными структурами и представлены небольшими телами.

2. Анализ и расчет большого количества силикатных анализов показывают, что в петрохимическом отношении гранитоиды средне-верхнекарбового интрузивного комплекса характеризуются натриевым составом, а пермо-триасового — калиевым, что свидетельствует и о самостоятельности магматических очагов.

3. В большинстве случаев верхний возрастной предел гранитоидных массивов не установлен. Определения абсолютного возраста по биотиту калий-аргоновым методом (82 определения), а также анализ литературных данных как по исследуемому району, так и по прилегающим к нему территориям показал следующие цифры:

Протерозойские плагиограниты имеют возраст 860 ± 18 млн. лет. Время формирования пород средне-верхнекарбового комплекса укладывается в интервале от 279 (IV фаза) до 321 млн. лет (I фаза), а пермо-триасовые субщелочные и щелочные породы имеют абсолютный возраст 252 млн. лет.

4. О единстве магматического источника, давшего начало породам различных фаз интрузивных комплексов, свидетельствуют выдержанные соотношения первичных изотопов свинца в гранитоидах каждого комплекса, что говорит о единстве магматического источника пород образующих его фаз.

5. Наличием типоморфных акцессорных минералов и элементов для гранитоидов каждого комплекса. Для пород средне-верхнекарбового комплекса характерны сквозные элементы Fe, В, Мо, W, Sn, Pb, Cu, Au и акцессорные минералы — сфен, рутил, шеелит, касситерит, гранат, халькопирит, пирит, арсенопирит, самородный свинец, золото, серебро, а для пермо-триасовых интрузий типоморфными элементами являются U, Th, Tl

и минералы — флюорит, ортит, тапталониобит, эвдиолит и цирколит.

Если учесть разновозрастность интрузивных комплексов и различный магматический очаг, то мы должны ожидать и различие в их специализации.

II. Результаты исследований показывают, что устанавливается определенная геохимическая специализация граптоидов, присущая определенным интрузивным комплексам. Для пород средне-верхнекарбового комплекса характерная геохимическая специализация на В, Мо, W, Sn, Au, Рв, Zn, Cu, а пермо-триасовых интрузий — на U, Th, Тг.

Данное положение доказывается: а) повышенным содержанием отмеченных элементов в гранитоидах соответствующего комплекса; б) наличием рудных концентраций в экзо- и эндо-контактных зонах гранитоидов; в) определенной закономерностью в последовательности формирования различных типов месторождений. Так, с магпезиальными скарнами и зонами орого-вирования, связанными с диоритами и габброидами первой фазы, связаны железорудная и незначительная боровая минерализация. В связи с гранитами и гранодиоритами второй фазы широко развиты известковые скарны с боровым оруденением. В участках грейзенизации и скарнирования, связанных с лейко-кратовыми и аляскитовыми гранитами третьей фазы, развита редкометальная и др. минерализация. В контактово-метасоматических образованиях (известковые скарны, роговики и др.), связанных со становлением малых интрузий четвертой фазы средне-верхнекарбового комплекса, получили широкое развитие полиметаллическая и золоторудная минерализации; г) близостью времени формирования интрузий и связанных с ними рудопроявлений; д) повышенным содержанием элементов в скарновых и жильных минералах постмагматических образований, связанных со становлением пород отдельных фаз определенного комплекса.

III. Проведенные исследования показывают, что основным рудогенерирующим источником золота в условиях региона является магматический очаг, с которым связано образование многофазного средне-верхнекарбового интрузивного комплекса. Отделение рудоносных растворов от источника происходило неоднократно, однако максимальное количество золота связано с формированием пород четвертой фазы (дифференциатов остаточного расплава). Это положение доказывается следующими фактами: а) золотое оруденение и интрузии принадлежат к еди-

ному тектономагматическому этапу; б) интрузии и связанные с ними рудопроявления и месторождения одновозрастны: возраст слюд и гранитов составляет 300 млн. лет, а пзмюевных околорудных пород — 270 млн. лет; в) месторождения золота пространственно связаны с интрузиями; г) породы четвертой фазы геохимически и металлогенически специализированы на золото наличием геохимического родства между малыми интрузиями четвертой фазы и золотоносными постмагматическими образованиями; ж) золотоносные интрузии четвертой фазы характеризуются нормальным распределением золота, а незолотоносные гранитоиды этого же комплекса — логнормальным.

Повышенная золотоносность конечного дифференциата интрузивного комплекса объясняется обогащенностью остаточного расплава не только золотом, но и летучими компонентами (Cl, S, P, H, CO₂ и др.), с которыми предполагается перенос золота в форме комплексных соединений. На осаждение золота главное влияние оказывали сульфиды, такие как пирит, арсенопирит, халькопирит, встречающиеся в значительных количествах в составе акцессорных минералов и осуществляющие механический захват золота.

IV. При дифференциации магматического очага золото обнаруживает малую мобильность. Тенденции к концентрации его в зависимости от основности пород не наблюдается. Основная форма его нахождения — это самородные выделения, заключенные в дефектах кристаллических решеток и в межплоскостных пространствах породообразующих минералов.

Эти особенности в поведении и распределении золота в интрузивном процессе подтверждаются следующими данными.

1. Среднее содержание золота в диоритах и габброидах первой фазы средне-верхнекарбонového интрузивного комплекса меньше, чем в гранитах и гранитоидах второй фазы. Устанавливается возрастание концентрации как в основных, так и в кислых породах интрузий четвертой фазы, имеющей пестрый петрографический состав. Таким образом, золото не дает значительных концентраций при становлении ранних дифференциатов гранитоидного расплава, накопление данного металла не наблюдается также и при формировании крупных тел, которые обладают значительными температурами кристаллизации расплава. Концентрация золота характерна для небольших интрузивных тел конечных дифференциатов.

О накоплении золота по мере снижения температуры гранитоидного расплава свидетельствует увеличение его содержания в

апикальных и краевых частях крупных интрузивных тел, где происходит быстрое остывание и отвердевание гранитоидного расплава. В эти места устремляются значительные количества летучих компонентов. При анализе баланса золота по основным пороодообразующим минералам устанавливается, что основные минералы-носители и концентраторы содержат больше золота в краевых и апикальных частях интрузивных тел.

Отмеченное положение свидетельствует о том, что в поведении золота при эволюции магматического очага наблюдается концентрация его в конечных дифференциатах интрузивного комплекса по мере снижения температуры кристаллизации гранитоидного расплава. Если рассматривать геохимическую историю золота с подобных позиций, то оно проявляет достаточную мобильность и его концентрация не зависит от петрографического состава пород. При дифференциации же магматического очага золото накапливается в основном в остаточном расплаве, из которого формируются конечные продукты данного интрузивного комплекса. Факт накопления золота в малых интрузиях характерен не только для Срединной зоны, но и для Северного Тянь-Шаня, Курампинской зоны и для района Дарасунского месторождения. Все это свидетельствует не о региональных особенностях увеличения золота в конечных продуктах кристаллизации магматического расплава, а о золотоносности других районов Советского Союза.

У. А. Асаналиев, А. Б. Бакиров, Т. У. Укудеев, Б. М. Туманов

МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ хр. ДЖЕТЫМ-ТОО и ВЕРХОВЬЕВ р. САРЫ-ДЖАЗ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Вопросы пространственных и генетических соотношений метаморфизма и золотого оруденения в свете исследований, проведенных за последние десятилетия, приобретают все большую и большую актуальность. Это связано с тем, что коренные источники известных месторождений мира, таких как Витватерсранд, Ленского бассейна, Енисейского кряжа, Кызыл-Кумов и многие другие пространственно строго контролируются зонами регионального метаморфизма фации зеленых сланцев.

Среди геологических тел нашей республики особое место по метаморфизму и золотоносности занимает Срединный Тянь-

Шань. Здесь известные многочисленные потоки рассеяния золота в четвертичных отложениях и большое количество рудопроявлений в коренных породах. Сравнение разрезов докембрия — нижнего палеозоя Кызыл-Кумов и Среднего Тянь-Шаня показывает сходство их состава, строения и последовательности формаций, что свидетельствует об идентичности тектонических и геохимических условий их образования.

В настоящей статье изложены, главным образом, новые данные о метаморфизме нижнепалеозойских и докембрийских толщ хр. Джетым-Тоо и верховьев р. Сары-Джаз, на основе которых рассмотрен характер распределения околокарковых содержания золота.

Все досреднепалеозойские отложения района испытали метаморфизм различной интенсивности. Наиболее сильный метаморфизм — амфиболитовая фация — характерен для архейского (?) фундамента с типичной минеральной ассоциацией: $Pl_{20-30} + Kпш + Kв + Би + Pоg \pm Mт$, Сер, Ильм, исключая явно наложенные Хл, Акт, Сер (Му). Эпидот-амфиболитовая фация характерна для пород свиты Малого Нарына с предельной минеральной ассоциацией: $Pl_{10-30} + Kв + Pоg + Mпy + Эп \pm Рудн + Сер$, КПШ, Му. Низкотемпературный метаморфизм свойственен для отложений среднего-верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, которые и представляют интерес в отношении нахождения золотого оруденения метаморфогенного типа.

В разрезе среднего-верхнего протерозоя и нижнего палеозоя изученного района устанавливается четыре типа метаморфических преобразований пород:

1. Региональный метаморфизм фации зеленых сланцев.
2. Региональный метагенез.
3. Локальный приразломный дислокационный метаморфизм.
4. Локальный гидротермальный метаморфизм (метасоматоз).

1. **Региональный метаморфизм фации зеленых сланцев** проявлен в вулканогенно-осадочной толще ашутурской свиты ($PR_2^?a$), в эффузивах серии Большого Нарына ($PR_3^?bp$), карбонатно-терригенной толще Борду ($PR_3^?br$) и терригенной толще свиты Джетым-Тоо ($R^?dg$). По минеральным парагенезисам в них откартированы три зоны метаморфизма: а) хлорит-серицитовая, б) хлорит-биотитовая и в) хлорит-эпидот-актинолитовая.

а) Хлорит-серицитовая зона метаморфизма проявлена в отложениях свиты Джетым-Тоо, которые представлены интенсивно рассланцованными и перекристаллизованными с преобразованием в хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-серицито-

вые сланцы и давленные конгломераты. Цемент последних перекристаллизовал в хлорит-серицитовый агрегат. Типичная многоминеральная ассоциация в породах зоны следующая:

$\text{Кв} + \text{сер} + \text{хл} + \text{Альб} \pm \text{Грф.}, \text{Пир.}, \text{Эп.}$

Однако, метаморфизм неоднородный, и среди них отмечают участки, где в породах нередки ассоциации серицита с недиагностируемым глинистым веществом и железистым карбонатом. Структуры пород лепидобластовая, лепидопорфиробластовая. Текстура сланцеватая. Кроме того, в породах постоянно наблюдаются реликты пелитовых, алевропелитовых, псаммитовых и псефитовых структур.

б) Хлорит-биотитовая зона картируется на площади развития толщи Борду и эффузивов серии Большого Нарына, слагающих приводораздельную часть хребта Джетым-Тоо.

Толща Борду сложена, в основном, биотитовыми кристаллическими сланцами с типичной многоминеральной ассоциацией:

$\text{Кв} + \text{Му} + \text{Хл} + \text{Пл}_{10-15} + \text{Би} \pm \text{К}, \text{Грф}, \text{Пир}, \text{Хпир.}$

В аксессуарах встречаются также и турмалин, реже магнетит, эпидот, рутил, циркон. В мраморах, слагающих отдельные горизонты внутри кристаллических сланцев, помимо кальцита, устанавливаются тремолит, эпидот, флогопит. Рудные минералы образуют тонокорассеянную вкрапленность в основной массе кристаллических сланцев, встречаются также в жилах и отдельных скоплениях вытянутых вдоль сланцеватости пород.

Образования серии Большого Нарына в изученном районе представлены метаморфизованными аналогами эффузивов кислого, среднего состава. Это интенсивно рассланцованные и перекристаллизованные кварц-слюдистые кристаллические сланцы с типичной многоминеральной ассоциацией: $\text{Кв} + \text{Альб} + \text{Му} + \text{К} + \text{Мкр}$ (реликты?) $\pm \text{Би} \pm \text{Хл}, \text{Пир}, \text{Хпир}; \text{Акт} + \text{Эп} + \text{Пл}_{10-15} + \text{Хл} + \text{К} + \text{Би}, \text{Кв}, \text{Эп}, \text{Сф}, \text{Рут.}$

В целом для пород хлорит-биотитовой зоны характерны мелко-среднезернистые гранолепидобластовые, лепидопорфиробластовые структуры и сланцеватые текстуры. Широко развиты кварцевые и кварц-карбонатные прожилки. Кварцевые прожилки часто несут сульфидную минерализацию и располагаются вдоль сланцеватости пород.

в) Хлорит-эпидот-актинолитовая зона метаморфизма откартирована в метабазитах вулканогенно-осадочной толщи ашутурукской свиты ($\text{PR}_2^?a$). Эта зона сложена зеленокаменной измененными эффузивами основного состава и их туфами, представляемыми хлоритовыми, известняково-хлоритовыми,

актинолитовыми и эпидот-актинолитовыми сланцами и диабазами. В целом толща интенсивно рассланцована. Основная масса пород сложена мелкозернистым агрегатом эпидота, хлорита, игольчато-лучистым актинолитом (реже термолитом), зернами альбита и, редко, кварца. Иногда отмечаются реликты первичного строения пород по псевдоморфозам хлорита, хлорит-эпидота и актинолита по пироксенам и роговой обманке, а также эпидот-сосюритового агрегата по плагиноклазам. Предельная минеральная ассоциация пород: Акт + Эп ± Хл + Альб + (сер + Кв). Рудн. В породе, обогащенной актинолитом, обычно мало хлорита, а эпидот почти всегда ассоциирует с актинолитом. Структура пород фибропорфирообразовая, бластоофитовая.

2. **Зона регионального метанеза** выделена на площади развития карбонатно-терригенной толщи джакболотской (Vdb) и байконурской (Vbk) свит, кремнисто-сланцевой толще шорторской серии (Є₁—О₁) и флишеидных образований ниже-среднего ордовика. Начальный метаморфизм в них проявлен крайне неоднородно: более нижние горизонты отвечают стадии позднего метанеза, а более высокие — стадиям начального метанеза и эпигенетических изменений. В целом для всех типов пород зоны свойственно наличие новообразованных лейстов хлорита, серицита и пренита. Из аксессуарных отмечается обломочный рутил, рудные минералы и циркон. Углистые, углистокремнистые сланцы зоны постоянно заражены сульфидной минерализацией (пирит), тонкорассеянной в основной массе пород. Местами он образует силошную рудную массу.

3. **Локальный приразломный метаморфизм** устанавливается в полосах, прилегающих к крупным региональным разломам, в особенности в местах их сочленения. Он выражается резким повышением степени метаморфизма пород в пределах указанных участков до хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев, характеризующейся полной перекристаллизацией пород с образованием мелкочешуйчатого хлорита, мусковита и табличек альбита. В данной зоне широким развитием пользуются прожилки кварц-карбонатного, карбонатного состава.

4. **Гидротермальный метаморфизм (локальный гидротермальный метасоматоз)** в отложениях докембрия — нижнего палеозоя выделен впервые. Эта зона картируется в виде прерывистых полос линзовидной флоры согласных с общим напластованием толщ. Протяженность варьируется от первых десятков метров до 3—5 км, при ширине от 5—10 до 300—400 метров. В прост-

ранстве и во времени зоны метасоматитов паложены на все предыдущие типы метаморфизма. Среди гидротермально-метасоматических образований выделены два типа: кварц-серицит-полевошпатово-сульфидные метасоматиты и кварц-хлорит-серицит-карбонатные метасоматиты. Выделенные типы метасоматитов в пространстве тесно связаны и образуют единую зону осветления в породах докембрия — нижнего палеозоя.

Внешние зоны метасоматитов характеризуются резким осветлением пород, т. е. приобретением серой, зеленовато-серой окраски вследствие выноса из массы пород углистого вещества, а также за счет удаления некоторого количества окисного железа, вследствие восстановленного с образованием пирита. Осветление пород вызвано также и интенсивными процессами серпентинизации, окварцевания, хлоритизации и карбонатизации.

Кварц-серицит-полевошпатово-сульфидные метасоматиты. Характерной особенностью их является более высокая степень перекристаллизации пород, вследствие чего они как бы занимают внутреннее положение среди гидротермально измененных пород. Явление метасоматоза в данном типе проявляется в интенсивном процессе окварцевания и серпентинизации, а также микроклинизации вмещающей их толщи, вследствие чего независимо от состава исходные породы приобретают минеральный состав, близкий к гранитам.

Петрографический состав однообразный и представлен кварц-(хлорит)-серицитовыми и полевошпат-кварц-серицитовыми сланцами. Главными минералами этих пород являются кварц, серицит. Менее распространен микроклин, плагиоклазы, хлорит. Кварц (40—60%) образует резкозубчатые срастания как между собой, так и по отношению к полевым шпатам. Встречается также в самостоятельных агрегатах, слагающих отдельные полосы и гнезда с гранобластовой структурой. Выполняют кварцевые, кварц-микроклиновые и кварц-карбонатные прожилки. В зальбагдах таких жил всегда наблюдаются хлорит-серицитовые и хлорит-серицит-карбонатные оторочки. Серицит (мусковит) — тонкомелкочешуйчатый. Реже образует более крупные пластины, ориентировка которых не всегда совпадает со сланцеватостью породы. Микроклин образует крупные порфиробластичные зерна, резко ксеноморфные по отношению к гранобластичному кварцу. Внутри них нередко наблюдаются многочисленные скелетные включения кварца, серицита, реже альбита, которые придают пойкилобластичную структуру основной массе породы. Встречаются и в прожилках в тесной ассоциации с кварцем и

хлоритом. Плагноклазы (10—5) с хорошо выраженными двойниками часто содержат включения кварца и серицита, а иногда подвергаются микроклинизации. Хлорит-мелкочешуйчатый, ярко-зеленой окраски, в основной массе породы часто образует пятнистые скопления.

Кварц-серицит-хлорит-карбонатные метасоматиты, представленные слюдястыми кварцитами, кварц-серицит-карбонатными и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, слагают как бы внешние краевые части зон метасоматически измененных пород. Отдельные линзы встречаются и среди кварц-серицит-полевошпатово-сульфидных метасоматитов. Наиболее широко проявленными процессами здесь являются серицитизация, окварцевание и хлоритизация, в меньшей мере — карбонатизация и пиритизация. Минеральные новообразования в указанных процессах развиваются не только за счет основной цементирующей массы, но и интенсивно воздействуют и на крупные порфиробласты, иногда замещая их полностью. В ряде случаев изменения настолько значительные, что затушевываются их «первичные» сланцеватые текстуры.

Преобладающим минералом метасоматитов являются серицит, кварц и хлорит. Серицит и хлорит образуют базальную массу, в которую погружены порфиробласты кварца, кроме того, образуют самостоятельные прожилки. Кварц представлен как тонкозернистыми агрегатами, так и крупными порфиробластами, тесно ассоциирующими со слюдястыми минералами или развивающимися в прожилках. Карбонаты наблюдаются в виде вкрапленников, гнезд и пятнистых скоплений в основной массе, а также в прожилках, часто в ассоциации с кварцем и хлоритом. Характерно, что в прожилках развит обычно кальцит, а в основной массе пород — железо-магнезиальные карбонаты (доломит, анкерит). Кроме указанных минералов, в ассоциациях встречаются графит, эпидот, циркон и сульфиды.

Таким образом, минеральные новообразования зон метасоматитов, представленные типичной ассоциацией: $Kв + Сер + Хл + Альб \pm Мкр + Кальц, Сульф$ отвечают температурой ступени хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев. С ними в равновесных ассоциациях находятся и минералы, слагающие кварцевые, кварц-микроклиновые прожилки. Сульфидная минерализация (пирит) развивается как в основной массе пород в виде равномерно рассеянных вкрапленников, так и в виде сплошно сульфидизированных зон, где пирит слагает поверхности

рассланцевания пород в тесной ассоциации с кварцем, полевым шпатом, редко с халькопиритом, баритом.

Геолого-петрографические исследования метасоматитов п особенно структурных взаимоотношений минералов показывают, что: 1) гидротермальный метаморфизм является наложенным процессом и развивается в толще, уже испытавшей региональный метагенез и региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, о чем свидетельствуют наличие реликтовых структур и текстур исходных пород, постепенные переходы как вкрест, так и по простиранию между ними и метасоматитами; 2) метасоматические изменения пород происходили в узкой полосе, обычно ограниченной двумя сближенными разломами и в зонах интенсивного рассланцевания, 3) метасоматические изменения пород происходили в три этапа: а) начальный этап — высокотемпературный. Он выражается в перекристаллизации вмещающей толщи, в окварцевании, хлоритизации и серицитизации основной массы. Возможно, в данном этапе выделились и вкрапленники пирита, равномерно рассеянные в основной массе породы; б) второй этап — этап калиевого метасоматоза — формирование микроклина и тесно ассоциирующего с ним мелкозернистого агрегата пирита послойно сульфидизированных зон, формирование кварцевых, кварц-микроклиновых прожилков с сульфидной минерализацией. Наиболее интенсивно данный этап проявлен в вулканогенно-осадочной толще ашутурукской свиты (PR_2^a). Поздний этап — низкотемпературный, карбонатный. Он выражается в карбонатизации основной массы породы и жильного материала, вызвавшей еще большее осветление пород. В пространстве выделенные этапы метасоматических замещений накладываются друг на друга.

Для изучения влияния метаморфических и метасоматических процессов на распределение рудных элементов, в особенности золота и сопутствующих ему элементов, докембрийские и нижнепалеозойские образования были подвергнуты опробованию по профилям и отдельным разрезам послойно, линейно-точечным способом. Содержание золота в пробах определялось химико-адсорбционным спектральным методом на спектрографе ДФС-13 с дуговым генератором ДГ-2, чувствительностью $5 \cdot 10^{-7}$. Содержание сопутствующих элементов (Ag, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, As) определялось полуколичественным спектральным анализом. Все пробы сгруппированы по зонам, внутри которых они расчленены также по свитам, по литологическому (петрографическому) типу и по возрастам.

В распределении золота и сопутствующих ему элементов наблюдается следующая закономерность (по зонам метаморфизма):

Повышенное содержание золота наблюдается в зоне метасоматитов, среднее содержание в зоне кварц-сульфидных прожилков и низкое содержание по жилам.

По другим толщам золото содержится в пределах чувствительности анализа и большей частью не улавливается.

По отношению сопутствующих элементов отмечается следующая закономерность в их распределении:

— высокое содержание серебра отмечается в отдельных пробах кварц-серицит-полевошпатово-сульфидных метасоматитов (до 12 г/т) и более при среднем его содержании в других толщах около 1 г/т.

— в серицит-хлоритовой зоне и в метасоматитах отмечается также повышение содержаний (в весовых %) — Ni — до $2 \cdot 10^{-2}$, Cu — $1,5 \cdot 10^{-2}$, Pb — $2 \cdot 10^{-2}$, Zn — $1,2 \cdot 10^{-1}$, содержание Co и Mo находится в пределах кларка.

Таким образом, суммируя изложенные выше особенности метаморфических и метасоматических преобразований в горных породах изученных районов, отметим следующее:

1. В разрезе докембрийско-нижнепалеозойских образований хр. Джетым-Тоо и верховьев р. Сары-Джаз устанавливается 4 типа низкотемпературных преобразований пород — региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, региональный метагенез, локальный приразломный дислокационный метаморфизм и локальный гидротермальный метасоматоз.

2. Несмотря на разнообразие петрографического состава исходных пород, продукты регионально-метаморфических и локально-метасоматических процессов характеризуются довольно однообразным минеральным составом.

3. Первые два типа региональных преобразований в пространных обособлены, а последние два типа носят отчетливо наложенный характер.

4. Метасоматиты и породы хлорит-серицитовой зоны фации зеленых сланцев характеризуются повышенными субкларковыми содержаниями золота и сопутствующих ему элементов. Причем, распределение содержаний золота в метасоматитах более равномерное.

В целом, зоны метасоматитов по содержанию золота характеризуются слабой контрастностью и более четко выраженными геохимическими аномалиями.

5. Несомненный вклад в общую перспективу пород зоны метасоматитов и жил вносят сульфиды (пирит), чем и объясняются более высокие содержания золота в кварц-серицит-полевошпатово-сульфидных их разностях.

6. При анализе средних содержаний золота в породах разных литологических типов обращают на себя внимание повышенные его содержания в кварц-серицитовых сланцах с небольшим содержанием углеродистого вещества. В сильноуглеродистых сланцах с сингенетической сульфидной минерализацией содержание золота минимально и большей частью находится за пределами чувствительности анализа.

К. С. Сагындыков

О ДЖЕТЫМСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ БАССЕЙНЕ ТЯНЬ-ШАНЯ И КЛИМАТЕ ВЕНДА ЕВРАЗИИ

По климату венда Евразии наметились две противоположные точки зрения. Е. И. Зубцов (1972), Н. М. Чумаков (1977) и др. в отложениях венда Евразии видят несколько горизонтов ископаемых морен (тиллитов) материковых оледенений. Согласно теории типов литогенеза Н. М. Страхова, эти морены должны образоваться в высоких широтах при ледовом типе литогенеза. Однако, этому противоречит то, что так называемые тиллиты венда Тянь-Шаня переслаиваются и замещаются железными рудами Джетымского бассейна — бесспорными индикаторами гумидного типа литогенеза. По-видимому, «тиллиты» представляют собой в основном аллювиально-пролювиальные и пролювиальные образования гумидного экваториального пояса (Сагындыков, 1976). Такое же представление содержится в работах В. В. Шабалина, В. Н. Холодова и др. Наше представление опирается на теорию типов литогенеза Н. М. Страхова. Ниже сделана попытка рассмотреть данную проблему относительно геологических особенностей Джетымского железорудного бассейна.

По М. А. Жаркову (1970, с. 45), нижнекембрийские Сибирский и Иран-Пакистанский солеродные бассейны «находились в двух аридных зонах: северной и южной. Где-то между ними проходил экватор». По новым данным в этих районах Земли соленакопление началось еще в венде (Келлер и др., 1974; Долгилов и др., 1969; Хаиц, 1974; и др.). Таким образом, венд входит

* Т. е. почти в Тянь-Шане. — К. С.

в «каледонский климатический этап» Н. М. Страхова (1971), венд оказался тесно связанным с нижним палеозоем не только в структурном (Соколов, 1975 и др.), но и в климатическом отношении. Это обстоятельство также говорит об очевидности образования железных руд и конглобрекций («тиллитов») Джетымского бассейна Тянь-Шаня в условиях палеоэкваториального гумидного литогенеза. В породах вендско-нижнепалеозойского этапа Тянь-Шаня широко развиты следующие индикаторы жаркого климата. Это — красноцветные терригенные породы, алюмофосфаты, углеродистые сланцы и железные руды (венд). Фосфориты, углеродистые сланцы, железо-марганцевые руды и доломиты (нижний палеозой), красноцветные терригенные породы, гипсы, доломиты и свинцово-цинковые руды (средний палеозой). Железные руды венда переслаиваются с конглобрекциями («тиллитами»). Таким образом, в венде — нижнем палеозое Тянь-Шаня господствовал гумидный, а в среднем палеозое — аридный климат.

Рудная провинция или рудный узел возникает там, где гумидный климатический режим сочетался с благоприятными седиментационно-тектоническими условиями (Страхов, 1971). Каков же фактический материал в этом отношении на Джетымском железорудном бассейне?

Вендско-нижнекембрийские аридные зоны расположены в пределах и в обрамлении Сибирской и Индостанской платформ. Где-то между ними от Норвегии до Тянь-Шаня через Урал простирался орогенный пояс с молассой венда, в латеральном направлении переходящей в венд Восточно-Европейской и синий Южно-Китайской платформ (Сагындыков, Черепанова, 1977 и др.). На Улутату-тянь-шанском интервале этого пояса формировалась вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо (Сагындыков, 1967), сокращенно формация Джетым-Тоо (Сагындыков, 1976). Тектоническая позиция Джетымского железорудного бассейна заключается в том, что он является частью молассы — формации Джетым-Тоо. Иначе говоря, более 5 млрд. тонн руд железа (запасы по категории C_2) и сопутствующие ему элементы сконцентрированы на континенте, бесспорно указывая на гумидный климат того времени.

Формация Джетым-Тоо почти непрерывно прослеживается в узкой дугообразной зоне от Улутату Казахстана до восточной оконечности Тянь-Шаня, где современное отношение ее длины к ширине около 2000:30 (при длине этой зоны 2000 км и примерной ширине 30 км). На среднетянь-шанском интервале этой зо-

ны рифей-венд имеет поясовое расположение: более полный, мощный и сложнопостроенный большенарынский тип разреза с двух сторон сопровождается сокращенным и простопостроенным мурсашским типом разреза (Асангариев, Сагындыков, 1971). Следовательно, современное отношение ширины к длине поясов распространения мурсашского и большенарынского типов разрезов не более 1000:10, где 1000 км длина, а 10 км ширина поясов.

Кроме того, на юге Джетымского железорудного бассейна намечается уметский тип разреза венда-кембрия, где терригенно-вулканогенную иметскую свиту, по Ю. В. Жукову (1965), трансгрессивно перекрывает монотонная карбонатная толща, по-видимому, соответствующая эгизтерской свите и аксуйской толще верховьев р. Чаткал, по М. М. Адышеву и др. (1972). В пределах большенарынского типа разреза выделяется кашкасуйский и каралаарчинский подтипы. В первом из них собственно свита Большого Нарына перекрывается вулканогенно-терригенной кашкасуйской толщей (Асангариев, Сагындыков, 1971), видимо, подстилающей джетымскую серию. Каралаарчинский подтип отличается тем, что из-под джетымской серии выходит флишоподная толща, названная нами «толщей Карала-Арча», по ее стратотипу в одноименном урочище. Состав толщи Карала-Арча преимущественно терригенный с неполной мощностью 400—500 м. Низы ее срезаны разломом. Таким образом, современная ширина развития подтипов большенарынского типа разреза еще меньше, чем отношение 1000:10. По-видимому, резкое линейное расположение типов и подтипов разрезов верхнего рифей-венда Среднего Тянь-Шаня обусловлено как постседиментационными, так и конседиментационными (первичной линейностью палеобассейнов) горизонтальными напряжениями. Следовательно, Джетымский железорудный бассейн находится в более прогнутой и сложнопостроенной части Среднего Тянь-Шаня. Большинство месторождений железа данного бассейна развиты в пределах каралаарчинского подтипа большенарынского типа разреза рифей-венда. Крайняя линейность палеобассейнов, контрастный орогенный тектонический режим, синхронный седиментации осадков и руд вулканизм были отличительными чертами седиментационно-тектонических условий того времени.

Вышеотмеченный вулканизм в пределах формации Джетым-Тоо имеет ограниченное развитие. Изолированные осадочными

* Правильнее Умет. — К. С.

породами друг от друга покровы вулканических лав и их туфов имеют пестрый состав (трахибазальтовый, трахиандезитовый, трахитовый). Эти вулканические образования в какой-то мере осложняют общую ритмичность формации Джетым-Тоо, внося в нее вулканические покровы, чередования вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Формация Джетым-Тоо имеет ритмичное строение, обычно она расчленяется на две серии и шесть свит (Сагындыков, 1976). Толщи Кашкасу и Карала-Арча, по имеющимся геологическим данным, относятся к муршашской серии, т. е. дожелезородной части формации Джетым-Тоо.

Ритмичность последней еще характеризуется развитием в ней пачек, напоминающих как флиш, так и молассу. К последней относятся конглобрекчии, прицимаемые Е. И. Зубцовым и другими за тиллиты. Ритмичное строение конглобрекчий свиты Джетым-Тоо, заключающей все железородные тела одноименного бассейна, справедливо и своевременно отмечено Б. Д. Джолдошевым (1964). По нашим наблюдениям конглобрекчии либо ритмично переслаиваются с гравелитами, песчаниками, алевролитами, либо постепенно переходят, через обычные гравелиты, песчаники и алевролиты, в железные руды. Преобладающий состав обломочной фракции конглобрекчий сложен то гранитоидами, то вулканическими, то карбонатными породами, подчеркивая колебательные тектонические движения областей размыва. Отдельные складки и тектонические блоки венда-кембрия Среднего Тянь-Шаня отличаются конседиментационностью развития.

Вышеуказанные контрастные седиментационно-тектонические условия формирования формации Джетым-Тоо предопределяли особенности железных руд. Так, протяженность железородных тел резко изменчива — от первых десятков до первых тысяч метров, а мощность — от первых метров до нескольких десятков метров. Такие тела с перерывами прослеживаются на протяжении около 50 км, а по данным магниторазведки, под покровом вышележащих отложений — еще на 50 км. Разные типы железных руд обычно переслаиваются между собой, реже с алевролитами, гравелито-песчаниками и конглобрекчиями («тиллитами»). Ритмический и резко изменчивый характер седиментации предопределял послонные изменения в рудах не только состава, но и их структуры и текстуры. Существенно-гематитовые, существенно-магнетитовые, существенно-карбонатные и существенно-силикатные руды железа между собой переслаиваются вплоть до тонкого ритмического чередования. Обычно переходы

между слоями постепенные. Таким образом, на седиментационно-диагенетическом этапе существовали окислительно-восстановительные условия, необходимые для возникновения магнетита. Седиментационно-диагенетический магнетит Джетымского бассейна указывает как на справедливость критики «геохимических границ» Крамбейна и Гаррелса (Стацук, 1968 и др.), так и на ошибочность бытующего мнения о природе интересующих нас железных руд. Мы имеем в виду мнения, согласно которым, гематито-магнетитовые руды Джетымского бассейна возникли в результате метаморфизма либо лептохлоритов (Королев, 1960; Бакиров, 1977), либо сидеритов (М. Мамбеталиев, А. С. Молчанов, Р. А. Чернцов), либо гидроокислов железа (Б. Джолдошев).

Парагенез гематита, магнетита, железистых карбонатов, железистых сидеритов, прослой кварцитов и железистых кварцитов Джетымского бассейна и их ритмично-слоистое строение указывают на их близость больше с железистыми кварцитами Кривого Рога, КМА и области Верхнего озера (США), несмотря на их резко различную тектоническую позицию.

Железные руды последних районов осаждались в глубоких геосинклиналях (Войткевич, Лебедько, 1975 и др.), тогда как Джетымский железорудный бассейн находится, как уже сказали, среди молассы орогенной области.

Особенности вендского Джетымского железорудного бассейна, таким образом, представляют новый материал, необходимый для проблемы эволюции и генезиса железорудных формаций Земли. В частности, железистые кварциты и первично осадочный магнетит данного бассейна подтверждают правильность новых представлений, выдвинутых А. В. Сидоренко и его последователями: Г. Л. Джеймсом (H. L. James), В. С. Федорченко, Н. А. Корниловым, Г. В. Войткевичем, Г. И. Лебедько и др. Последние геологи пришли, как показывает наш материал, к правильному заключению о первично осадочном или ранне-диагенетическом происхождении главнейших рудных минералов железистых кварцитов раннего докембрия — магнетита и карбонатов переменного состава ряда сидерит — магнезит (Корнилов, 1975).

Таким образом, имеется реальная возможность для откартирования богатых первично-осадочных существенно-магнетитовых руд (слоев) на Джетымском бассейне. Последний указывает на вероятность открытия в пределах вендского экваториального пояса остальных фацциально-генетических группы гумидных накоплений, что исходит из работы Н. М. Страхова (1971, стр.

450). Имеются в виду россыпные месторождения алмазов, Au, Sn, Ti, тяжелых редких элементов и редких земель, а также месторождения Al и Mn.

Комплексный подход к Джетымскому бассейну (учет и оценка руд не только джетымской серии, но и подстилающих и покрывающих ее серий и их всестороннее исследование на базе как чисто осадочного, так и вулканогенно-осадочного литогенеза) расширяет его перспективы. Особенно много различных рудных минерализаций отмечается в кашкасуйской толще и свите Б. Нарына. Проблемы Джетымского железорудного бассейна уже сейчас перерастают в более емкое и широкое понятие — в «проблемы Джетымско-Большенарынского рудного бассейна».

В вышесказанных выводах и соображениях мы видим общие перспективы Джетымского железорудного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адышев М. М. и др.* Геохронология и условия образования древних рудовосных формаций Среднего Тянь-Шаня. «Изв. АН Кирг. ССР», 1972, № 5, с. 3—9.

2. *Асангариев А., Сагындыков К.* Типы разрезов верхнего протерозоя Среднего Тянь-Шаня и Большого Каратау и закономерность их распространения. В кн. «Стратиграфическое совещание по допалеозой и палеозою Казахстана», Алма-Ата, 1971, с. 54—55.

3. *Бакиров А.* Метаморфогенное рудообразование и метаморфогенные полезные ископаемые Тянь-Шаня. В кн. «Основные проблемы осадочного рудообразования», Фрунзе, «Илим», 1977, с. 154—164.

4. *Войткевич В. Г., Лебедев Г. И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., «Недра», 1975, 231 с.

5. *Джолдошев Б.* Стратиграфическое расчленение свиты Джетым-Тоо в пределах Джетымского железорудного месторождения (Тянь-Шань). В кн. «Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии». Фрунзе, изд-во АН Кирг. ССР, 1964, с. 23—33.

6. *Долгинов Е. А. и др.* Строение верхнедокембрийских разрезов и предкембрийская история развития Аравийской платформы и складчатых зон обрамления. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., т. XLIV, вып. 6, 1969.

7. *Жарков М. А.* Условия формирования соленосных отложений Сибири и перспективы их калиеносности. В кн. «Состояние и задачи советской литологии», М., «Наука», 1970, т. 3, с. 40—48.

8. *Жуков Ю. В.* Нижнепалеозойские формации Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня». Фрунзе, «Илим», 1965, с. 32—56.

9. *Зубцов Е. П.* Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., 1972, XLVII (1), с. 42—56.

10. *Келлер Б. М. и др.* Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. «Итоги науки и техники. Стратиграфия, Палеонтология». М., изд-во ВИНТИ, 1974, т. 5, 128 с.

11. Корнилов Н. А. Физико-химические условия железорудного осадкообразования в докембрии. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия». Кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 270—274.

12. Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., изд-во АН СССР, 1960, т. 3, с. 88—116.

13. Сагындыков К. С. Вевдская (нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная формация типа Джетым-Тоо. В кн. «Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии». Фрунзе, «Илим», 1967, с. 94—102.

14. Сагындыков К. С. Строение и состав мурсашской и джетымской серий Среднего Тянь-Шаня.— «Изв. АН Кирг. ССР», 1976, № 1, с. 23—29.

15. Сагындыков К. С., Черепанова В. А. Об эффузивно-осадочной природе железных руд Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Основные проблемы осадочного рудообразования». Фрунзе, «Илим», 1977, с. 168—188.

16. Соколов Б. С. О вевде. В кн. «Аналоги вевдского комплекса в Сибири». М., «Недра», 1975, с. 5—10.

17. Стацук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., «Недра», 1968, 208 с.

18. Страгов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. М., «Наука», 1971, 523 с.

19. Хаин В. Е. Этапы развития Индостанской платформы. «Жизнь Земли». Сборник Музея земледования МГУ. Изд-во МГУ, 1974, вып. 10, с. 46—53.

20. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М., «Наука», 1977.

Л. И. Соломович, С. Е. Сабельников

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Проблема гранитов рапакиви находится в центре наиболее сложных вопросов современной петрологии и потому вызывает постоянный повышенный интерес геологов. Породы формации рапакиви настолько специфичны в геологическом и петрологическом отношении, что занимают четко фиксированное положение во всех существующих классификациях магматических пород.

Как известно, наиболее распространены докембрийские комплексы формации рапакиви, являющиеся субплатформенными образованиями. Однако в настоящее время известны комплексы рапакиви самого различного возраста вплоть до миоцена, приуроченные не только к платформенным, но и орогенным областям. В СССР, кроме традиционных районов их развития (Балтийский и Украинские щиты Русской платформы), рапакиви установлены на Урале, в Прибайкалье, Забайкалье, Казахстане, а также на Памире.

В последние годы в труднодоступном районе Южного Тянь-Шаня (бассейн р. Сарыджаз) М. М. Пуркиным были также обнаружены породы с маргинационной структурой, которые в наших прежних работах (Э. Б. Байбулатов и др., 1973) именовались рапакивиобразными. Предпринятое авторами более детальное петрографическое изучение этих пород позволило уверенно отнести их к формации гранитов рапакиви.

В указанном районе известно два рядом расположенных довольно крупных и сложнопостроенных плутона, принадлежащих этой формации: Джангартский и Акшийрякский. Оба они локализованы в пределах миегосинклинальной позднегерцинской Кокшаальской тектонической зоны и изучены весьма поверхностно. Лучше изучен Акшийрякский массив, на характеристику которого мы остановимся.

Массив приурочен к крупному Айрыторскому разлому и сильно вытянут вдоль него в субширотном направлении с размерами 50×9 км. Длинная ось массива ориентирована косо к генеральному простираению герцинских складчатых структур. На севере и на западе он прорывает песчано-алевролитовые отложения верхнего девона — нижнего карбона, а с юга — алевролит-аргиллитовые и карбонатные толщи верхнего карбона. Этим определяется пингия возрастная граница интрузии. Абсолютный возраст гранитов рапакиви, слагающих подавляющую часть площади массива, 292 млн. лет, отвечает верхнему карбону. Таким образом, с учетом геологических данных возраст массива определяется как позднекаменноугольный — раннепермский, т. е. соответствует позднеорогеническому этапу развития Южно-Тянь-Шанской гесинклипала.

Контакты с вмещающими породами интрузивные, крутые ($50-70^\circ$) и имеют преимущественное падение в сторону массива. Часто в краевой зоне интрузии, вблизи от мелкозернистой эндоконтактной оторочки, наблюдаются вытянутые вдоль контакта шпироподобные скопления биотита и роговой обманки, создающие полосчатость, которая совпадает с наблюдаемой ориентировкой мегакристаллов калишпата. Это свидетельствует о конформном внутреннем строении интрузива. В краевых и апикальных частях граниты содержат угловатые ксенолиты роговиков, окруженные реакционной каймой из биотита и роговой обманки и округлые включения гибридных пород типа сиенитодiorитов. Размер ксенолитов от нескольких сантиметров до сотен метров.

Контактное воздействие массива на вмещающие породы

выражено в образовании пироксеновых и биотитовых роговиков. Ширина зоны ороговикования 200—300 м. Массив имеет сложное строение. В его западной, лучше изученной, части выделяются пять субфаз внедрения: 1) граниты рапакиви; 2) кварцевые сиептиты; 3) порфиroidные рапакиви с мелкозернистой основной массой; 4) дайки мелкозернистых гранитов и пегматитов; 5) дайки диоритовых порфиритов и конгидиабазов. Выделенные разности пород контактируют между собой без закалки, за исключением даек основных пород. Кварцевые сиептиты и порфиroidные рапакиви слагают небольшие неправильные тела и пользуются незначительным распространением. Подавляющее большинство в развитии получили граниты-рапакиви.

Они представляют собой густопорфиroidную породу серого или розовато-серого цвета с умеренно проявленной трахитоидной текстурой. Порфиroidные выделения обычно представлены овоидами, реже короткопризматическими кристаллами калишпата размером $3 \times 1,5$ — 4×2 см. В наиболее типичных разновидностях пород 30—40% мегакристаллов калишпата окружены плагноклазовыми оболочками толщиной 1—2 мм, что создает типичную для рапакиви маргинационную структуру. Количество мегакристаллов варьирует от 40 до 60%. Местами их обилие обуславливает криптовую структуру. Крупнозернистая основная масса иногда содержит скопления зерен кварца, придающих ей гломорокристаллическую структуру. Средний количественный состав гранитов, подсчитанный в штуфах и шлифах, следующий: калишпат — 45%, плагноклаз — 23%, кварц — 23%, биотит — 5%, роговая обманка — 4%. Из аксессуаров характерны ортит, циркон, апатит, флюорит, магнетит, рутил, сфен, молибденит.

Калишпат является главной составной частью рапакиви и образует две генерации. Первая представлена овоидальными и идиоморфными мегакристаллами. Судя по оптической ориентировке $Nm: \perp (001) = 7-9^\circ$, а также по углу оптических осей ($2V = -76^\circ - 80^\circ$), калишпат I является промежуточным микроклином. Микроклиповая решетка не наблюдается. Мегакристаллы богаты включениями разных минералов, которые иногда группируются в виде субконцентрических зон. Калишпат II обычно ксеноморфен, обладает решетчатым строением и входит в состав основной массы. В обеих генерациях присутствуют жилковатые, сегрегационные и пятнистые пертиты замещения, составляющие 10—20% от площади зерен.

Плагноклаз образует три генерации. Плагноклаз I (№ 32—38) представлен редкими реликтовыми включениями в кали-

шпате I. Преобладает плагиоклаз II — олигоклаз № 23—25. Он присутствует в виде идиоморфных зерен в основной массе и слагает оболочки вокруг оvoidов калишпата, которые обычно состоят из 3—4 неделимых зерен. Плагиоклаз оболочек, как правило, имеет одинаковую ориентировку и составляет единое целое с пертитовыми вростками. Таким образом, отмечается характерное для рапакиви гомоосевое срастание калишпата, плагиоклаза оболочек и пертитовых вростков. Плагиоклаз I и II замещаются калишпатом II, а этот в свою очередь, плагиоклазом III. Последний представлен ксеноморфными зернами с зональным строением (№ 15—25).

Кварц в основном образует ксеноморфные зерна, реже крупные идиоморфные или угловато-округлые кристаллы и их сростки (дипирамидально-гексагональный кварц). Кроме того, кварц образует оптически одинаково ориентированные ветвящиеся включения в оvoidах калишпата (кварц вогнутый снаружи по Б. А. Попову), который Д. А. Великославинский (1953) рассматривает как результат выпадения из калишпата при метасоматическом замещении его плагиоклазом оболочек.

Роговая обманка образует ксеноморфные, реже таблитчатые кристаллы, к которым тяготеют включения многих акцессорных минералов (магнетит, флюорит, ортит и др.). Плеохроизм: Ng — темно-зеленый, Nm — буровато-зеленый, Np — светло-желто-зеленая, $C:N_g = 20^\circ$; $2V = 82^\circ$; $N_g - N_p = 0,018$.

Биотит образует пластинчатые кристаллы и в виде ксеноморфных зерен развивается по роговой обманке. Плеохроизм: по Ng — почти черный, темно-коричневый, по Np — соломенно-желтый: угол оптических осей близок к нулю. Химический состав биотитов приведен в табл. 1.

Общая железистость слюд $f = 100 (Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ колеблется в пределах 82—88%, т. е. весьма высокая, что характерно для рапакиви и свидетельствует об их кристаллизации при низком парциальном давлении кислорода (Р. З. Левковский, 1975).

Характерной особенностью описываемых пород является кактаклад всех охарактеризованных минералов, особенно слюд, обнаруживающих не свойственное им волнистое и мозаичное погасание, флексуорообразный перегиб и излом чешуек.

Сравнение химизма пород Акиийрякского плутона со средним химическим составом гранитов рапакиви по С. П. Соловьеву (1970), (табл. 2) показывает их большую близость. Некоторые

Химический состав биотитов Акшийякского массива (аналитик А. В. Николаева)

№ проб	Описаны: место взятия проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	ZrO ₂	SO ₃	H ₂ O	т. п. п.	М
3241	сай Джангарт	34,80	3,20	14,91	5,69	26,58	0,39	2,27	3,23	0,75	5,92	0,28	0,11	0,25	0,26	0,26	1,16	99,80
3240	»	34,38	2,20	20,80	4,21	22,63	0,50	1,92	0,64	0,74	8,49	0,16	0,70	0,65	0,37	0,20	1,48	99,87
3234	сай Акшет	32,98	3,22	15,27	5,19	26,22	0,39	3,79	3,18	0,72	4,63	0,46	0,16	нет	0,53	0,36	3,12	99,86
3233	»	33,62	3,41	15,64	4,79	26,11	0,28	3,59	1,68	0,38	8,62	0,27	0,13	нет	0,59	0,20	0,70	99,81

**Химический состав рапакви Акшыйрякского плутона
(аналитик А. В. Николаева, ИГ АН Кирг. ССР)**

№ проб ОКСИДЫ	1573	3233	3234	3241	3235/2	Средний хим. состав рапакви по С. П. Со- ловьеву (1970)
SiO ₂	67,55	69,71	68,13	68,18	66,28	67,64
TiO ₂	0,62	0,53	0,48	0,48	0,55	0,60
Al ₂ O ₃	14,42	13,56	13,83	14,08	14,25	14,13
Fe ₂ O ₃	0,51	1,96	1,38	1,79	0,64	1,56
FeO	4,31	1,87	3,10	3,06	4,89	3,52
MnO	0,04	0,05	0,06	0,06	0,09	0,08
MgO	0,20	0,12	0,12	0,12	0,36	0,39
CaO	2,36	1,98	2,00	2,08	1,26	2,48
Na ₂ O	3,60	3,50	3,40	3,40	3,60	3,34
K ₂ O	5,18	5,40	5,55	5,42	6,00	5,26
P ₂ O ₅	0,15	0,30	0,30	0,30	0,62	0,15
H ₂ O	0,10	0,25	0,16	0,10	»	0,76
п. п. п.	0,24	0,55	0,96	0,51	0,54	—
F	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,07	100

Числовые характеристики по А. Н. Заварцкому

a	15,3	15,3	15,5	15,3	16,7
c	1,0	1,3	1,5	1,8	1,2
b	5,8	4,7	5,3	5,4	6,2
s	76,9	78,6	77,7	77,6	75,9
f'	78,2	72,9	78,5	82,2	85,2
c'	5,8	4,2	3,8	3,5	9,9
a'	16,0	22,9	17,6	14,4	4,9
N	51,4	49,6	48,2	48,8	47,7
f	7,5	34,9	22,2	28,4	8,8
t	0,7	0,6	0,5	0,5	0,6
Q	21,3	25,3	22,9	22,9	17,3
a/c	8,0	11,8	10,4	8,7	13,5
b/m	13,5	17,2	20,6	23,8	8,7
Ko	0,80	0,85	0,84	0,82	0,87
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,12	1,05	0,45	0,60	0,13
K ₂ O/Na ₂ O	1,44	1,54	1,63	1,59	1,67

незначительные отличия касаются лишь основности пород, которая у акшыйрякских гранитов несколько понижена.

В заключение отметим те специфические особенности акшыйрякских гранитов, которые согласно современным представлениям (Р. З. Левковский, 1975) свидетельствуют об их принад-

лежности к фации рапакиви: 1) наличие маргинационных структур; 2) присутствие двух генераций калишпата и трех генераций плагиоклаза; 3) наличие дипирамидально-гексагонального кварца, «вогнутого снаружи»; 4) гомоосевое срастание калишпата, плагиоклаза оболочек и пертитовых вростков; 5) типоморфные акцессорные минералы — циркон и флюорит; 6) идентичность химического состава со средним составом гранитов рапакиви. Кроме того, весьма важна и симптоматична возрастная приуроченность акшийрякских гранитов к позднеорогенному этапу геосинклинального развития.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Байбуратов Э. Б., Боконбаев К. Д., Сабельников С. Е., Соломонович Л. И. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим» 1975.
2. Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. Л., «Недра», 1975.
3. Левковский Р. З. Рапакиви. Л., «Недра», 1975.

В. Г. Матвеев

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ТОЛЩ ХРЕБТА МОЛДО-ТОО (СЕВЕРНАЯ КИРГИЗИЯ)

Красноцветные толщи представляют собой особый тип кластических образований и часто являются носителями промышленных концентраций различных металлов — меди, свинца и др. Многие известные исследователи — Н. М. Стрехов, Л. В. Пустовалов, В. И. Попов, В. М. Богданов, В. М. Попов, Л. Ф. Наркелюн и другие, в своих работах приходят к выводу о генетической связи стратифицированных месторождений перечисленных металлов с красноцветными формациями. Примерами таких месторождений служат медные месторождения Приуралья, Центрального Казахстана, Мангышлака, Кадыр-Удоканского района, Мапсфельда, Замбии и др.

На территории Киргизии широко распространены красноцветные толщи, имеющие самый разный возраст: от докембрия до неогена. Благодаря работам В. И. Попова (1954, 1956) и его учеников, мезо-кайнозойские красноцветы Киргизии изучены детально. Литолого-фациальные особенности красноцветных толщ палеозоя, широко проявленных в Северной Киргизии, изучены недостаточно, несмотря на то, что в некоторых районах с

ними связано стратиформное медное оруднение, перспективы которого все еще остаются невыясненными. В связи с этим в данной работе излагаются результаты литолого-фациального анализа одного из районов распространения красноцветных толщ Северной Киргизии — хребта Молдо-Тоо.

В хребте Молдо-Тоо красноцветный комплекс пород представлен отложениями киндыкской и дунгурминской свит.

Породы киндыкской свиты (верхний девон) обнажаются в нижних частях долин рек Карачаули, Табылгаты, Кенсай, Чеманды и Туюксу в виде узкой полосы, залегая с резким угловым несогласием на поверхности размыва девонских вулканогенных образований и песчано-сланцевых отложений ордовика. По распространению свита характеризуется линзовидным залеганием и соответственно мощность отложений колеблется от 0 до 50 м в бассейне р. Карачаули; от 250 м в среднем течении р. Табылгаты до 440 м в междуречье Табылгаты-Кенсай; от 880 м на водоразделе р. Кенсай-Ункурсай до 350 м в бассейне р. Чеманды и далее к востоку (бассейн реки Туюксу) выпадает из разреза (рис. 1). В меридиональном направлении породы свиты выклиниваются к северу на протяжении до 2 км.

В общем виде разрезы свиты состоят из трех частей. Нижняя и средняя части характеризуются бурой и красно-бурой окраской, представлены соответственно мелко-среднегалечными и крупногалечными, вплоть до валунных, конгломератами. Состав гальки в целом соответствует составу подстилающих пород. Для западной части (Карачаули, Табылгаты, Кенсай) это главным образом (до 80—90%) обломки вулканогенных пород девона, восточной (Чеманды-Туюксу) ордовикских пород. Описываемые конгломераты являются отложениями подгорно-верного фациального пояса и относятся к веернообломочной зоне, протянувшейся вдоль поднятий; ее осадки образовались площадными (плювиальными) водно-грязевыми потоками. По генетическим признакам здесь выделяются суходольные и воднопотоковые (речные) отложения.

Для первых отличительной особенностью является отсутствие признаков слоистости и весьма слабая окатанность обломочного материала, часто образуются конгломерато-брекчии. Воднопотоковые конгломераты отличаются лучшей сортировкой, присутствием линзовидной, диагональной слоистости, а также наличием линз и прослоек гравелитов и веернорусловых песчаников (бассейн р. Табылгаты).

Верхняя часть свиты, состоящая из переслаивающихся кон-

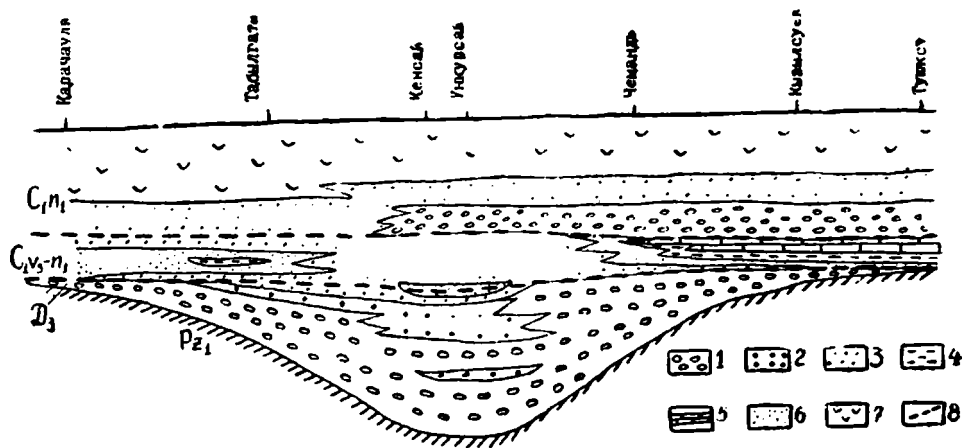


Рис. 1. Схематический литолого-фациальный профиль. Фациальные пояса: 1 — подгорбовирный, 2 — вирнорусовая зона, 3 — равнинно-долинный, 4 — мелкозаливной, 5 — волноприбойный, 6 — дельтовые осадки, 7 — озерные и равнинно-долинные осадки (гипсоносная пачка), 8 — границы между разновозрастными отложениями.

гломератов, гравелитов и песчаников, имеет бордовую и серовато-бурую окраску. В составе конгломератов и гравелитов начинает расти роль гальки гранитоидных пород и появляется галька филлитовидных сланцев, расположенных севернее области осадконакопления на значительных расстояниях (первые десятки км), что свидетельствует о появлении уже довольно значительных речных артерий. При этом, анализируя мощность отложений и характер распространения гальки филлитовидных сланцев, можно предположить, что область разгрузки (конус выноса) наиболее крупной палеореки находилась в междуречье Табылгаты-Ункурсай. Здесь отмечается переслаивание водноточковых веернообломочных конгломератов, гравелитов с веернорусловыми и веернопойменными образованиями. Осадки веернорусловой зоны имеют широкое распространение и представлены крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками с характерной диагональной и хорошо выраженной корытообразной слоистостью, подчеркнутой лепточным расположением в песчаной массе зерен гравия и гальки. Мощность отложений от 2—5 м до 60—100 м. Среди них отмечаются редкие, маломощные линзы и прослойки 10—30 см бурых, темно-бурых и реже зеленовато-бурых веернопойменных алевролитов. И лишь в самых верхах свиты (междуречье Табылгаты-Ункурсай) среди бордовых гравелитов и песчаников встречаются редкие маломощные до 0,5 м линзы и пропластки серых и зеленовато-серых мелко-среднезернистых песчаников и алевролитов, нередко с рассеянными обугленными растительными остатками и с вкрапленностью сульфидов меди и медной зелени (Григорьев, 1960). В генетическом отношении, судя по косой слоистости перекрестного типа и другим признакам, это дельтовые образования.

Дунгурмицкая свита по литологическим особенностям делится на четыре пачки: пестроцветную, конгломератовую, песчаниковую и гипсопосную. Пестроцветная пачка обнажается почти непрерывной полосой от долины реки Карачаули на западе до перевала Акташ на востоке (Северное Присонкулье). Мощность и фации пачки крайне изменчивы. Рассмотрим это на примере южной полосы выходов пород (рис. 1).

В долинах рек Кенсай и Ункурсай отмечается наибольшая мощность осадков (до 300 м), что, вероятно, связано с унаследованным от киндыкского времени прогибом и соответственно расположением палеореки, текущей с севера. Здесь пестроцветная пачка сложена преимущественно аркозовыми средне- и грубозернистыми песчаниками и гравелитами с линзами мелкога-

лечных конгломератов, в обломках которых граптоидные породы преобладают над сланцами и песчаниками ордовика. Окраска пород бурая, темно-бурая, розовая, бордовая, редко серая. Характерна косопаклонная и диагональная слоистость. В генетическом отношении это осадки равнинно-русловой зоны.

В западном и восточном направлениях мощность пачки сокращается до 150 метров и менее, одновременно в разрезах появляются серые и светло-серые мезомиктово-кварцевые гравелиты, средние и мелкозернистые песчаники. Отмечаются прослои глинистых известняков, темно-серых и зеленовато-серых глинистых сланцев и алевролитов. В алевролитах присутствуют карбонатные конкреции, отмечается окремнение песчаников и известняков. В целом происходит утоньшение обломочного материала и постепенное увеличение пород с гидроморфной окраской. Слоистость пород от диагональной и косослоистой перекрестного типа до тонкослойной горизонтальной. Эти отложения образовались в дельтовых условиях. Выше по разрезу они постепенно фациально замещаются осадками подводно-равнинных прибрежных поясов: мелкозаливного и волноприбойного. Отложения мелкозаливного пояса представлены горизонтальнослоистыми темными, темно-серыми алевролитами, глинистыми алевролитами, аргиллитами, нередко переходящими в глинистые известняки. Редко отмечаются тонкозернистые песчаники и маломощные прослои доломитов. В описываемых породах в качестве новообразований встречаются соединения меди в виде халькопирита, малахита и азурита, реже вкрапленность и прожилки галенита и целестина. Рассматриваемые отложения выделяются в разрезах пачки по р. Табылгаты, Туюксу, Чеманды, Каракиче и восточнее, где их мощность составляет от 5 до 20 м и более.

Далее по разрезу пестроцветов идут осадки волноприбойного фациального пояса. Они представлены прослоями и пачками известняков (редко доломитовых известняков) разнообразного состава: оолитовых, чаще раковинных, брахиоподовых, коралловых, нередко алевролитовых, песчаных и глинистых. Реже присутствуют серые и зеленовато-серые прослои и пласты гравелитов, песчаников и глинистых алевролитов, породы, характеризующиеся повышенной крепостью, известковостью и наличием детрита фауны. Описываемые отложения слагают верхние части разрезов пестроцветной пачки в нижних частях рек Кепсай, Чеманды, и далее на восток идет постепенное увеличение их мощности до 70 и более метров. В долинах же рек Карачаули и Табылгаты верхние части разрезов сложены розовыми, темно-бор-

довыми, бурыми гравелитами, песчаниками и алевролитами, т. е. отложениями равнинно-русловой и равнинно-пойменных зон. Это свидетельствует о постепенной миграции древнего водотока в западном направлении, что подтверждается дальнейшим ходом осадконакопления в рассматриваемом районе.

Так во время накопления верхней части дунгурминской свиты (конгломератовая, песчаная и гипсоносная пачки нижнеамурского подъяруса) палеогеографическая обстановка вновь изменилась вследствие поднятий, которые отчетливо появились в начальный отрезок времени. Однако в бассейне р. Карачаули и Табылгаты продолжают формироваться осадки равнинно-долинного фациального пояса. Они представлены темно-красными, сургучно-красными, бурыми косослоистыми, струйчатыми или линзовиднополосчатыми от грубо- до тонкозернистых полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, ритмично чередующимися между собой, алевролитами и в гораздо меньшей степени гравелитами. Восточнее, начиная с бассейна р. Кенсай и далее, литологический состав пород резко меняется, здесь на отложениях пестроцветной пачки с резким переходом, и даже с небольшим размывом в долинах р. Упкурсай и правом борту р. Чеманды, залегают сургучно-красные, ярко-бурые, в основном разногалечные конгломераты с маломощными слоями и линзами грубозернистых песчаников и гравелитов. Иногда появляются редкие маломощные (0,2—0,3 м) пласты бурых алевролитов. Галька конгломератов обычно несет следы окатанности, при этом галька гранитоидных пород, содержание которых увеличивается в восточном и северном направлениях, имеет довольно хорошую окатанность. В западных разрезах конгломератов преобладает слабо окатанная галька песчаников и известняков ордовика. В генетическом отношении все это — осадки подгорновеерного фациального пояса и соответствующих зон. Мощность отложений колеблется от 150 до 250 м.

Выше конгломераты сменяются постепенно через переслаивание песчаниками и алевролитами песчаниковой пачки, нижняя часть которой представлена темно-бурыми и сургучно-красными диагонально-слоистыми гравелитами, полосчатыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами, ритмично чередующимися между собой. Верхняя часть сложена в основном средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с незначительными прослоями (до 10—15 см) грубозернистых песчаников и гравелитов. То есть в нижней части преобладают осадки равнинно-русловой зоны, в то время как в верхней

их количество уступает равнинно-пойменным отложениям. Последние представлены глинистыми алевролитами, алевролитами, редко тонкозернистыми песчаниками обычно с аэроморфной окраской. Породы характеризуются отчетливой горизонтальной слоистостью и темно-бурой полосчатостью, имеют значительную протяженность и мощность до 2 м. Наибольшая мощность песчанниковой пачки отмечается в районе оз. Ак-Куль и восточнее его, где мощность достигает 585 м. В южном и восточном направлениях мощность пачки сокращается до 120 м.

Разрезы дунгурминской свиты заканчиваются отложениями гипсоносной пачки, которая с нижележащими породами повсеместно связана постепенными переходами. Она сложена, в основном, тонкозернистыми породами: алевролитами, глинистыми, глинисто-слистистыми сланцами с подчиненными слоями мелко- и тонко-зернистых полевошпат-кварцевых песчаников и известняков. В верхней части появляются пластообразные залежи и линзы белых мелкозернистых гипсов мощностью от 0,5 до 20 м. В генетическом отношении это образования озерных фаций, являющихся конечной, застойной стадией в развитии растекающихся по равнине водных потоков, несущих осадки, в которых отлагаются наиболее тонкие разновидности, и в некоторых случаях происходит образование химических осадков: известняков и гипса. В результате смены знаков колебательных движений нередко происходит периодическое чередование озерных и пойменно-русловых, равнинно-долинных осадков. Мощность отложений до 450 м.

Таким образом, исходя из стадийно-динамического принципа фациального анализа (Попов и др., 1963), в рассматриваемых отложениях киндыкской и дунгурминской свит нами выделяются фации подгорновоерного, равнинно-долинного, мелкозаливного и волноприбойного поясов. Четко отмечаются явления ритмичности фаций во времени и пространстве, подчиняющиеся динамике движения среды и законам осадочной дифференциации вещества. Формирование осадков фациальных поясов происходило в межгорной впадине субширотного направления, где снос обломочного материала происходил с севера. Источником обломочного материала служили близрасположенные массивы гранитоидов, девонских вулканитов, терригенных пород ордовика. При этом отмечаемые рудопроявления цветных металлов, в особенности меди, имеют четкий фациальный контроль и приурочены к дельтовому и мелкозаливным отложениям, что свидетельствует в пользу их осадочного происхождения.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Григорьев К. А.* О базальных конгломератах нижнекаменноугольной красноцветной свиты северного склона хребта Молдо-тау (Северная Киргизия). Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 41, 1960.
2. *Попов В. И., Макарова С. Д., Сташкевич Ю. В., Филиппов А. А.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и метода фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963.
3. *Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. ч. 1, Ташкент, изд-во АН Уз. ССР, 1954.
4. *Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. ч. 2, Ташкент, изд-во АН Уз. ССР, 1956.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

<i>А. С. Ильясова.</i> Кафедре полезных ископаемых Фрунзенского политехнического института 25 лет	3
<i>А. Б. Бакиров, У. А. Асаналиев, К. О. Осмонбетов.</i> Изучение геологических формаций территории Киргизии и принципы их выделения	6
<i>Е. П. Зайченко.</i> К вопросу о выделении магматических формаций в Тянь-Шане и их роль при металлогеническом прогнозировании.	13
<i>А. Б. Бакиров.</i> Определение тектоники	18
<i>У. А. Асаналиев.</i> Некоторые итоги и задачи изучения стратиформных месторождений	31
<i>К. О. Осмонбетов.</i> Геологические особенности ртутных месторождений Тянь-Шаня и их связь с рудными процессами	46
<i>К. О. Осмонбетов.</i> О роли разрывных нарушений в размещении ртутного оруденения и изменение их в связи с рудными процессами	57
<i>А. С. Ильясова, Э. Х. Фриев, А. Х. Гадеев.</i> К вопросу о генезисе Терекского месторождения	65
<i>А. Х. Гадеев.</i> Некоторые особенности формирования сурьмяных месторождений Киргизии	69
<i>В. И. Пугурин.</i> Генезис ртутного оруденения Кенсайской рудной зоны хребта Молдо-Тоо (Киргизия)	74
<i>И. П. Дорошенко, В. С. Шибков, В. А. Ставинский.</i> Рациональные способы повышения эффективности геологоразведочных работ на оловорудных месторождениях Киргизии	80
<i>И. И. Бочкарев.</i> Количественное прогнозирование эндогенных месторождений полезных ископаемых	89
<i>Н. П. Щетников.</i> Закономерности размещения оловянной минерализации на месторождении Аtdжайляу	95
<i>Р. Т. Туляев.</i> Жильные грейзены и оловянно-редкометальное оруденение Сарыджазского рудного района	100
<i>О. А. Тохтоназаров.</i> О соотношениях продуктов сингенетических и эпигенетических процессов в стратиформных месторождениях Чаткало-Нарынской зоны	105
<i>В. Ф. Ким, Э. Х. Фриев, А. Д. Харченко, В. А. Комиссаров.</i> О закономерностях размещения полиметаллическо-редкометальных рудопоявлений в пределах одного из рудных полей Средней Азии.	119

У. У. Усманов. О некоторых закономерностях локализации продуктов выполнения разрывных нарушений и характере распределения в них аксессуарных компонентов	124
И. К. Давлетов. Критерии связи золотого оруденения с гранитоидами	128
У. А. Асаналиев, А. Б. Бакиров, Т. У. Укудеев, Б. М. Туманов. Метаморфизм докембрийско-нижнепалеозойских отложений хр. Джетым-Тоо и верховьев р. Сары-Джаз (Средний Тянь-Шань).	132
К. С. Сагындыков. О Джетымском железорудном бассейне Тянь-Шаня и климата венда Евразии	140
Л. И. Соломович, С. Е. Сабельников. Граниты рапакиви в Южном Тянь-Шане	146
В. Г. Матвеевко. Литолого-фациальные особенности палеозойских красноцветных толщ хребта Молдо-Тоо (Северная Киргизия)	152

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И РУДОНОСНОСТЬ КИРГИЗИИ

В ы п у с к 105

Редактор *С. Е. Аксененко*

Технический редактор *А. В. Мусиенко*

Сдано в набор 17/II-1978 г. Подписано к печати 10/IV-1978 г.
Формат 60×84¹/₁₆. Объем 10,0 физ. печ. л., 9,5 уч. изд. л.
Д—00821. Тираж 500 экз. Заказ № 545. Цена 1 руб. 83 коп.

г. Фрунзе, тип. изд-ва ЦК КП Киргизии, 1978 г.