

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКРЫТОГО ОРУДЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

1780

Прогнозирование
скрытого оруде-
нения на основе
зональности гидрот. мест.
М., 1976.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
СКРЫТОГО
ОРУДЕНЕНИЯ
НА ОСНОВЕ
ЗОНАЛЬНОСТИ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА, 1976



Сборник состоит из двух частей. В первой - освещены некоторые общие проблемы зональности эндогенных рудных месторождений в связи с прогнозом скрытого оруденения. Во второй части приведены обобщающие данные по закономерностям проявления локальной зональности в отдельных группах эндогенных месторождений (оловянных, вольфрамовых, свинцово-цинковых и др.) и примеры успешного использования зональности месторождений для прогноза скрытого оруденения.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов-рудников, минералогов и геохимиков, занимающихся изучением, поисками и разведкой эндогенных месторождений различных металлов, а также может быть полезен преподавателям и студентам старших курсов геологических вузов и факультетов.

Редакционная коллегия: канд. геол.-мин. наук И.Н. Кигаи, чл.-корр. АН СССР Л.Н. Овчинников, доктор геол.-мин. наук Д.О. Онтюев, доктор геол.-мин. наук Н.В. Петровская, доктор геол.-мин. наук Г.А. Соколов (отв. редактор).

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ ЗОНАЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

Редактор В.В. Ершов, Редактор издательства Л.М. Бекасова, Художественный редактор С.А. Литвак, Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 4/II - 1976 г. Т - 03429. Усл. печ. л. 25,2. Уч.-изд. л. 26,9.
Формат 70x108/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 749
Цена 3 р. 02 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Возрастающая потребность в расширении минерально-сырьевой базы страны ставит перед геологической наукой важную задачу — совершенствование методов прогноза эндогенных рудных месторождений. Проблема поисков новых рудоносных территорий и перспективных объектов в различных регионах и районах страны успешно решается методами региональной металлогении и металлогении рудных районов. Эти научные направления, заложенные трудами основоположников учения о металлогении В.А. Обручева, С.С. Смирнова, Ю.А. Билибина и других ученых, весьма плодотворно и с большой эффективностью развиваются во многих научных центрах нашей страны.

Вместе с тем прогнозирование особенно скрытого оруденения в известных рудных узлах и вблизи действующих горнорудных предприятий требует дальнейшей разработки научных основ и методов локального прогноза. Исследование явлений зональности рудных полей и месторождений является одним из таких важных научных направлений при прогнозировании скрытого оруденения. Советские геологи достаточно широко и успешно используют явление зональности для целей оценки перспектив оруденения особенно на глубину и при поисках скрытых рудных тел. Для этого используются закономерности зонального распределения элементов и минеральных комплексов в рудных телах и месторождениях, метасоматическая зональность, зональность геохимических ореолов и т.д.

Возникла необходимость обобщения данных по обширным исследованиям локальной зональности с целью разработки ее теоретических аспектов и совершенствования методов прогноза скрытого оруденения на ее основе. Первая попытка такого обобщения сделана сотрудниками ИГЕМ АН СССР в коллективной монографии "Зональность гидротермальных месторождений", изданной в 1974 г.

В настоящий сборник включены наиболее интересные доклады, сделанные на II Всесоюзном совещании по прогнозированию скрытого оруденения в декабре 1972 г. в Москве. Он состоит из двух частей. В первой части приведены статьи, касающиеся таких проблем зональности эндогенных рудных месторождений, как общие понятия, терминология и систематика явлений зональности, генетические проблемы зональности, термодинамические, структурные и другие факторы возникновения зональности, зональность, геохимических ореолов, математические методы изучения зональности и др.

Вторая преобладающая часть сборника посвящена закономерностям проявления зональности эндогенных месторождений и их

использованию для прогноза скрытого оруденения. По отдельным группам месторождений (оловорудные, вольфрамовые, свинцово-цинковые и др.) вначале приводятся обобщающие статьи, а затем конкретные примеры практического использования зональности для прогноза скрытого оруденения.

Основные задачи и важнейшие направления дальнейших исследований в области зональности эндогенных рудных месторождений освещены в вводных статьях акад. В.И. Смирнова и коллектива авторов (Г.А. Соколов и др.).

В. И. Смирнов

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ¹

Первое совещание по разработке научных основ выявления не выходящих на поверхность рудных тел и месторождений происходило в ноябре 1958 г. Оно было организовано по инициативе О.Д. Левицкого и проходило под его руководством. Главной темой было исследование рудной зональности как базы для прогноза скрытого оруденения.

Настоящее совещание также посвящено научным основам прогноза скрытого оруденения и его центральной темой вновь является исследование рудной зональности.

Обстановка в исследовании этой проблемы за 14 лет, минувших со времени первого совещания, существенно изменилась. Во-первых, накопился новый, огромной важности фактический материал, особенно по зональности эндогенных месторождений золота, олова, урана, вольфрама, молибдена, меди, свинца и цинка, а также некоторых месторождений черных металлов. Получен ценный фактический материал по новым группам рудных месторождений, в частности, по кимберлитам, карбонатитам и альбититам.

Во-вторых, расширился подход к исследованию зональности. Зональность рудных тел в настоящее время не рассматривается изолированно. Теперь в поле зрения исследователя рудных месторождений находится зональность региональная, рудных районов, полей, месторождений и уже затем рудных тел, хотя надо сказать, что по-прежнему в центре проблемы зональности остается тело как таковое.

В-третьих, в исследование зональности вовлечен анализ минерального и химического состава не только рудных тел, но и окаймляющих их измененных пород и эндогенных ореолов рассеяния. При этом залежи промышленных руд иногда стали рассматривать лишь как своего рода "ураганные пробы" на общем широком рассеянном фоне рудной минерализации.

В-четвертых, появились новые методы и приемы исследования рудной зональности, среди которых может быть отмечен: трендовый анализ зональности в плоскости рудных тел, основанный на определении температур рудоотложения методами гомогенизации и декрепитации, позволяющими оценивать зональность с позиции температурного поля в период рудообразования. Далее, производится анализ изменчивости и корреляционных связей между рудообразующими

¹ Вступительное слово на открытии II Всесоюзного совещания по прогнозированию скрытого оруденения в декабре 1972 г.

элементами и элементами-спутниками. Проводится расчет коэффициентов парной, частной и множественной продуктивности и корреляции между рудообразующими и ореолообразующими элементами. Наконец, производится подбор монотонно меняющихся геохимических показателей, наиболее строго фиксирующих зональность, ее контрастность и интенсивность. Намечены первые общие исследования зональности на моделях рудных тел с использованием специально разработанных программ для электронно-вычислительных машин.

Таким образом, накопился принципиально новый по подходам к исследованию зональности фактический материал. Поэтому на настоящее совещание съехались геологи научных и производственных организаций из тех районов Советского Союза, для которых проблема зональности рудных месторождений является весьма важной.

В настоящее время проблема зональности находится на такой стадии решения, что мы, по-видимому, недалеко от того момента, когда может быть сформулирована общая теория зональности при эндогенном рудообразовании. Но еще многое нужно сделать. В дальнейшем, наряду с накоплением фактического материала по различным типичным геологическим ситуациям и группам месторождений, необходима углубленная разработка ряда специальных тем. Среди них могут быть названы следующие направления, как нам представляется, еще недостаточно исследованные. Во-первых, изучение истории возникновения зональности. Дело заключается в том, что рудные месторождения и отдельные рудные тела являются естественными историческими образованиями и поэтому при их характеристике важно не только нарисовать максимально точную картину объекта, но и раскрыть условия ее возникновения. Этой стороне дела - истории возникновения зональности в процессе формирования рудных месторождений, пока еще не уделяется достаточного внимания. А между тем, вопросы соотношения накопления промышленного оруденения, образования зон измененных пород, ореолов рассеяния должны рассматриваться не только в пространстве, но и во времени. Только в этом случае можно рассчитывать на совершенное решение проблемы, связанной с изучением зональности рудных тел и месторождений.

Во-вторых, еще недостаточно налажены исследования особенностей зональности в зависимости от химизма рудообразующих растворов, форм переноса вещества, участвующего в рудообразовании. В настоящее время для месторождений ряда металлов намечены наиболее реальные схемы переноса рудообразующих веществ. Формы переноса вещества и взаимодействие рудообразующего вещества с вмещающими породами пока еще слабо используются для объяснения зональности месторождений тех или иных генетических типов, тех или иных металлов. Далее, пока еще недостаточно организованы исследования объемной зональности, т.е. зональности, наблюдаемой по всем трем направлениям рудных тел: по мощности, простиранию и глубине.

И, наконец, уже наступило такое время, когда нам следует все более стремиться к созданию математических моделей различных групп зональностей, которые могут послужить наиболее точной основой для анализа и классификации.

Задача совещания состояла в том, чтобы критически проанализировать новейшие материалы и укрепить научные позиции в понимании условий возникновения месторождений, их зонального строения и оценки этих данных для практики поисков и разведки.

ЧАСТЬ 1 ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г. А. Соколов, **В. Н. Дубровский**,
И. Н. Кугай, Д. О. Оитов

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ И ТИПИЗАЦИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В общей проблеме прогнозирования эндогенных рудных месторождений можно выделить: региональный прогноз, проводимый на основе металлогенического анализа крупных территорий, и локальный прогноз — прогнозирование новых рудных месторождений и рудных тел, а также скрытого оруденения в известных рудных районах и вблизи действующих горнорудных предприятий.

В решении задач локального прогноза наряду с различными другими аспектами геологии рудных месторождений важное значение приобретает выяснение закономерностей зонального распределения оруденения в пределах рудных районов, узлов и полей, месторождений и рудных тел.

Изучение вопросов зональности оруденения имеет давнюю историю. Еще в прошлом веке геологи Корнуэлла де ля Беш (Beche de la, 1839), Хинвуд (Hinwood, 1843), а в начале этого столетия Коллинз (Collins, 1902), Д. Сперг (Spurr, 1907) и Эммонс (Emmons, 1924, 1936) пытались применить закономерности проявления зональности для оценки перспектив оруденения на глубину. Большой вклад в изучение зональности месторождений внесли работы С.С. Смирнова (1937), А.В. Королева (1949), Ф.И. Вольсона и В.А. Невского (1949), Ю.А. Билибина (1951), О.Д. Левицкого и В.И. Смирнова (1959), В.И. Смирнова (1960), Ф.В. Чухрова (1948, 1960), Н.А. Хрущова (1953, 1963), Е.А. Радкевич (1963; 1971), Г.Н. Щербы (1955, 1960) и других советских геологов, а также зарубежных исследователей (Park, 1955, 1957; 1963; Kutina, 1957, 1965 и др).

Серьезным шагом в направлении разработки научных основ использования зональности для локального прогнозирования был созыв в 1958 г. по инициативе О.Д. Левицкого Первого Всесоюзного совещания по скрытому оруденению. За истекшие 15 лет у нас в СССР развернулись широкие исследования по детальному изучению зональности гидротермальных месторождений олова, вольфрама, молибдена, бериллия, тантала, свинца и цинка, меди, золота, сурьмы и ртути. Большие успехи достигнуты в области разработки теории метасоматической зональности при процессах рудообразования (Коржинский, 1953, 1965, 1970; Жариков, 1959, 1970 и др.), а также при изучении зональности геохимических ореолов (Овчинников, Григорян, 1970). Все это вместе взятое в значительной мере способствовало открытию новых рудных месторождений и расширению сырьевой базы отдельных металлов в нашей стране.

В настоящее время возникает необходимость обобщения большого фактического материала по изучению зональности разнообразных гидротермальных мес-

торождений, генетических особенностей ее возникновения и на этой основе усовершенствования методов практического использования зональности при прогнозировании скрытого оруденения.

В процессе развития учения о зональности оруденения и сопутствующей минерализации происходит выработка основных понятий и терминологии в этой области. Естественно, что пока у исследователей наблюдается значительное разнообразие подходов, представлений, формулировок и терминов. Вместе с тем, раскрытие закономерностей в проявлениях зональности, а следовательно, и ее использование в практических целях, происходило бы успешнее, если бы общие понятия, типизация и основная терминология быстрее становились общепризнанными, т.е. разделялись бы большинством изучающих и использующих зональность. На Пражской международной конференции 1963 г. по проблемам постмагматического рудообразования было положено начало усилиям в достижении общих точек зрения относительно самого понятия "зональность рудных месторождений". Необходимо, чтобы эти усилия продолжались и дальше, расширяя круг рассматриваемых сторон проблемы зональности.

В настоящей работе на обсуждение читателей выносятся предложения, касающиеся некоторых общих понятий в области зональности, а также системы признаков, используемых для констатации зональности, описательных категорий зональности и вопросов ее систематики. Предложения составлены авторами на основе анализа опубликованных материалов и личного опыта изучения зональности месторождений при стремлении сохранить все, по их мнению, целесообразное в опубликованных предложениях.

Некоторые общие понятия и терминология, относящиеся к зональности гидротермальных месторождений

1. До недавнего времени в геологической литературе отсутствовало общее определение понятия "зональность". И лишь на конференции в Праге в 1963 г. были предложены различные варианты определения этого понятия (Вольфсон, 1963; Кутина, Парк, Смирнов и др., 1965). С учетом указанной дискуссии рекомендуется следующее определение понятия "зональность", близкое к предложенному В.И. Смирновым.

Зональность рудных тел, месторождений и более крупных единиц — это закономерное, в виде зон той или иной конфигурации, распределение в пространстве химических элементов, минералов и минеральных ассоциаций (в том числе и парагенетических)¹, а также иных особенностей состава и строения руд и окolorудно-измененных пород. Она обусловлена развитием в пространстве и во времени процессов минерализации в меняющихся геологических и физико-химических условиях.

2. Из терминов, касающихся временных соотношений эндогенной минерализации, в литературе наиболее часто употребляются термины "этап минерализации" и "стадия минерализации", введенные А.Г. Бетехтиным (1958). Однако среди исследователей рудных месторождений отмечается различное толкование этих понятий и разный подход к критериям их выделения.

По степени продолжительности эндогенной минерализации в связи с процессами тектоники и магматизма, с учетом имеющихся в литературе предложений (Петровская, 1965; Котляр, 1966; Рундквист, 1965; В.И. Смирнов, 1968; Фаворская, 1969), может быть намечена следующая градация понятий, относящихся к временным соотношениям эндогенной минерализации (табл. 1). В соответствии с указанной градацией, нами под эпохой минерализации понимается период разнообразной эндогенной минерализации, связанный с проявлением нескольких разновозрастных магматических комплексов в течение одного тектоно-магматического цикла.

¹ По А.Г. Бетехтину (1949), Д.С. Коржинскому (1957) и Н.В. Петровской (1965, 1967).

Таблица 1

Градация геологического времени эндогенной минерализации

Период времени эндогенной минерализации	Проявление тектоники и магматизма	Продолжительность (ориентировочно), лет
Эпоха минерализации (синонимы – металлогеническая эпоха, цикл минерализация)	Тектоно–магматический цикл	Сотни и десятки миллионов
Этап минерализации	Формирование одного магматического комплекса в связи с развитием тектоники и процессов метаморфизма	Первые десятки (10–30) миллионов
Стадия минерализации	Становление конкретного магматического тела, внутриминерализационные дайки и межстадийные тектонические деформации	Несколько (2–5) миллионов – сотни тысяч
Степень минерализации (синоним – ритм минерализации)	Внутростадийные тектонические подвижки	Десятки и первые тысячи

Этап минерализации – это период, в течение которого формируются минеральные образования, в том числе и руды, в результате деятельности нескольких потоков гидротермальных растворов, связанных с проявлениями определенного магматического комплекса. Продолжительность этапа минерализации по геологическим и геохронологическим данным оценивается в первые десятки (10–30) миллионов лет.

Однако в литературе этот термин иногда употребляется и в другом значении, а именно: этап минерализации – это промежуток времени, в течение которого выделение минералов происходит из сред одного определенного фазового состояния – расплавов, газообразных флюидов, жидкостей. Соответственно выделяются магматический, пневматолитовый, гидротермальный этапы (по А.Г.Бетехтину). По мнению авторов, при анализе истории формирования месторождений, явлений зональности и металлогении отдельных районов наиболее целесообразно использование данного термина в его первом, вышеприведенном значении.

Этапы минерализации выделяются по данным геологических и геохронологических датировок пород и минеральных образований, по различию магматических комплексов, с которыми они связаны, а также по характеру проявления разрывной тектоники и метаморфизма пород.

Опыт исследований показывает, что формирование отдельных рудных месторождений в большинстве случаев происходит в один этап минерализации, т.е. они являются одновозрастными в геологическом смысле; сравнительно реже отмечается многоэтапное их формирование.

Стадия минерализации – это период минералообразования, в течение которого происходит формирование определенных минеральных ассоциаций, включая околорудные метасоматиты, при участии гидротермальных растворов одного и того же потока; каждая стадия заканчивается, как правило, в условиях равновесия между растворами и окружающей средой. Появление нового потока растворов дает начало следующей стадии минерализации с формированием

Таблица 2

Важнейшие критерии выделения стадии минерализации при формировании гидротермальных месторождений

Группы критериев	Отдельные критерии	Степень надежности	Степень распространенности
Магматические	1. Внутриминерализационные) дайки и тела изверженных пород	Очень большая	Относительно редкая
Геолого-структурные	2. Изменения структурных условий формирования месторождений, рудных тел	Очень большая	Средняя
	3. Пересечения ранних жил или рудных тел поздними на всей площади рудного поля и на значительную глубину, иногда сопровождаемые брекчированием ранних минеральных комплексов с цементацией их обломков минералами поздней стадии	Большая	Большая
Минералого-геохимические	4. Последовательность в образовании минеральных ассоциаций, слагающих тела, с фациальными изменениями их состава, нередко отмечаемое циклическое изменение минерального состава	Очень большая	Большая
	5. Характерные околорудные изменения вмещающих пород каждой стадии с учетом влияния литологии пород; иногда один тип изменения сменяется другим или повторяется в те или иные стадии минерализации	Очень большая	Очень большая
	6. Свойственные для каждой стадии главные, второстепенные, редкие и рассеянные элементы, либо образующие типоморфные минералы, либо входящие в качестве типоморфных примесей в состав других минералов	Низкая	Средняя
Физико-химические	7. Циклические изменения режима кислотности-щелочности растворов, фиксируемые по характеру смены минеральных ассоциаций в жилах и околорудных метасоматитах	Очень большая	Большая
	8. Закономерные повторяющиеся изменения плотности растворов, состава газовой фазы и температуры гомогенизации газовой-жидких включений в минералах	Средняя	Относительно редкая

рудных парагенезисов и околорудных изменений боковых пород, так или иначе отличающихся от минеральных ассоциаций предшествующей стадии. Продолжительность стадии минерализации оценивается в первые (2-5) миллионы и сотни тысяч лет.

Более дробный интервал времени, как часть стадии минерализации, в течение которого образуется одна или несколько (но синхронных) парагенетических минеральных ассоциаций, определяется как ступень минерализации.

Выделение стадии минерализации при формировании месторождений представляет сложную задачу. Старые критерии, в частности, чисто структурные, оказываются недостаточными, а данные абсолютной геохронологии при современной точности анализа для этой цели не применимы. Наиболее надежным представляется использование нескольких групп критериев в их тесном сочетании — магматических (в частности, внутриминерализационные дайки), геолого-структурных, минералого-геохимических и физико-химических (табл. 2).

Признаки выявления зональности, виды зональности

Важнейшие признаки, по которым выявляется локальная зональность, могут быть объединены в четыре группы (табл. 3): минералого-геохимические, физико-химические и физические, особенности строения минеральных агрегатов и структурно-морфологические. Внутри каждой группы выделяются отдельные признаки, степень важности которых довольно различна. По совокупности указанных признаков различают виды зональности: минеральную зональность рудных тел и месторождений, зональность околорудных метасоматитов, геохимическую зональность, в том числе зональность геохимических ореолов, зональность в распределении элементов-примесей в рудах и минералах и т.д.

Описательные категории зональности

В целях достижения необходимой полноты и систематичности описаний зональности рекомендуется руководствоваться следующими группами описательных характеристик.

1. По масштабу проявления зональности различают зональность трех порядков: а) региональную зональность (рудноносные провинции и регионы); б) зональность рудных районов и узлов; в) локальную зональность — зональность рудных полей, месторождений и рудных тел.

2. Параметры или характеристики зональности — это количественные и качественные изменения тех или иных признаков зональности.

Наиболее часто наблюдаются изменения в пространстве минеральных ассоциаций, образовавшихся либо в различные этапы и стадии минерализации, либо в течение одной стадии, фиксируемые, как правило, сменой парагенетических ассоциаций минералов. На количественной основе устанавливаются закономерные изменения в пространстве, особенно с глубиной, содержания ведущих и второстепенных металлов, некоторых щелочных, петрогенных, редких и рассеянных элементов и их парных отношений в рудах, околорудных метасоматитах, в отдельных минералах, особенно в минералах переменного состава. Закономерные изменения в пространстве некоторых физических свойств минералов (удельный вес, пористость, термо-э.д.с., электронная проводимость и др.), температуры их образования и других физико-химических условий рудообразования (Р, рН, Eh и т.д.) также служат количественной характеристикой наблюдаемой зональности.

3. По характеру сочетания зон можно различать зональность: контрастную и неконтрастную, повторяющуюся (ритмическую) и неповторяющуюся. При этом контрастность зональности может быть высокой (при полном разобщении зон, без перекрытий), средней (частичное совмещение и перекрытие зон) и низкой (сильное перекрытие зон).

Таблица 3

Важнейшие признаки выявления локальной зональности

Группы признаков	Отдельные признаки	Степень важности признаков
Минералого-геохимические	1. Смена минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела и околорудные метасоматиты	Очень важная
	2. Изменения в содержании основных и второстепенных химических элементов в рудах и их парных отношений	Очень важная
	3. Изменения состава элементов в геохимических ореолах и их корреляционных отношений	Очень важная
	4. Вариации состава минералов переменного состава, т.е. относящихся к изоморфным группам	Очень важная
	5. Изменения содержаний элементов-примесей в минералах	Очень важная
Физико-химические и физические	6. Изменения температуры гомогенизации и декрепитации и состава газожидких включений в минералах	Очень важная
	7. Вариации изотопных соотношений в минералах	Умеренная
	8. Изменения некоторых физических свойств минералов (диэлектрические постоянные, термо-э.д.с., электронная проводимость и т.д.)	Умеренная
	9. Вариации других типоморфных особенностей минералов и минеральных ассоциаций	Умеренная
Особенности строения минеральных агрегатов	10. Изменения текстурно-структурных особенностей руд	Важная
Структурно-морфологические	11. Изменения морфологии и условий залегания рудных тел (например, смена штокеркового типа жильным)	Очень важная

4. Направление констатации зональности в пространстве. В зависимости от условий залегания рудных тел и месторождений зональность может быть выявлена по вертикали, в плане или горизонтальном сечении, в продольном и поперечном разрезе рудных тел или в разрезе других направлений.

5. Фокусы зональности — это геологические образования, относительно которых зональность проявляется. К таковым относятся: материнский интрузив или его апикальные части, купола, пологая кровля, другие контактовые поверхности; пред- или внутрирудные дайки; участки метаморфизма пород (например, поля роговиков); вулканические аппараты; трубки взрыва; раствороподводящие разломы, их пересечения и сочленения; фокусы пучков жил; центры всесторонне раскрывающихся трещин; осевые зоны складок, пликативные купола; дорудные магматические тела (штоки и др.) как жесткие упоры при трещинообразовании и т.д.

По отношению к указанным фокусам зональность может быть симметричной и асимметричной в зависимости от особенностей проявления прерудной и вну-

трирудной тектоники, а также центробежной и центростремительной по последовательности образования минеральных зон в пространстве и во времени. В тех случаях, когда ранние минерализации охватывают большие объемы и широкие площади, а последующие постепенно суживаются к локальным внутренним зонам, возникает центростремительная зональность. Если же процессы минерализации от ранних к поздним развиваются от центральных частей рудоносной площади к внешним, то образуется центробежная зональность (Рундквист, Неженский, 1973).

6. Градиент зональности – это степень или мера изменчивости в пространстве основных характеристик или параметров зональности (например, изменения содержания металла в рудах на 100 м глубины). Эта величина имеет значение для прогноза оруденения в тех частях месторождений, где рудные тела еще не вскрыты, а также для сравнительной оценки интенсивности проявления зональности в различных месторождениях.

7. Ряды зональности. В преобладающем большинстве эндогенных месторождений отсутствует, как показал С.С. Смирнов, единый универсальный ряд зональности металлов по Эммонсу. Вместе с тем в зависимости от генетической связи месторождений с магматизмом и металлогенической специализации интрузивных комплексов в отдельных группах гидротермальных месторождений наблюдаются ряды зональности, характерные для каждой из них.

Так, в месторождениях олова, вольфрама, молибдена, бериллия, тантала и других (I группа), генетическая связь которых с интрузивами гранитоидной формации с той или иной достоверностью устанавливается достаточно четко, по данным многих исследователей, характерны ряды горизонтальной зональности, приведенные в табл. 4.

Таблица 4

Ряды зональности основных и второстепенных (в скобках) элементов в некоторых гидротермальных месторождениях

Ряды зональности	Месторождения
А. Ряды горизонтальной зональности в месторождениях I группы	
Ta → (W, Be) → (Sn)	Танталовые месторождения
(Ta, Be) W → W(Bi) → W, Sn(Pb, Zn)	Редкометалльно-вольфрамитовые
W(Bi) → W, Zn, Pb, (Ag) → (Sb)	Сульфидно-вольфрамитовые
(Sn, W) → Sn(B, As) → Sn, Fe,	Силикатно-сульфидно-касситеритовые
(Cu), Zn → Zn, Pb(Ag) → (Sb)	
Mo → W(Bi) → W, Zn, Pb(Ag)	Молибденит-сульфидно-вольфрамитовые
Mo → (Cu) → (Zn, Pb)	Молибденитовые и медно-молибденитовые
Б. Ряды вертикальной зональности (снизу вверх) в месторождениях II группы	
Fe → Zn → Zn, Pb → Pb(Sb, Ag)	Свинцово-цинковые и скарново-свинцово-цинковые месторождения, залегающие в карбонатных породах, в перемежающейся толще карбонатных и алюмосиликатных пород и в гранитоидах
Fe → Cu → Cu, Zn → Zn, Pb(Sb, Au, Ag)	Медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические, залегающие в осадочно-вулканогенной толще
Cu → Zn → Zn, Pb → Pb	Барито-свинцово-цинковые и некоторые золото-полиметаллические, залегающие в вулканогенной толще

Примечательной особенностью указанных рядов горизонтальной зональности являются резкие различия начальных их членов, что, видимо, отражает геохимические особенности рудоносных интрузивов, с которыми связаны эти месторождения, и вместе с тем близкое сходство конечных членов рядов, т.е. зон, обогащенных существенно халькофильными элементами (Zn, Pb, Ag, Sb).

В месторождениях свинца и цинка, меди и частично золота и других металлов (II группа), генетическая связь которых с конкретными интрузивами отсутствует, но отмечается близкая возрастная и пространственная связь с дайковым комплексом и вулканизмом, слабо проявлена горизонтальная зональность, но весьма характерна вертикальная зональность.

По данным ряда исследователей (Иванкин, 1959, 1966; Зленко, 1962; Логинов, 1963, 1973; Чумаченко и др., 1972; Терзиев, 1966; Giuşca et al., 1963; Kodera, 1963, и др.), здесь намечаются следующие ряды вертикальной зональности (см. табл. 4). Обращает внимание появление на нижних горизонтах рассматриваемых месторождений зон существенно пирротиновых и сфалерит-пирротиновых, а особенно медно-пирротиновых, медно-цинковых и медных руд в тех месторождениях, которые залегают в осадочно-вулканогенных и вулканогенных толщах. Вместе с тем на верхних горизонтах этих месторождений повсеместно проявлена свинцовая и сложная сульфосольная минерализация с баритом или с золотом, серебром и теллуrom.

Систематика зональности гидротермальных месторождений

В настоящей работе с учетом имеющихся в литературе данных предлагаются следующие варианты систематики зональности.

А. По способу образования месторождений и рудных тел.

1. При преимущественной роли процессов выполнения полостей и раскрывающихся трещин – зональность отложения.

2. При преобладающем процессе замещения пород – метасоматическая зональность, подразделяемая, как известно, на диффузионную и инфильтрационную.

3. При комбинации обоих способов – замещения и выполнения – комбинированная зональность.

Б. По относительному расположению минеральных или иных зон в пространстве выделяются следующие морфологические типы зональности, хорошо известные исследователям рудных месторождений.

1. Горизонтальная зональность при вертикальной или крутонаклонной ориентировке границ зон, среди которой следует различать по отношению к контурам рудных тел и месторождений поперечную, продольную (или фланговую) и концентрическую.

2. Вертикальная зональность при горизонтальной или пологой ориентировке границ зон, среди которой различают "прямую", "обратную", концентрическую (симметричную и асимметричную) и ярусную зональность.

3. Объемная зональность как сложное сочетание горизонтальной и вертикальной зональности.

В геологической литературе в большинстве случаев детально освещаются первые два типа и недостаточно внимания уделяется изучению третьего типа – объемной зональности, имеющей существенное значение при прогнозе скрытого оруденения в глубинных частях рудных полей и месторождений. При "прямой" зональности имеет место смена снизу вверх ранней минеральной ассоциации более поздней, а при обратном их расположении возникает "обратная" зональность.

В. По продолжительности периодов минералообразования в соответствии с ранее намеченной градацией понятий могут быть выделены следующие хронологические типы зональности.

1. Полициклическая зональность – это зональность, обусловленная закономерным пространственным размещением месторождений, возникших в различные

Таблица 5

Факторы образования и генетические типы локальной зональности гидротермальных месторождений

Основные факторы формирования зональности	Генетические типы зональности
А. Геологические факторы	
Состав вмещающих пород	Литогенная
Физико-механические свойства пород	
Типы деформации и структурные условия формирования месторождений	Структурогенная
Процессы метаморфизма:	
а) сорудный метаморфизм вмещающих пород	Метаморфогенная
б) пострудный метаморфизм	
Смещение ювенильных растворов с вадозными водами	Полигидрогенная
Б. Физико-химические факторы	
Градиент температуры	Термогенная
Градиент давления	Барогенная
Изменения кислотности – щелочности растворов	Ацидогенная
Изменения окислительно-восстановительного потенциала	Редоксигенная
Изменения концентрации или активности компонентов в растворах, различия в устойчивости комплексных соединений и др.	Концентрационная

эпохи или циклы минерализации. Она часто проявляется как региональная зональность, однако она отмечается в некоторых рудных районах и рудных узлах (например, в Кличкинском рудном узле, по П.В. Комарову).

2. Многоэтапная зональность – это закономерное зональное размещение минеральных комплексов, возникших в различные этапы минерализации в течение одной какой-либо эпохи минерализации. Она обычно наблюдается в рудных районах и в рудных узлах и в меньшей степени – в месторождениях.

3. Многостадийная зональность (взамен терминов "полиасцендентная", "пульсационная", "I рода", "стадийная") – зональное распределение минеральных ассоциаций, образовавшихся в различные стадии минерализации, но в течение одного этапа.

4. Одностадийная зональность (взамен терминов "моноасцендентная", "отложения", "II рода", "фациальная") – зональное распределение минералов и минеральных ассоциаций, образовавшихся в течение одной стадии минерализации.

Г. По преимущественному влиянию геологических и физико-химических факторов, определяющих возникновение зональности, предлагается следующая генетическая систематика локальной зональности (табл. 5).

Термины, характеризующие тот или иной генетический тип зональности, должны отражать преимущественное влияние на возникновение зональности отдельных геологических и физико-химических факторов. В литературе широко распространены термины "температурная зональность", "структурная зональность", "зональность состава пород" и др., что в прямом смысле означает зональность соответственно температур, структур и состава пород. Между тем, мы имеем в виду зональность минералов и минеральных ассоциаций, обусловленную влиянием этих факторов. Поэтому термины, определяющие генетические

типы зональности, должны образовываться путем сочетания слова, так или иначе обозначающего ведущий фактор, со словом "генная", например, "структурогенная", "термогенная"; отход от этого способа допущен лишь для "концентрационной зональности" в связи с трудностью краткого наименования действующих в данном случае факторов.

Выяснение тех или иных факторов возникновения зональности и выделение на этой основе ее генетических типов с достаточной достоверностью может быть проведено в классе "одностадийной зональности".

Более сложную задачу представляет выделение генетических типов в классе "многостадийной зональности", хотя здесь в пределах отдельных стадий минерализации действуют те же самые факторы, что и при "одностадийной зональности", однако влияние таковых в процессе последовательных проявлений стадии минерализации изучено еще недостаточно. Можно лишь отметить четкое влияние структурного фактора: при совмещении минеральных комплексов разных стадий, но зонально расположенных в одних и тех же структурах, возникает "совмещенная многостадийная зональность", а при разобщении минеральных комплексов различных стадий в разных структурах образуется "разобшенная многостадийная зональность".

Предложенные авторами генетические типы зональности в процессе дальнейших исследований могут быть уточнены и усовершенствованы как в смысле полноты учета факторов, определяющих типы зональности, так и в части их номенклатуры и применяемой терминологии.

В решении генетических аспектов зональности большое значение имеют экспериментальные исследования по моделированию явлений зональности, которые у нас, к сожалению, пока еще развиты слабо. В большинстве гидротермальных месторождений наблюдается сложное сочетание морфологических и генетических типов зональности. Выяснение наиболее характерных сочетаний указанных типов зональности в отдельных группах гидротермальных месторождений имеет важное научное и прикладное значение.

В заключение необходимо остановиться на некоторых основных направлениях в области исследования зональности гидротермальных месторождений в связи с проблемой прогнозирования скрытого оруденения. Важнейшими среди них являются следующие.

1. Всестороннее комплексное изучение зональности руд, околорудных метасоматитов и геохимических ореолов в месторождениях различных генетических групп и разнообразных рудных формаций с количественной характеристикой параметров зональности и их изменчивости в пространстве.

2. Расширение исследований по изучению горизонтальной, вертикальной и особенно объемной зональности не только рудных тел и месторождений, но и, в пределах рудных полей, рудных узлов и рудных районов. Обратить особое внимание на изучение флангов рудоносных зон и периферических частей рудоносных площадей, особенно вдоль благоприятных структур, с целью обнаружения возможного скрытого оруденения на глубине.

3. Выяснение типоморфных элементов, минералов и минеральных ассоциаций в надрудных, рудных и подрудных вертикальных зонах с целью разработки критериев оценки степени эрозионного среза, вертикального интервала и глубинности оруденения, а также индикаторных признаков скрытого оруденения.

4. Продолжать разработку и совершенствование методов исследования зональности - геологических (структурные и др.), минералогических (парагенезисы минералов, типоморфные свойства и состав минералов и т.д.), геохимических (геохимические ореолы, изотопия элементов, газовые ореолы и др.), термобарометрии, физических (электронная проводимость, термо-эд.с., ЭПР, ЯМР, др.), геофизических и др. Важную роль при анализе явлений зональности могут играть математические методы с применением ЭВМ.

5. Обобщение и систематизация обширного фактического материала по зональности эндогенных месторождений с выделением наиболее характерных природных типов зональности применительно к месторождениям разных генетических групп и рудных формаций.

6. Продолжение разработки генетических вопросов зональности эндогенных месторождений на основе современных достижений в области геологии рудных месторождений, геохимии и минералогии, а также смежных наук — химии, физической химии и физики.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А.Г. Понятие о парагенезисе минералов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1949.
- Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Бетехтин А.Г. О стадиях минерализации в эндогенных рудных месторождениях. — В кн.: Текстуры и структуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности в рудных месторождениях. — Записки Всес. минер. об-ва, 80, № 2, 1951.
- Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. К вопросу о зональности эндогенного оруденения. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1965.
- Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — Труды ИГЕМ, вып. 14, 1959.
- Жариков В.А. Скарны и рудообразование. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., изд-во "Недра", 1970.
- Зленко Б.Ф. Изменения вмещающих пород и стадии минерализации на Вавилонском месторождении (Рудный Алтай). — Геол. рудн. месторождений, № 1, 1962.
- Иванкин П.Ф. Зональность колчеданного ряда месторождений Иртышской зоны смятия на Алтае. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1959.
- Иванкин П.Ф. О соотношениях некоторых рудных формаций и их смене по простиранию рудных поясов. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., изд-во "Наука", 1966.
- Коржинский Д.С. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. II, Прага, 1965.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д.С. Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., изд-во "Недра", 1970.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Королев А.В. Зависимость зонального оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Котляр В.Н. О длительности формирования постмагматических месторождений разной глубинности. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., изд-во "Наука", 1966.
- Левцкий О.Д., Смирнов В.И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на дневную поверхность. — Сов. геология, № 2, 1959.
- Логинов В.П. Основные типы первичной зональности колчеданных месторождений Урала. — В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., Госгеол-издат, 1963.
- Логинов В.П. Зональность медно-колчеданных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных месторождений, т. 2, М., изд-во "Наука", 1973.
- Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений, ч. 1. Иркутск, 1970.
- Петровская Н.В. О понятии "парагенетическая минеральная ассоциация". — Геол. рудных месторождений, № 2, 1967.
- Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. — Геол. рудн. месторождений, № 1, 1965.
- Радкевич Е.А. К вопросу о типах зональности в оловянных и полиметаллических месторождениях Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I. Прага, 1963.
- Радкевич Е.А. Критерии глубинности и зональности. — В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971.

Радкевич Е.А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. — Сов. геология, № 9, 1959.

Рундквист Д.В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил и прожилков грайзеновых месторождений. — Записки Всес. минер. об-ва, 94, вып. 1, 1965.

Рундквист Д.В., Неженский И.А. Структура зональности рудных формаций и место вольфрамового оруденения в сводном ряду зональности. — В кн.: Минералогия, геохимия и особенности генезиса вольфрамовых месторождений СССР. Л., изд-во ЛГУ, 1973.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во "Недра", 1968.

Смирнов В.И. Региональная и локальная эндогенная зональность. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. II, Прага, 1965.

Смирнов В.И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. — В кн.: Генетические проблемы руд. Докл. сов. геологов на XXI сесс. МГК, пробл. 16. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Смирнов В.И., Кутина Я., Парк Ч. К понятию зональности и соотношениям между зональностью и парагенезисом (дискуссия). — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. II, Прага, 1965.

Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1937.

Терзиев Г.И. О гипогенной зональности руд полиметаллического месторождения Челопеч (Болгария). — Геол. рудн. месторождений, 8, № 3, 1966.

Фаворская М.С. Некоторые аспекты проблемы связи оруденения с магматизмом. — В кн.: Связь магматизма и эндогенной металлогении с блоковой тектоникой. М., изд-во "Наука", 1969.

Хрушов Н.А. О вертикальной зональности молибденовых месторождений. Записки Всес. минер. об-ва, 82, № 1, 1953.

Хрушов Н.А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага, 1963.

Чумаченко Н.М., Санин Б.П., Свирский М.А., Полетаев В.В. Роль зональности в скарновых образованиях Савинского № 5 свинцово-цинкового месторождения для оценки перспектив его глубоких горизонтов. — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Труды Симпозиума, ч. 1. Алма-Ата, 1972.

Чухров Ф.В. Восточно-Коунрадское месторождение как представитель кварцево-молибденовой формации Центрального Казахстана. — Сов. геология, № 31, 1948.

Чухров В.Ф. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. — Труды ИГЕМ, вып. 50. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Шерба Г.Н. Геологические условия образования некоторых штокверков и зональность оруденения. — Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 21, 1955.

Шерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.

Bech de la H.T. Report on the geology of Cornwall. Devon and West Somerset. London, 1839.

Collins I.H. Notes on the principal lead-bearing lodes of the west of England. — Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall, 12, 713, 1902.

Emmons W.H. Primary downward changes in ore deposits. — Trans. Amer. Inst. Met. Min. Eng., 70, 1924.

Emmons W.H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. — Intern. geol. Congr. XVI sess. Washington, 1936.

Giusca D.D., Maniligi V., Stiopol V. Contributions à l'étude du gisement de Baia Sprie (region de Baia Mare). — В кн.: Карпато-Балканская геол. асс., V съезд: II, Бухарест, 1963.

Hinwood W.I. The metalliferous deposits of Cornwall and Devon. — Trans. Roy. Geol. Soc., Cornwall, 5, 1700.

Kodera M. Gesetzmässigkeiten der Zonalenverteilung der Mineralisation an der Sulvulkamischen polymetallischen Lagerstätten Banska Stiavnica. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага, 1963.

Kutina I. The zonal theory of ore deposition. — Econ. Geol., 52, N 3, 1957.

Kutina I. The concept of monoascent and polyascent zoning. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 2. Прага, 1965.

Park Ch.F. The problem of vertical zoning. — Econ. geol., 52, N 5, 1957.

Park Ch.F. The zonal theory of ore deposits. — Econ. Geol., 50, pt. 1, 1955.

Park Ch.F. Zoning in ore deposits (The pulsation theory and the role of structure in zoning). — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I. Прага, 1963.

Spurr J.E. A theory of ore depositions. — Econ. geol., 2, N 8, 1907.

Spurr J.E. The zonal theory of ore depositions. — Eng. Min. I, Press, 113, N 12, 1922.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сто тридцать пять лет прошло со времени появления одной из первых работ по зональности оруденения — работы Беша по Корнуэллу (Bèche de la., 1839). С тех пор интерес к вопросам зональности оруденения не угасал. И это не удивительно: изучая проблему зональности, мы затрагиваем целый комплекс важнейших вопросов рудообразования вообще и, в частности, прогнозирования оруденения на глубину и поисков скрытого оруденения, т.е. самых острых вопросов практической геологии. Несмотря на усилия большого числа советских и зарубежных геологов, использование зональности в практических целях до сих пор носит преимущественно эмпирический характер, поскольку кардинальные вопросы генетической природы зональности продолжают оставаться остро дискуссионными.

Причина затруднений вполне ясна. Хотя зональность гидротермального оруденения обнаруживается обычными методами геологоструктурного и минералогического картирования, необходимой предпосылкой выяснения закономерностей и причин зональности является детальный анализ геологических, гидродинамических и физико-химических условий рудоотложения, истории развития рудовмещающих структур до и в процессе минералообразования, последовательности формирования минералов и минеральных ассоциаций руд и измененных окolorудных пород, а также этапности и стадийности процесса.

Целесообразно различать типы зональности четырех категорий: вещественные (зональность геологоструктурных и текстурных типов оруденения, минеральная и геохимическая), морфологические, хронологические (многостадийная, одностадийная и т.д.) и генетические (в соответствии с установленными или предполагаемыми главными генетическими факторами формирования зональности). Первые две категории относятся к описательным. Но и хронологические типы зональности, хотя и имеют определенный генетический оттенок, все же не могут быть строго отнесены к генетическим, поскольку образование месторождения в несколько стадий не является прямой причиной зонального отложения руд, а лишь предпосылкой для него. Так, например, если в процессе многостадийного минералообразования температурные и структурные условия остаются неизменными, то руды всех стадий могут отложиться строго в одном месте, телескопированно, и зональность не возникнет. Кроме того, вероятно, генетические типы зональности не следует рассматривать в соподчинении к хронологическим, так как, например, влияние структур на зональность проявляется не только при многостадийном, но и при одностадийном минералообразовании¹.

Общая классификация зональности, критерии стадийности гидротермального минералообразования с анализом относительной степени их надежности рассмотрены в других статьях настоящего сборника (Соколов и др.) и более ранних работах (Кига́й, 1963, 1966б, 1974), поэтому данная статья будет посвящена только собственно генетическим факторам зональности рудных тел, месторождений и отчасти рудных узлов.

Два гидродинамических типа рудообразующих систем

Исключительно важное значение для выяснения причин зонального размещения руд в гидротермальных месторождениях имеет анализ гидрогеологических условий в период минералообразования, которые не одинаковы для разных ме-

¹ В известной классификации В.И. Смирнова (1960) зональность повторных тектонических разрывов и зональность тектонического раскрытия (разновидности структурогенной зональности) отнесены только к зональности первого рода, т.е. многостадийной.

сторожений и могут меняться иногда в процессе образования даже одного и того же месторождения.

В работах Спера, Эммонса и их многочисленных последователей предполагается или подразумевается сквозное течение растворов через сферу рудоотложения в течение всего процесса минералообразования, что равнозначно предположению Л.Грейтона (1946) о вытекании растворов на дневную поверхность. Однако в отношении большинства гидротермальных месторождений такой вывод, базирующийся на сравнении с современными термальными источниками (с которыми, кстати, не бывают связаны значительные по размерам месторождения), является, вероятно, досадным заблуждением, препятствующим более глубокому раскрытию природы процессов гидротермального рудообразования.

Целый ряд данных по высоко- и среднетемпературным месторождениям олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка позволяет считать, что они формировались в гидродинамически замкнутых условиях, близких к застойным: после быстрого заполнения всех доступных трещин и пор на путях миграции и в сфере рудоотложения растворы прекращали поступательное движение, и дальнейшее минералообразование совершалось в основном благодаря конвективному (в плоскости каждой трещины) и диффузионному перемещению вещества.

Развернутому доказательству этого тезиса будет посвящена отдельная работа автора. Здесь же следует указать, что гидродинамическая замкнутость некоторых минералообразующих систем допускалась и ранее в работах И.И.Бока (1954), Вик.Л. Барсукова, Г.Б.Наумова и Н.Т. Соколовой (1963), И.Н.Кигая (1965, 1966а, 1972), А.Е. Шлыгина (1966), но до сих пор это предположение не получило сколько-нибудь широкого распространения. Вместе с тем, для выявления природы зональности палеогидрогеологические реконструкции имеют принципиально важное значение.

Простейшей моделью гидродинамически замкнутой системы может служить автоклав с температурным градиентом. Природный "автоклав", включающий сферу зарождения растворов, миграционные пути и сферу рудоотложения, имеет громадные вертикальные размеры, и на минералообразование в нем будут оказывать влияние, помимо температуры, градиент давления и различия состава вмещающих пород в разных частях системы. Большинство рудообразующих веществ характеризуется прямой зависимостью растворимости от температуры, поэтому наиболее благоприятные условия для рудоотложения складываются в самой холодной части такой системы, т.е. близ мест горизонтального или вертикального выклинивания рудоконтролирующих нарушений. Понятно, что в силу высокой теплоемкости самих растворов и непрерывного пополнения запасов тепла благодаря конвекции, место рудоотложения в системе рассматриваемого типа будет диктоваться не температурным режимом во вмещающих породах, а структурно-геологическими условиями. Ниже будет показано, что конкретные особенности зональности, наблюдаемой в рудных месторождениях, хорошо согласуются с этим предположением.

В условиях гидродинамически замкнутых систем трудно ожидать проявлений гипотетического кислотно-фильтрационного эффекта, используемого Д.С. Коржинским (1957) для объяснения вариаций кислотности минерализующих растворов.

Вертикальная зональность рудных тел и месторождений

Выяснение причин зональности минерализации на каком-либо многостадийном месторождении нередко представляет задачу со многими неизвестными, для решения которой, фигурально выражаясь, необходимо найти соответствующее число уравнений. Для упрощения задачи ее необходимо дифференцировать, рассмотрев возможные особенности влияния на зональность различных генетических факторов. Зональность подчас выражена во всех трех измерениях, но в масштабе рудных тел и месторождений чаще всего проявлена как вертикальная. Вертикальная зональность представляет наибольший практический интерес, поэтому мы уделим ей основное внимание.

Структурогенная зональность. Влияние направления развития и подновления рудовмещающих структур на зональность лучше всего выявляется на многостадийных месторождениях. На многих жильных вольфрамит-сульфидных и молибденовых месторождениях наблюдается так называемая обратная вертикальная зональность: поздняя сульфидная минерализация развивается на них ниже более ранней вольфрамитовой или молибденитовой (Баскин, 1932; Хрущов, 1953, 1963; Шеглов, 1954; Покалов, 1972). То, что на этих месторождениях отсутствует явная зависимость зональности от температурного поля, позволяет и случаи прямой вертикальной зональности связывать с преимущественным влиянием структурных условий.

На некоторых оловянных месторождениях Приморья (Лифудзин, Хрустальное, Тернистое) сульфидная и кварцево-карбонатная минерализация поздних стадий не только накладывается на раннюю кварц-касситеритовую, но и развивается шире, окаймляя ее со всех сторон в плоскости жилы своеобразным чехлом (Левинский, Смирнов, 1959; Дубровский, Полохов, 1959; Дубровский, 1963; Кигай, 1959, 1963; Лаврик, 1971). Аналогичная симметричная вертикальная зональность характерна для боливийского месторождения Льяльягуа, где арсенипирит-пирротиновая минерализация наблюдается и выше и ниже обогащенного кварц-касситеритового ядра (Turneaure, 1935). Ряд примеров обратной вертикальной зональности в оловянно-медно-свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых жилах района Фрейберга в Рудных горах (по данным Мюллера, Берга и Эльснера), а также в олово-серебряных и других месторождениях Боливии (по данным Линдгрена и Альфельда) приводится в известной работе Эммонса (Emmons, 1936). Любопытно, что, приписывая зональности чисто эволюционную термогенную природу, указанные аномалии он объясняет совмещением оруденения разных металлогенических эпох. Но будучи вынужден пользоваться при этом единственным критерием — пересечениями разновозрастных жил, за минерализацию разных эпох Эммонс чаще всего ошибочно принимал минерализацию разных стадий одного металлогенического цикла.

Ф. Тернор объяснял симметричную вертикальную зональность Льяльягуа тем, что "в течение ранней стадии минерализации участки, благоприятные для отложения касситерита, были заметно ограниченными, тогда как в более поздние стадии условия были более однообразны и позволяли сульфидам отлагаться на значительно большем вертикальном интервале" (Turneaure, 1960). Такая осторожная интерпретация не исключает предположения о решающем влиянии температурного режима на отложение руд, так как расширение сферы отложения минералов поздних стадий может быть объяснено, как это делали Спер и Эммонс, общим снижением температур в связи с опусканием рудоносного магматического очага (Spurr, 1907, 1912; Emmons, 1924).

Однако заслуживает внимания то, что во многих случаях зональность имеет не качественный, а только количественный характер. Так, на месторождениях Корнуэлла и Комсомольского района в верхнем, существенно халькопиритовом чехле всегда присутствует касситерит, а в нижней оловянной зоне есть в подчиненном количестве сульфиды меди и прочие более низкотемпературные минералы. На вольфрамитовых месторождениях с обратной вертикальной зональностью в нижней, существенно висмутовой зоне есть обычно и вольфрамит, а в верхней вольфрамовой — скопления сульфидов висмута и других поздних минералов. Иными словами, температурные условия во все стадии были подходящими для отложения минералов в широком диапазоне по вертикали, охватывающем несколько зон, наблюдаемых в настоящее время, поэтому преимущественное распространение разновозрастных минеральных ассоциаций в пределах более ограниченных зон следует связывать не с влиянием температуры, а со структурными условиями рудоотложения. При изучении структур конкретных рудных месторождений достаточно ясно устанавливается приуроченность максимальных скоплений минералов каждой стадии к участкам максимального раскрытия рудовмещающих структур в соответствующий период.

Температура во вмещающих породах и рудообразующих растворах должна понижаться снизу вверх и в стороны от эманационного центра. В связи с этим

подозрение о температурной природе зональности с особенной силой возникает в отношении месторождений, для которых особенно типична прямая вертикальная или центробежная зональность. Такая зональность крайне характерна для колчеданных и собственно свинцово-цинковых месторождений.

Как известно, группа колчеданных месторождений объединяет месторождения и залежи, весьма разнородные по условиям образования (Смирнов, 1968). Рассмотрение условий возникновения зональности эксгальационно-осадочных субмаринных залежей не входит в нашу задачу, но по общему характеру смены минерального состава зон по вертикали они подобны собственно гидротермальным колчеданным рудным телам. В последних полная реконструированная колонка содержит сверху вниз следующие зоны: а) колчеданно-полиметаллических руд (сфалерит, галенит, барит, в подчиненном количестве блеклые руды, халькопирит и пирит); б) медно-цинково-колчеданных руд (пирит, халькопирит, сфалерит); в) медноколчеданных руд (пирит, халькопирит, иногда борнит и в меньшем количестве блеклые руды, халькозин, энаргит); г) серноколчеданных руд, сложенных в основном пиритом; д) зона существенно пирротиновых руд с подчиненными пиритом, магнетитом, кубанитом, макинавитом и марказитом. Такая зональность в полном или редуцированном виде (за счет выпадения некоторых верхних или нижних зон) наблюдается на медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях Урала, Рудного Алтая и Северного Кавказа (Логинов, 1974).

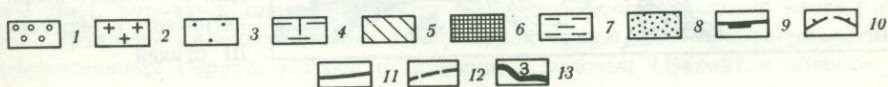
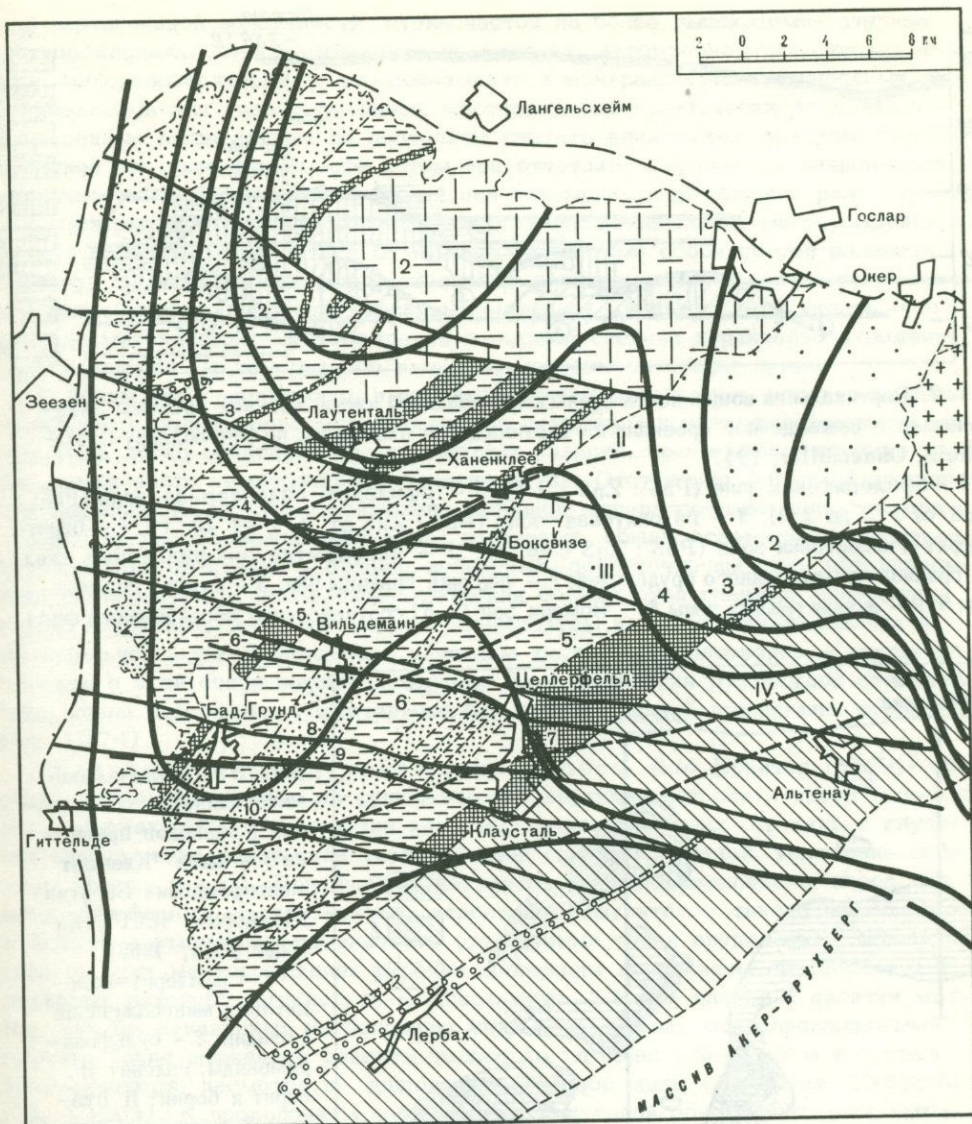
Довольно близкая по типу зональность установлена на штокверковых месторождениях типа Куроко в Японии (сверху вниз): а) зона баритовых или барит-кварцевых жил; б) зона кварцевых жил с золотом и серебром; в) зона сфалерит-галенитовых жил; г) зона халькопирит-пиритовых жил (Мацукума, Хорикоси, 1973).

Для анализа природы столь однообразной вертикальной зональности колчеданных месторождений важное значение имеют два обстоятельства. Во-первых, отмечаемая многими авторами многостадийность минералообразования с широким наложением поздних минеральных ассоциаций на ренние (Смирнов, 1968; Логинов, 1974); во-вторых, нередко наблюдаемое усложнение и нарушение описанной выше идеальной схемы зональности, когда, например, полиметаллические руды обнаруживаются не только в висячем боку медно-цинковой зоны, но и ниже зоны медноколчеданных руд (Логинов, 1974).

Для собственно свинцово-цинковых месторождений также характерна в подавляющем большинстве случаев прямая вертикальная зональность. Верхняя зона преобладания сульфосолей свинца и серебра (развитая далеко не всюду), сменяется вниз и ближе к центру минерализации зоной галенит-сфалеритовых руд, в верхних частях которой резко преобладает галенит, а с глубиной в каждом индивидуальном рудном теле нарастает относительная роль сфалерита при уменьшении содержания галенита; еще ниже местами возрастает роль халькопирита, арсенопирита и пирротина.

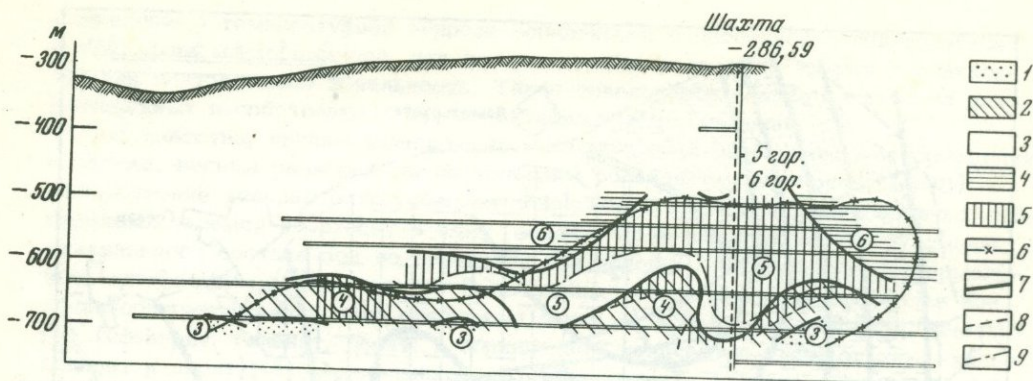
В качестве яркого примера объемной центробежной зональности указанного вида можно привести зональность минерализации в одном из рудных полей Верхнего Гарца, ФРГ (фиг. 1,2), описанную Хюттенхайном и Онемюллером (Hüttenhein, Chnemüller, 1957).

Однако и в этом случае в отношении свинцово-цинковых месторождений необходимо сделать те же замечания. В работах многих исследователей хорошо показана многостадийность формирования месторождений рассматриваемого типа (Образцова, 1966; Piša, 1966; Добровольская, 1969; и др.). Нарушения стандартной зональности, вызванное особенностями развития межстадийных деформаций, установлено М. Пишей (Piša, 1966) в жиле Клемент месторождения Богутин (район Пришбрама, Чехословакия): на фиг. 3 хорошо видно, что минерализация всех трех стадий ("периодов привноса", по терминологии М.Пиши) распространена в пределах всего разведанного вертикального интервала жилы. Этот, казалось бы, нетипичный пример заставляет вспомнить, что, хотя и не в столь резкой форме, нарушения типовой картины зональности встречаются и на многих других свинцово-цинковых месторождениях, когда сульфокан-



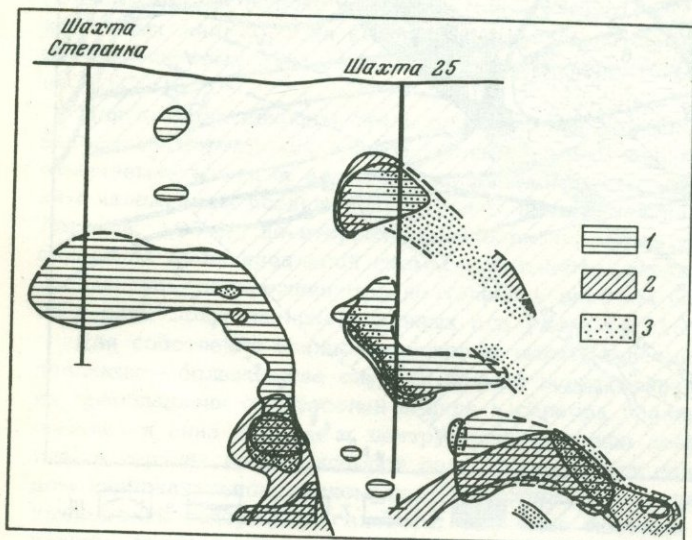
Фиг. 1. Зональность свинцово-цинковой минерализации Верхнего Гарца (Hüttenhein, Ohnemüller, 1957)

1 - диабазы; 2 - граниты; 3 - девонские песчаники; 4 - девонские сланцы и ибергские известняки; 5 - нижний горизонт сланцев кульма; 6 - переходный горизонт; 7 - горизонт граувакк, богатый сланцевыми прослоями; 8 - горизонт граувакк, обедненный сланцами; 9 - промышленно рудоносные участки; 10 - краевая флексура Гарца; 11 - системы рудных жил: а - Гегенталь - Виттенберг, б - Штайгерталь - Охсенталер, в - Лаугенталь - Ханенклее - Гемкенталер, 4 - Боксвизе - Ферстенбург - Шуленбергер, 5 - Хютгенталь - Шпигельталь - Шультагер, 6 - Целлерфельдер, 7 - Бургштеттер, 8 - Розенхофер, 9 - Зильбернаалер, 10 - лаубхюттер - Зюльцкапелер; 12 - разломы: I - Якобер, II - Грумбахер, III - Шарлоттер, IV - Бургштеттер, V - Зеген-Готтес; 13 - границы изолинии рудных зон на дневной поверхности и номера зон: 1 - внутренняя безрудная зона, "Wurzelregion", 2 - гематит-доломит-сидерит-халькопиритовая зона, 3 - сфалеритовая зона, 4 - сфалерит-галенитовая зона, 5 - галени-нитовая зона, 6 - галенит-сидерит II-баритовая зона)



Фиг. 2. Вертикальная зональность рудных тел западной части жильной системы Зильбернаалер в совмещенной проекции на вертикальную плоскость, по Онемюллеру (Hüttenhein, Ohnemüller, 1957)

1 – сфалеритовая зона ($PbS : ZnS < 1:5$); 2 – сфалерит–галенитовая зона ($PbS : ZnS$ от 1:5 до 2:1); 3 – галенитовая зона ($PbS : ZnS$ от 2:1 до 20:1); 4 – барит–сидерит–галенитовая зона ($PbS : ZnS < 20:1$); 5 – перекрытие зон различных жил
 5 – граница промышленного оруденения; 7 – верхние границы зон; 8 – нижняя граница зоны 5; 9 – нижняя граница зоны 6. Номера зон (3–5) соответствуют обозначениям фиг.1



Фиг. 3. Распределение минерализации трех стадий ("периодов привноса") в жиле "Клемент" месторождения Богутин (Прибрам, ЧССР), по Пише (Piša, 1966)

1 – сфалерит–галенитовая минерализация I стадии; 2 – сульфантимониды, галенит II, пирит и борнит II стадии; 3 – барит, кварц, антимонит и бертьерит III стадии

тимониды свинца в небольших количествах устанавливаются и в нижних зонах (Добровольская и др., 1968).

Не согласуется с температурной природой зональности и другая характерная особенность свинцово-цинковых месторождений, отмечавшаяся Ю.А.Билибиным (1951), – смена существенно сфалеритовых руд галенитовыми в соседних рудных телах одного месторождения нередко происходит на самых различных уровнях. При одностадийном образовании сфалерита и галенита такое распределение руд можно было бы объяснить различным уровнем подъема растворов в соседних нарушениях и определяющим влиянием температуры самих растворов. Но на ряде типичных месторождений устанавливается связь основных масс сфалерита и галенита с разными стадиями минерализации (Образцова, 1966; Добровольская, 1969).

Обращает на себя внимание, что на колчеданных и свинцово-цинковых месторождениях, по существу, отсутствуют примеры отчетливо выраженной обрат-

ной вертикальной зональности, столь частой на более высокотемпературных месторождениях. Хотя температурный градиент, несомненно, существовал в период минералообразования, что доказывается минералотермометрическими исследованиями для гидротермальных месторождений практически всех типов, приведенные выше данные не позволяют считать влияние температуры главной причиной зональности. Вместе с тем при отчетливо выраженной зависимости зональности от структурных условий она оказывается достаточно разнообразной. Поэтому в отношении колчеданных и свинцово-цинковых месторождений трудно полностью отрешиться от мысли, что помимо особенностей развития структур на зональность могло оказывать влияние также различие миграционной способности соединений различных металлов, особенно если учесть, что для рассматриваемых месторождений в высшей степени характерно отложение преобладающей массы рудного вещества метасоматическим путем.

В целом, вся совокупность имеющихся данных показывает, что вертикальная зональность большинства многостадийных гидротермальных месторождений может быть легко объяснена со структурных позиций, но не укладывается в жесткие рамки чисто температурных представлений. Отсутствие ощутимой зависимости зональности от существовавшего в период минералообразования температурного градиента можно объяснить, во-первых, общим ослаблением температурного поля от стадии к стадии, во-вторых, достаточно широким потенциальным температурным диапазоном отложения большинства главных минералов руд и, в-третьих, тем, что влияние температуры на минералообразование в значительной мере опосредовано влиянием кислотности растворов. Следует напомнить в этой связи широко известный факт отложения руд каждой стадии лишь после завершения гидротермальных преобразований вмещающих пород (Кигай, 1974).

Гравигенная структурная зональность. В.М. Крейтер (1956) обратил внимание геологов на существование вертикальной структурной зональности, выражающейся в изменении характера рудовмещающих структур с глубиной (уменьшение количества тектонической глинки и брекчий, упрощение системы трещин и т.д.). Причиной ее считается нагрузка вмещающих пород. На олово-сульфидных месторождениях вероятным результатом такого влияния может быть вертикальная зональность структурных типов оруденения. Жильные тела на этих месторождениях нередко осложнены появлением своеобразных прерывистых линейных штокверков мощностью до 12 м и длиной в десятки метров, как бы нанизанных на основную жилу и сложенных мелкопрожилковыми рудами. Такие штокверки развиты только до глубины 150–200 м и глубже выклиниваются, несмотря на продолжение главной жилы (Вольфсон, 1955; Кигай, 1966а). К проявлениям собственно структурной зональности рассматриваемого типа, вероятно, следует отнести перистую, усложняющуюся вверх ("пучковую") структуру жильных систем, столь характерную для приповерхностных серебро-оловянных (Оруро, Потоси в Боливии), золотых (Балей) и золото-серебряных месторождений; в качестве примеров последних можно назвать месторождения Охотского вулканогенного пояса, описанные Л.Н. Пляшкевич (см. статью в настоящем сборнике, стр. 257).

Гравигенная зональность минерализации. На некоторых оловянных и на многих вольфрамитовых месторождениях в околожильных метасоматитах, а подчас и в самих жилах, наблюдается усиление окварцевания или увеличение относительной роли жильного кварца с глубиной. В метасоматитах вольфрамовых месторождений это выражается в смене сверху вниз существенно мусковитовых грейзенов (иногда через кварцево-топазовые, как на месторождении Акчатау) кварцевыми, вплоть до монокварцевых (Чухров, 1960; Готман, Малахова, 1965; Боголепов и др., 1972). Поскольку при турмалинизации на оловянных и при грейзенизации на вольфрамовых месторождениях кремнезем из вмещающих пород выносился, переотложение его при последующем рудообразовании не выше, а ниже мест выщелачивания, свидетельствует не только о гидродинамической замкнутости систем в период минералообразования, но и о влиянии силы тяжести на распределение концентраций кремнезема в растворах

по вертикали (Кига́й, Николаев, 1965; Кига́й, 1966а). Напомним, что увеличение с глубиной концентрации насыщенных растворов было доказано лабораторными опытами А.М. Кузьмина (1950), причем этот эффект наблюдается на вертикальном интервале всего в десятки сантиметров. Учитывая громадные размеры природных кристаллизаторов, можно полагать, что влияние гравитации на гидротермальные процессы далеко не исчерпывается приведенными примерами и совершенно напрасно недооценивается геологами.

Литогенная зональность. Влияние физико-механических различий пород (компетентности, пористости, проницаемости), а также их состава на минералообразование хорошо известно и часто описывалось в литературе. В применении к зональности оруденения следует упомянуть вызванную такими различиями многообразность оруденения на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая и редкометальных Центрального Казахстана (Шербат, 1953, 1960), а также широко известную зональность околорудных метасоматитов формации лиственитов-березитов на золоторудных месторождениях (Бородаевский, Бородаевская, 1947). Сюда же нужно отнести различие состава контактовых биметасоматических эндо- и экзоскарнов. Примеры можно было бы легко умножить, но генетическая их интерпретация обычно не вызывает ни осложнений, ни серьезных разногласий. Разумеется, говоря о простоте интерпретации, мы имеем в виду только сам вывод о влиянии именно различий пород, но не механизм такого влияния, ибо последний далеко не всегда бывает ясен. Например, казалось бы, ясно, почему в Северной Боливии оловорудные тела приурочены к наиболее компетентным породам — песчаникам (Turneure, Welker, 1947). Но на месторождении Чивертон в Корнуэлле, по данным Дайнза (Dines, 1956), обогащенные рудные столбы явно предпочитают песчаникам сланцы, хотя и для Корнуэлла это довольно редкое исключение.

Термогенная зональность. Этим термином мы называем зональность минерализации, обусловленную влиянием температурного градиента, если такое влияние доказывается. В этом же смысле в литературе часто употребляется термин "температурная зональность", который мы предлагаем ограничить случаями, когда минералотермометрическими или иными методами выявляется закономерное изменение в пространстве температур образования какого-либо одного минерала или минеральной ассоциации, не сопровождаемое заметным изменением минерального состава образований.

Среди надежных примеров термогенной зональности можно назвать зональность метаморфических контактовых роговиков и обычно слабо развитую зональность метаморфических преобразований в рудах около контактов послерудных интрузивных тел. К этому же типу может быть отнесено закономерное изменение изотопного состава кислорода в карбонатах и кремнистых образованиях, обусловленное гидротермальной перекристаллизацией их около рудных тел месторождения Ледвилл, если учесть экспериментально доказанной Маккри температурной зависимости фракционирования изотопов кислорода при кристаллизации карбонатов¹ (Engel et al., 1961). Термогенную природу имеют, вероятно, также надрудные ореолы рассеяния ртути, обнаруживаемые на некоторых полиметаллических, оловорудных и многих других месторождениях (Сауков и др., 1972).

Выше было показано, что нет достаточных оснований считать температурный режим ведущим фактором формирования зональности многостадийных гидротермальных месторождений. Следовало бы ожидать, что наибольшее влияние температурный градиент оказывал не вертикальную зональность одностадийных минеральных комплексов. Одностадийная зональность, к сожалению, освещена в литературе очень слабо, хотя отдельные известные примеры показывают, что и здесь картина достаточно сложна. Так, на Хрустальном месторождении в Приморье, по данным В.Н. Дубровского (Дубровский, Кига́й, 1974), и на большинстве месторождений Комсомольского района (Радкевич и др., 1971) распреде-

¹ С ростом температуры перекристаллизации карбонатов изотопный состав кислорода обогащается легким изотопом O^{16} за счет O^{18} .

ление примеси индия в одностадийных касситеритах оказывается по вертикали симметричным: концентрации его максимальны на средних горизонтах, а вверх и вниз от последних понижаются.

Если учесть, что ион индия крупнее замещаемого им в касситерите иона олова, то вхождению первого в решетку касситерита должен благоприятствовать рост температуры. В случае заметного температурного влияния содержание индия в касситеритах с глубиной должно было бы лишь монотонно возрастать, чего на самом деле не наблюдается. На Лифудзинском месторождении, по данным автора, касситерит поздней генерации, отлагавшийся в одну стадию с ранним, развивается не только в пределах участков распространения ранних генераций касситерита, обогащенных указанными примесями, но также выше и шире последних, что хорошо согласуется с общей тенденцией развития трещинных структур в процессе рудообразования (Кига́й, 1963, 1966а). На Депутатском оловорудном месторождении в Якутии, наоборот, в эпицентре минерализации касситериты (вероятно, ранние) обеднены индием, а на западном фланге и в верхних частях жил — обогащены им (Флеров и др., 1971; Дубровский, Кига́й, 1974).

Приведенные примеры, однако, еще недостаточны для полного отрицания влияния температурного градиента на вертикальную зональность одностадийных комплексов, и этот вопрос требует дальнейших детальных исследований. Из сказанного можно лишь сделать вывод, что и одностадийная зональность в ряде случаев оказывается по природе структурогенной.

Барогенная зональность. Влияние давления на минералообразование наиболее ярко выражено при процессах регионального метаморфизма. Можно, например, вспомнить выделение Д.С. Коржинским абиссофильных и абиссофобных минералов. Но надежных примеров локальной зональности оруденения, обусловленной региональным метаморфизмом, еще не установлено. Давление в какой-то мере влияет на растворимость минералов, и если бы оно было действительно одним из ведущих факторов образования зональности рудных тел, то зональность всегда имела бы односторонний, векторный характер, что в действительности не устанавливается.

В тех случаях, когда при формировании трещинных жил заполнения давление на вмещающие породы превышает давление трещинных и поровых растворов, эта разница может способствовать растворению некоторых минералов вмещающих пород и переотложению вещества в трещинных полостях (Коржинский, 1955). Не исключено, что именно таков механизм формирования некоторых жил альпийского типа. Но в применении к подобным образованиям вряд ли уместно говорить о зональности. Правда, различие напряженного состояния в самих вмещающих породах около открытых трещин, на которое обращал внимание Д.В. Рундквист (1966), может обусловить возникновение зональности в околожилных породах. Но это также может иметь какое-то значение лишь для жил альпийского типа, ибо в околожилных метасоматитах типичных гидротермальных месторождений на первый план выступают диффузия и кислотно-основные взаимодействия (Коржинский, 1969).

Диффузионная зональность. Ведущая роль диффузионных процессов в образовании зонально построенных тел биметасоматических скарнов и колонок оклотрещинных метасоматитов хорошо показана в работах Д.С. Коржинского, в частности, в его монографии о метасоматической зональности (Коржинский, 1969). Советским геологам работы Д.С. Коржинского и его многочисленных учеников и последователей о метасоматических образованиях хорошо известны, и поэтому нет надобности подробно освещать их в данной статье. Следует лишь дополнительно указать на важный аспект различия выделяемых им диффузионных и инфильтрационных метасоматитов, вытекающий из рассмотренного выше представления о гидродинамически замкнутых и проточных рудообразующих системах.

Как следует из представлений Д.С. Коржинского, инфильтрационный метасоматоз отличается от диффузионного, в первую очередь, возможностью необратимого уноса продуктов взаимодействия из сферы минералообразования. Ясно,

что такие условия создаются лишь в проточных системах. Поэтому метасоматиты, формирующиеся в гидродинамически замкнутых условиях, должны быть только диффузионными. Выдвигавшийся Д.С. Коржинским минералогический критерий отличия двух указанных типов метасоматитов (минералы переменного состава меняют свой состав в диффузионных колонках и не меняют в инфльтрационных) в последних работах им, по существу, пересмотрен и сведен к чисто количественным различиям (переменность состава минералов наблюдается в обоих типах, но выражена более резко в диффузионных колонках). Но критерий переменности состава не может быть практически применен для разделения метасоматитов обоих типов до тех пор, пока не установлены граничные значения степени переменности состава для различных минералов.

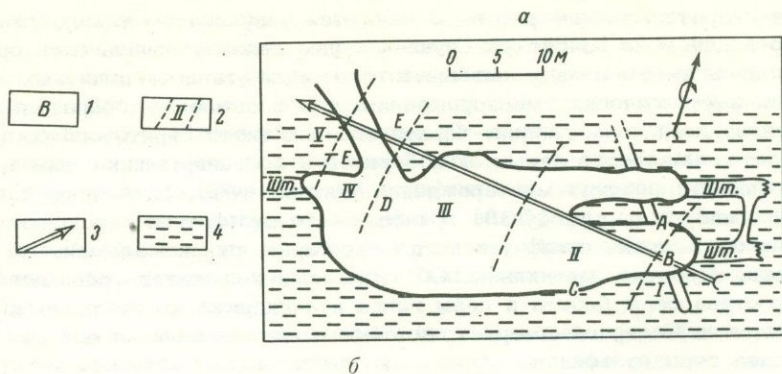
Наблюдение диффузионной зональности в пределах самих рудных тел осложняется редкостью нахождения в них минералов переменного состава. Здесь может выручить только наличие серии минералов, выделявшихся в одну стадию и отличающихся по содержанию какого-либо одного компонента. В качестве примера можно привести хорошо известный минералогам рудный район Биннаталь (или Бинненталь) в Швейцарии, изобилующий разнообразными сульфосолями. Здесь на месторождении Ленгенбах, по данным Ш.Грезера (Graeser, 1965), образованные в преальпийское (послемезозойское) время пирит-галенит-сфалеритовые руды, залегающие в доломитах, в связи с альпийским циклом метаморфизма были подвергнуты воздействию гидротермальных растворов, обогащенных мышьяком (последний мог быть мобилизован из подстилающих гнейсов). Под действием этих растворов минералы ранних руд, в первую очередь галенит, были замещены реальгаром и серией разнообразных мышьяковых сульфоселей. Пирит при этом частично заместился арсенопиритом, а сфалерит был перекристаллизован и обеднен железом.

В рудном теле с востока на запад наблюдается зональная смена минеральных ассоциаций от обогащенных к более бедным по содержанию мышьяка, что, вероятно, соответствует убыванию концентрации этого элемента в растворах в направлении диффузии последних в галенит-сфалеритовые руды (фиг. 4). Месторождение Ленгенбах, к сожалению, не разведано на глубину и не изучено в структурно-геологическом отношении, поэтому объемная картина зональности и ее связь с рудоконтролирующими нарушениями остаются пока неизвестными.

Ацидогенная и редоксигенная зональность. Влияние градиента кислотности растворов на зональность практически нигде не устанавливается в чистом виде. В околожильных метасоматических колонках кислотность кислых и щелочность щелочных растворов убывала по мере просачивания растворов и диффузии растворенных компонентов в стороны от трещин. В генетическом отношении такую зональность можно характеризовать как комплексную диффузионно-ацидогенную.

Во вторичных кварцитах и в зонах приповерхностной либо сольфатарной аргиллизации отчетливо выражены вертикальные (в отличие от горизонтальных окколотрещинных) зональные колонки с заметным нарастанием ацидофильности ассоциаций снизу вверх — от пропилитов через гидрослюдиты к аргиллизитам, алунивам или высокоглиноземистым фациям вторичных кварцитов. Рост ацидофильности ассоциаций с приближением к дневной поверхности, вероятно, обусловлен встречным проникновением атмосферного кислорода в восходящие гидротермальные растворы, т.е. связью кислотности растворов с их окислительно-восстановительным потенциалом. Следовательно, и в этом случае мы имеем дело с комплексной зональностью, обусловленной совместным влиянием диффузии, pH и Eh растворов. Кстати, именно здесь зональность может быть отнесена к инфльтрационному типу, поскольку формировалась, бесспорно, в проточных условиях.

Влияние окислительно-восстановительных условий на минералообразование и зональность отмечается и в некоторых более глубинных образованиях. Так, на некоторых вольфрамовых и оловянных месторождениях установлено увеличение вверх степени окисления железа в хлоритах и турмалинах (Радкевич и



Минералы	Зоны				
	I	II	III	IV	V
(Пирит) (Галенит) (Сфалерит)				+	+
Биннит (теннантит)	+				
Иорданит			+	+	
Ленгенбахит			+		
Зелигманит			+		
Маррит			+		
Хатчит	+				
Ратит	+				
Баумгауерит		+			
Ратит	+				
Склероклаз	+				
Арсенопирит		+			
Хатчинсонит	+				
Реальгар	+	+			

Фиг. 4. Диффузионная зональность оруденения месторождения Ленгенбах (Бинненваль, Швейцария), по Грезеру (Graeser, 1965) с некоторыми дополнениями

а - план карьера Ленгенбах: 1 - пункты минералогических наблюдений; 2 - зоны; 3 - направление диффузии; 4 - слоистость в доломитах (зоны и направление диффузии нанесены автором по данным Грезера); б - схема распределения минералов по зонам (составлена автором по данным Грезера), начиная с биннита, минералы расположены по возрастанию в них содержания мышьяка

др., 1971; Онтоев, 1972). Но градиенты E_h в этих случаях были, вероятно, настолько малы, что не оказали заметного влияния на состав самих руд.

Полигидрогенная (или амфигидрогенная)¹ зональность. К ней относятся случаи предполагаемого возникновения зональности рудных тел под влиянием смешения растворов разного происхождения и состава, например, ювенильных и вадозных. Судя по данным различных авторов (Van Hise, 1902; Barth, 1950; White, 1957; Набоко, 1959; Боголепов и др., 1970), практи-

¹ От *амфи* (греч.) - с обеих сторон, двоякий.

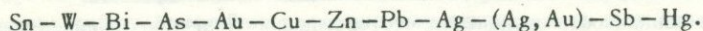
чески все гидротермальные растворы являются результатом такого смешения, но только в одном из известных случаев с ним связана зональность оруденения. Мы здесь имеем в виду наличие в некоторых свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождениях так называемых "баритовых шляп", т.е. самой верхней зоны галенит-баритового или чисто баритового состава. Изучая изотопный состав серы таких баритов и ассоциирующих с ним и сульфидов из свинцово-цинкового месторождения Мегген (ФРГ), Бушendorf с соавторами (Buschendorf et al., 1963) показали, что сульфатная сера барита имеет источником морские сульфаты, тогда как барий, рудные элементы и сульфидная сера, вероятно, ювенильны. Об этом свидетельствует совпадение изотопного состава серы барита и серы гипса и ангидрита из морских девонских эвапоритов Северной Америки, а также заметное отличие его от изотопного состава серы сульфидов.

Список генетических типов зональности применительно к вертикальной зональности рудных тел и месторождений, вероятно, не исчерпывается описанными выше и может быть пополнен при дальнейших исследованиях. В целом, как показано нами, если не считать зональности метасоматитов и относительно мелких деталей зональности в рудах, вертикальная зональность оруденения оказывается обусловленной преимущественно особенностями межстадийного и внутривстадийного развития рудомещающих структур. Этот вывод не нов, но можно надеяться, что он подкреплен здесь убедительными примерами.

Горизонтальная зональность рудных узлов и полей¹

Показав выше преимущественно структурогенную природу вертикальной зональности рудных тел и месторождений, мы все же не вправе механически распространить этот вывод на региональную концентрическую зональность. Зависимость свойств разных соединений от температуры, давления, кислотности и других характеристик рудообразующей среды в масштабе рудного поля и рудного узла могла оказаться настолько различной, что повлияла на зональность.

Геологи давно заинтересованы тем, что для рудных узлов и полей, в которых обнаруживается концентрическая или линейная зональность, характерно ее центробежное ("прямое") развитие, когда более поздние и более низкотемпературные образования размещаются дальше от центра минерализации. Эта закономерность нашла, в частности, отражение в реконструированной вертикальной зональной колонке Эммонса (Emmons, 1936), которая в сжатом виде и за вычетом безрудных зон может быть изображена следующим рядом (снизу вверх и от центра в стороны):



С.С. Смирнов (1937) правильно указал, что такой зональности в полном виде нигде не наблюдается. Но это подчеркнул и Эммонс, считая, однако, что в каждом частном случае последовательность зон соответствует приведенному ряду. В нем довольно искусственно объединены частные элементы вертикальной зональности в месторождениях различных рудных формаций, подчас антагонистичных по металлогеническому профилю, и наиболее общие черты горизонтальной зональности в рудных узлах и полях (Эммонс при составлении колонки обобщил данные почти по 300 рудным районам разных стран). Например, в рудных узлах многометалльного профиля, связанных с гранитоидными интрузивами, обычно не бывает самостоятельных (представленных отдельными месторож-

¹ Рудными узлами автор называет районы, в которых минерализация разного состава отчетливо тяготеет к одному эманационному центру, располагаясь концентрически или по нескольким радиальным направлениям вокруг него; при линейном или более хаотичном расположении зон и месторождений предпочтительнее говорить о рудных полях.

дениями или рудопроявлениями) висмутовой, мышьяковой и золото-серебряной зон, редко встречаются медная, серебряная и сурьмяная зоны. Чаще всего в отдельных рудных телах в разных соотношениях находятся вместе сульфиды висмута с вольфрамитом или золотом, арсеницит с касситеритом, минералы серебра с галенитом и сфалеритом, антимонит с золотом или киноварью. Медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, золото-серебряные и многие золоторудные месторождения вообще специфичны по условиям генезиса и обычно обособлены в пространстве от оловянных, вольфрамовых и молибденовых месторождений. Совмещения их в одном рудном районе очень редки и обусловлены обычно положением района в зоне сочленения двух регионов различного металлогенического профиля.

Детальные исследования показывают, что образование полиформационных рудных узлов является результатом длительного многостадийного процесса. В них нередко совмещаются оруденение, связанное генетически с гранитоидными комплексами (молибденовое, тантало-ниобиевое, бериллиевое, вольфрамовое и оловянное) и сульфидное оруденение, формирующееся после полной кристаллизации гранитоидов и тесно связанное в пространстве и времени с лампрофировыми дайками базальтоидного происхождения (Изох, 1958; Некрасов, 1963; Кигаи, 1966а, и др.). В верхнемезозойскую минерагеническую эпоху в пределах Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье вслед за внедрением гранитоидов происходило образование скарнов, грейзенов, затем полиметаллических и, наконец, флюоритовых жил; по данным абсолютной геохронологии, эта эпоха охватывает период длительностью около 50 млн. лет (Комаров и др., 1965). Более того, в последние годы все увеличивается количество сведений о совмещении в рудных узлах и полях образований нескольких металлогенических эпох, таковы данные Покли для Корнуэлла, П.В. Комарова для Кличкинского рудного поля и Шнейдера-Щербины для Боливии (Pockley, 1964; Schneider-Scherbina, 1965; Комаров и др., 1965). Если учесть все это, то регулярная центробежная зональность рудных узлов представляет довольно сложную загадку. Но именно крайняя полихронность рудных узлов в какой-то мере и помогает ее решению.

Причины концентрической зональности рудных узлов уже были рассмотрены (Кигаи, 1966_б), поэтому здесь мы лишь дополним этот анализ и подведем общие итоги.

Согласно имеющимся взглядам, концентрическая зональность рудных узлов может быть обусловлена:

- а) влиянием распределения изотерм вокруг кристаллизующегося и остывающего интрузива (Emmons, 1936; Билибин, 1951; Кропоткин, 1957; Радкевич, 1958; и др.);
- б) закономерным центробежным развитием системы рудовмещающих трещин вокруг интрузива (С.Смирнов, 1937; Дербиков, 1937; Королев, 1949; В.Смирнов, 1963);
- в) различием миграционных путей металлов в связи с изменением кислотности растворов по мере миграции (С.Смирнов, 1937; Маракушев, 1972);
- г) различной устойчивостью комплексных соединений металлов (Barnes, 1956, 1962).

Учитывая имеющиеся данные, наиболее слабой и малоосновательной следует признать первую точку зрения — о термогенной природе зональности. Для этого есть минимум три основания.

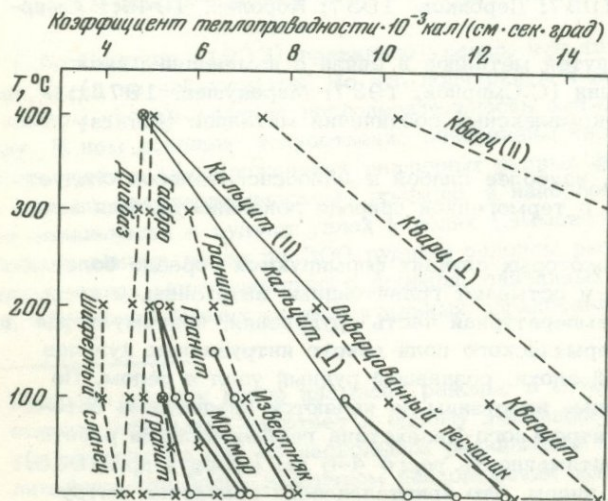
Во-первых, рудные узлы в некоторых случаях формируются гораздо более длительно, чем кристаллизуются и остывают гранитоидные интрузивы, с которыми связана наиболее высокотемпературная часть оруденения, поэтому трудно допустить стабильность геотермического поля вокруг интрузивных куполов в течение всей минерагенической эпохи, создавшей рудный узел в целом. По современным данным, гранитоидные интрузивы не являются бездонными батолитами: для ряда интрузивов Центрального Казахстана геофизическими работами установлена вертикальная протяженность всего 4–6 км (Ежов и др., 1965). А по геологическим данным мы знаем, что кристаллизация гранитных интрузивов

живов не растягивается на всю минерогеническую эпоху и практически заканчивается до начала отложения основной сульфидной минерализации.

Во-вторых, горизонтальная зональность рудных узлов, как и вертикальная зональность рудных тел, имеет нередко не качественный, а лишь количественный характер. Так, на Хапчерангинском олово-полиметаллическом месторождении, при общей отчетливой смене оловянных руд к югу полиметаллическими (Онтоев, 1960), сульфиды свинца и цинка, пусть в ничтожных количествах, обнаруживаются и в самом эпицентре минерализации, в эндоконтактных грейзенах штока гранит-порфиров на северном фланге рудного поля. В пределах Лифудзинского рудного поля касситерит развит на всем протяжении жильной системы субмеридионального простирания, и горизонтальная зональность выражается лишь в заметном увеличении к югу относительной роли минерализации все более поздних стадий (сульфидов и карбонатов). Следовательно, в обоих случаях температурные условия в каждую стадию не препятствовали отложению всех минералов в пределах всего рудного поля, поэтому "отгонка" поздней минерализации к периферии может быть связана лишь с изменением структурных условий – с постепенным смещением к югу участков, наиболее благоприятных для локализации оруденения различных стадий (Кигаи, 1959, 1966а).

В-третьих, уже отмечавшееся автором (Кигаи, 1966б) заметное "сжатие" зональных рядов в карбонатных породах, по сравнению с алюмосиликатными, не может быть объяснено различиями в теплопроводности этих двух групп пород, поскольку таких различий не наблюдается (фиг. 5). Причина "сжатия" может заключаться либо в большей пластичности и растворимости карбонатных пород (затрудненное развитие или подновление протяженных разломов, легкое их залечивание в конце каждой стадии), либо в более резкой нейтрализации кислых рудообразующих растворов в карбонатных породах, по сравнению с силикатными.

Прямым влиянием температурных условий автор склонен объяснять лишь следующий элемент зональности рудных узлов. Редкометалльные, в частности оловорудные, поля некоторых районов Приморья, Комсомольского района, Якутии отчетливо окаймляются ореолами ртутных рудопроявлений (почти никогда-месторождений). Учитывая низкую термическую устойчивость киновари, можно полагать, что ртуть присутствовала в растворах всех стадий (что доказывается частым ее нахождением в виде примеси во многих высокотемпературных минералах), но смогла отлагаться в виде киновари только в самом конце гидротермального процесса и то лишь на дальних флангах рудного узла. Упомянутую зональность полезно иметь в виду при поисково-разведочных работах в рудных полях редкометалльных и сульфидных месторождений, так как кайма



Фиг. 5. Коэффициенты теплопроводности некоторых пород и минералов (в сухом состоянии)

Составлено автором по данным "Справочника физических констант горных пород" ("Мир", 1969). Крестики и штриховые линии соответствуют силикатным породам и минералам, кружки и сплошные линии – карбонатным

ртутных рудопоявлений очерчивает внешнюю границу индивидуальных рудных узлов, за пределами которой новые редкометалльные или среднетемпературные сульфидные месторождения могут быть связаны лишь с новым, самостоятельным эманационным центром, т.е. с другим рудным узлом.

Автор ранее (Кига́й, 1966б) склонялся к мнению, что основными факторами возникновения зональности рудных узлов являлись режим кислотности растворов и устойчивость комплексных соединений, характер возможного влияния которых в целом согласуется с наблюдаемой тенденцией зональности. Однако этот вывод, по всей видимости, может распространяться лишь на месторождения, формировавшиеся в проточных условиях, которые менее всего благоприятны для формирования горизонтальной зональности рудных узлов.

В гидродинамически замкнутых условиях для рудоотложения благоприятны самые удаленные от эманационного центра (в каждую стадию развития рудоконтролирующих структур) части системы, но из этого следует, что место рудоотложения в каждую стадию определяется структурными условиями.

Конкретные причины радиального центробежного развития системы трещин вокруг эманационных центров могут частично заключаться в процессах, связанных с внедрением, кристаллизацией и усадкой кровли интрузива, а также в давлении флюидов, выделяемых интрузивом. Но такое объяснение не может считаться универсальным, поскольку формирование зональности рудных узлов продолжается еще длительное время после полной кристаллизации гранитоидных интрузивов, что уже обсуждалось выше. Неизбежен вывод о том, что сохранение тенденции центробежного развития системы трещин вокруг интрузивных куполов после их консолидации обусловлено какими-то иными причинами, например, реакцией вмещающих пород на наличие жесткого выступа гранитов при дальнейших тектонических подвижках, либо гидравлическим воздействием поздних флюидов, выделяемых, предположительно, из базальтовой магмы и проникающих по контактам интрузивного купола с вмещающими породами или по разломам, секущим граниты и наследующим более древние центры (линии пересечения глубинных разломов, к которым приурочены и сами гранитные массивы и т.п.).

Таким образом, на данном уровне изучения проблем зональности мы вынуждены признать, что как одностадийная, так и многостадийная зональность рудных тел, месторождений и рудных узлов имеет в основном структурогенную природу. Структурогенная зональность создает тот общий фон, на котором, как правило, в более ограниченных масштабах развиваются прочие генетические типы зональности, рассмотренные выше.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков Вик.Л., Наумов Г.Б., Соколова Н.Т. Поведение урана в процессах образования гидротермальных жильных месторождений. - В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Баскин Б.Л. Белухинское и Букуинское вольфрамовые месторождения в Забайкалье. Труды IV Всес. геол. конфер. по цветн. мет., вып. 5, 1932.
- Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. - Записки Всес. минер. об-ва, № 2, 1951.
- Боголепов В.Г., Найденев Б.М., Польшвинный Э.Я. Изотопный состав аргона газовой-жидких включений в кварце месторождения Акчатау. - Вестник АН Каз. ССР, № 12, 1970.
- Боголепов В.Г., Кузнецова (Гукова) В.Д., Гуляев А.П. Грейзены Казахстана и критерии оценки их перспективности. - В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Труды Симпозиума, ч. 1. Алма-Ата, 1972.
- Бок И.И. Об основах классификации дистилляционных (пневматолито-гидротермальных) месторождений. - В кн.: Геология, горное дело, металлургия. Труды КазГМИ. Металлургиздат, 1954.
- Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М., 1947.
- Вольфсон Ф.И. Структуры эндогенных рудных месторождений. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.

- Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Готман Я.Д., Малахова В.М. Околожилные изменения гранитных пород вольфрамового месторождения в Казахстане. М., изд-во "Недра", 1965.
- Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. М., Госгеолгиздат, 1946.
- Дербигов И.В. О влиянии рудной тектоники на качественный состав месторождений. - Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1, 1937.
- Добровольская М.Г. Парагенетические минеральные ассоциации и стадийность минералообразования (на примере двух месторождений Восточного Забайкалья). - Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1969.
- Добровольская М.Г., Кисёлев Ю.В., Свирский М.А. Стадии минералообразования и зональность Благодатского и Акатуевского свинцово-цинковых месторождений. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3/5, Чита, 1968.
- Дубровский В.Н. Стадии минерализации и зональность касситеритовосульфидного Хрустального месторождения (Дальний Восток СССР). - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага, 1963.
- Дубровский В.Н., Кига́й И.Н. Зональность оловорудных месторождений, - в кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений, т. I, М., изд-во "Наука", 1974.
- Дубровский В.Н., Полохов В.П. Некоторые особенности структуры и зональность Хрустального оловянного месторождения. - В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ежов А.И., Павлов В.А., Юнаковская Ю.В. О форме гранитных массивов Шалгиинского района Центрального Казахстана. - В кн.: Геология и геохимия гранитных пород, М., изд-во "Наука", 1965.
- Изох Э.П. "Послегранитовые" дайки, их происхождение и отношение к постмагматическому оруденению. - Сов. геология, № 10, 1958.
- Кига́й И.Н. Генетические проблемы зональности гидротермальных рудных месторождений. - В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений (тезисы докладов к совещанию). М., 1972.
- Кига́й И.Н. Геологическая структура, минерализация и зональность оруденения Лифудзинского рудного поля. - В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Кига́й И.Н. Месторождение Лифудзин как пример совмещения моно- и полиасцендентной зональностей. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага, 1963.
- Кига́й И.Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М., изд-во "Наука", 1966а.
- Кига́й И.Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., изд-во "Наука", 1966б.
- Кига́й И.Н. О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования. - В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений, т. II, М., изд-во "Наука", 1974.
- Кига́й И.Н., Николаев С.В. О влиянии физических свойств гидротермально измененных пород на метасоматическое рудоотложение. - Геол. рудн. месторождений, № 2, 1965.
- Комаров П.В. Комарова Г.Н. Гольцман Ю.В. Аракелянц М.М. Возрастные соотношения интрузивных проявлений Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1965.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д.С. Режим кислотности послемагматических растворов. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1957.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., изд-во "Наука", 1969.
- Королев А.В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Крейтер В.М. Структура рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Кропоткин П.Н. Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями. - Сов. геология, № 58, 1957.
- Кузьмин А.М. Массовая кристаллизация на многих уровнях. Изв. Томского политехн. ин-та, 65, вып. 2, 1950.
- Лаврик Н.И. Структура рудного поля и элементы зональности минерализации месторождения Тернистого. - В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса, Владивосток, 1971.

- Левецкий О.Д., Смирнов В.И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел, не выходящих на поверхность. — Сов. геол., № 2, 1959.
- Логинов В.П. Эндогенная зональность колчеданных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений, т. 2, М., изд-во "Наука", 1974.
- Маракушев А.А. Термодинамические факторы образования рудной зональности. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений (тезисы докладов к совещанию). М., 1972.
- Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., изд-во "Мир", 1973.
- Набоко С.И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Некрасов И.Я. О причине возникновения пульсационной зональности на оловорудных месторождениях Северо-Восточной Якутии. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага, 1963.
- Образцова З.А. О роли рудовмещающих пород в формировании гипогенных руд полиметаллических месторождений. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых. Л., Изд-во ЛГУ, 1966.
- Онтоев Д.О. Некоторые данные по геологии и зональности оруденения Хапчерангинского месторождения (Восточное Забайкалье). — Геол. рудн. месторождений, № 5, 1960.
- Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность сульфидно-вольфрамовых и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья и особенности их генезиса. М., ИГЕМ АН СССР, 1972.
- Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Изд-во "Недра", 1972.
- Радкевич Е.А. О связи оловорудных, олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений с магматизмом. — В кн.: Материалы к II Всес. петрограф. совещ., Ташкент, 1958.
- Радкевич Е.А., Асманов В.Я., Бакулин Ю.И., Гагаев В.Н., Житенев Н.Н., Квятковский Е.М., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Коростелев П.Г., Кушев В.Б., Михайлов М.А., Онихимовский В.В., Селезнев П.Н., Степанова М.Б. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М., изд-во "Наука", 1971.
- Рундквист Д.В. Распределение давления в горных породах и размещение метасоматических образований. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., изд-во "Недра", 1966.
- Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М., изд-во "Наука", 1972.
- Смирнов В.И. Порядок эндогенной рудной зональности. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага, 1963.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., изд-во "Недра", 1968.
- Смирнов В.И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. — В кн.: Генетические проблемы руд. (Докл. сов. геологов на 21 сесс. МКГ, пробл. 16) М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1937.
- Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., изд-во "Наука", 1971.
- Хрушов Н.А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. — Записки Всес. минер. об-ва, вып. I, 1953.
- Хрушов Н.А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага, 1963.
- Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 50, 1960.
- Шлыгин А.Е. О возможности возникновения "замкнутых" систем при формировании гидротермальных месторождений и ореолов окolorудных изменений. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., изд-во "Недра", 1966.
- Щеглов А.Д. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — Записки Всес. минер. об-ва, вып. 3, 1954.
- Щерба Г.Н. Из опыта изучения внутренних контактов гранитных массивов. — Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 2, 1953.
- Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1960.

- Barnes H.L., Mineral zoning and ore transport. — In: XX Congr. Geol. Intern., Resum de los trabajos presentados. Mexico, 1956.
- Barnes H.L. Mechanisms of mineral zoning. — Econ. Geol., 57, N 1, 1962.
- Barth T.F.W. Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland. — Carnegie Inst. Wash, Publ. 587, 1950.
- Bèche de la H.T. Report on the geology of Cornwall, Devon and West Somerset. London, 1839.
- Buschendorf F., Nielsen H., Pulchert H., Riche W. Sulfer isotope investigations of the Meggen/Linne (Germany) pyrite-sphalerite-barite deposti and various devonian evaporites. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 27, N 5, 1963.
- Dines H.G. The metalliferous mining region of South-West England, v.1,2. London, 1956.
- Emmons W.H. Primary downward changes in ore deposits. — Trans. Amer. Inst. Met., Min. Eng., 70, 1924.
- Emmons W.H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. — Intern. Geol. Congr. Rep. XVI sess. USA, 1, Wash., 1936.
- Engel A.E.J., Clayton R.N., Epstein S. Variations in isotopic composition of oxygen and carbon in Leadvill limestone in its hydrothermal and metamorphic phases. — J. Geol., 66, 1961.
- Graeser S. Die Mineralfundstellen im Dolomit des Binnatales. — Schweiz mineral. u. petrogr. Mitteil., 45, H. 2, 1965.
- Hüttenhein H., Ohnemüller W. Das Westfeld der Grube Hilfe Gottes bei Bad Grund als Teilglied der Oberharzer Blei-Zink-Erzgänge. — N.Jb. Miner., Abh., 91, H. 1-3, 1957.
- Pisa M. Minerogenese Pb-Zn-loziske v Bohutine u Pribrami. — Sborn.geologických Ved, rada LG, sv. 7. Phara, 1966.
- Pockley R.P.C. Four new uranium-lead ages from Cornwall. — Miner. Mag., 33, N 267, 1964.
- Schneider-Scherbina A. Time-space paragenetic sequences in the hypogene ore deposits of Bolivia. — In: Problems of postmagmatic ore depositions, v.2. Prague, 1965.
- Spurr J.E. A theory of ore-deposition. — Econ. Geol., 2, N 8, 1907.
- Spurr J.E. Theory of ore-depositions. — Econ. Geol., 7, N 5, 1912.
- Turneure F.S., A comparative study of major ore deposits of Central Bolivia. Pt.2. — Econ. Geol., 55, N 3, 1960.
- Turneure F.S. Tin deposits of Lllallagua, Bolivia. — Econ. Geol., 30, N 1, 1935.
- Turneure F.S., Welker K.K. The ore deposits of the Eastern Andes of Bolivia, the Cordillera Real. — Econ. Geol., 42, N 7, 1947.
- Van Hise C.R. Some principles controlling the deposition of ores. — Trans. Amer. Inst. Met. Min. Eng., 1902.
- White D.E. Thermal waters of volcanic origin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 68, N 12, pt.1, 1957.

А. А. Маракүшев

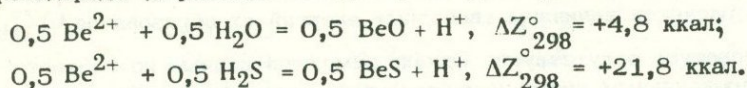
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Изучение горных пород и рудных месторождений давно привело к выявлению устойчивых парагенезисов металлов, повторяющихся в сходных условиях, которые нередко закономерно размещаются в пространстве с образованием рудной зональности. В познании этих закономерностей главную роль должен играть анализ взаимоотношений металлов с компонентами гидротермальных растворов (флюидов) — H_2O , H_2S , H_2 , Cl_2 , F_2 и др., которыми определяются миграционная способность металлов, их тенденции к совместной концентрации или рассеянию. Наиболее общей характеристикой металлов в этом отношении является химическое сродство их ионов к протону (H^+), которым определяются кислотно-щелочные свойства металлов в соответствии с классической теорией Бренстедта и Лоури.

Согласно этой теории, к кислотам относятся вещества, стремящиеся отдавать протоны, а к основаниям — вещества, стремящиеся присоединить протоны (Дей, Селбин, 1969). Кислотные свойства металлов должны, следовательно, нарастать в порядке понижения их химического сродства к протону, которое определяется химической природой металлов и общим составом растворов.

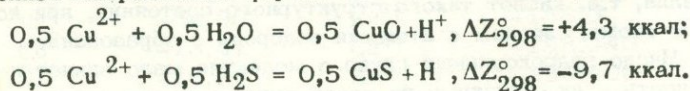
Влияние состава растворов на проявление кислотно-щелочных свойств металлов характеризуется прежде всего их химическим сродством к компонентам растворов H_2O , H_2S , Cl_2 , F_2 , CO_2 и др.

В приложении к процессам рудообразования главное значение имеет "сероводородность" растворов, определяемая соотношением в них содержаний H_2O и H_2S . Следовательно, мерой химического сродства металлов к протону может служить свободная энергия реакций их ионизации с участием воды или сероводорода (в расчете на один протон), например для бериллия:



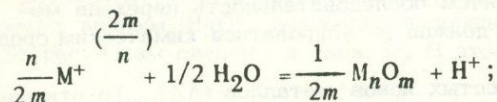
По этим данным переход от водных к сероводородным растворам сопровождается значительным увеличением приращения свободной энергии реагирующих веществ (ΔZ_{298}°), т.е. усилением смещенности реакции влево, в сторону образования катиона бериллия с соответствующим поглощением протона. Эти соотношения типичны для оксифильных металлов, характеризующихся низким химическим сродством к сере относительно кислорода (Маракушев, Безмен, 1972).

С повышением содержания сероводорода в растворах усиливаются щелочные свойства этих металлов и стабильность катионных миграционных форм. Они принципиально отличаются от металлов с высоким химическим сродством к сере относительно кислорода (сульфурфильных), которые с ростом содержания сероводорода проявляют все более кислотные свойства. Это выражается сокращением устойчивости их катионов в результате реакций с освобождением протона (соответственно стабилизируются анионные миграционные формы). Примером может служить медь, которая по отношению к водному раствору проявляет основные свойства, характеризуясь положительной величиной приращения свободной энергии (ΔZ_{298}°) окисно-водной реакции (как и бериллий). Добавление сероводорода смещает реакцию вправо, сокращая устойчивость катионной миграционной формы Cu^{2+} и способствуя освобождению протона (H^+)

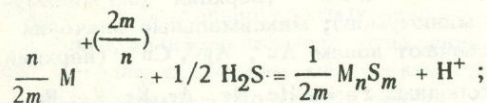


Таким образом, чем выше химическое сродство данного металла (M) к протону, тем значительнее реакции рассматриваемого типа смещены влево, т.е. металл проявляет более щелочные свойства (легче переходит в состояние положительного иона).

Приращения свободной энергии в результате реакций (ΔZ_T°) численно равны величинам относительного химического потенциала протона ($\mu_{H^+}^{H_2O}$ и $\mu_{H^+}^{H_2S}$):



$$\Delta Z_T^{\circ} = -\mu_{H^+}^{H_2O} = -RT \ln a_{H^+};$$



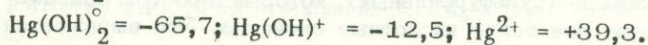
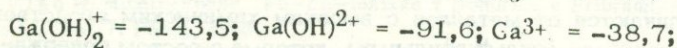
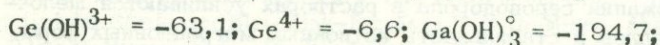
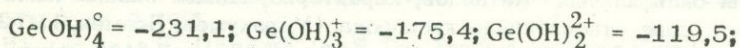
$$\Delta Z_T^{\circ} = -\mu_{H^+}^{H_2O} = -RT \ln a_{H^+}.$$

¹ Химические активности других компонентов раствора - ионов металлов, H_2S , H_2O - условно полагаются равными единице.

По этим показателям металлы сопоставляются в отношении кислотно-щелочных свойств с учетом химических особенностей среды их нахождения. Необходимые для расчета данные по сульфидам, окислам и простым ионам металлов в водных растворах заимствованы из справочников (Robie, Waldbaum, 1968; М.Х. Карапетьянц и М.Л. Карапетьянц, 1968; Наумов и др., 1971; Карпов и др., 1968) и отчасти рассчитаны. Рассчитанные величины относятся в основном к металлам с сильно кислотными свойствами, которые в реальных водных растворах не образуют простых положительно заряженных ионов, и необходимые для расчетов величины свободных энергий их образования (ΔZ_{298}°)

в справочной литературе отсутствуют. Однако имеются данные по соответствующим им гидроксильным ионам и нейтральным соединениям. Они находятся в линейной зависимости от числа гидроксильных групп, входящих в их состав, что позволяет рассчитать ΔZ_{298}° простых ионов путем экстраполяции.

Ниже приводятся некоторые примеры величин свободной энергии образования ионов в килокалориях:



Данные по простым положительным ионам металлов, использованные в расчетах, сведены в табл. 1. Таким образом, в единую систему приведены металлы со щелочными, умеренными и кислотными свойствами, что необходимо для их непосредственного сопоставления. При этом отображаются кислотные свойства металлов в отношении образования наиболее слабых кислот, возможных для данного металла, т.е. кислот такого структурного состояния, при котором все кислородные атомы связаны с атомами водорода с образованием гидроксильных групп. Число гидроксильных групп в молекуле мало влияет на относительную кислотность. Так, близкими по своей силе являются следующие кислоты (цифры - константы диссоциации pK , Дей, Селбин, 1969): $\text{Te}(\text{OH})_6 = 8,8$; $\text{Ge}(\text{OH})_4 = 8,6$; $\text{As}(\text{OH})_3 = 9,2$; $\text{Cl}(\text{OH}) = 7,2$; $\text{Br}(\text{OH}) = 8,7$; $\text{J}(\text{OH}) = 11,0$. Более сильная кислотность металлов проявляется благодаря окислению, т.е. присоединению негидроксильного кислорода (избыточного по отношению к водороду): $\text{As}(\text{OH})_3 = 9,2$; $\text{AsO}(\text{OH})_3 = 2,3$; $\text{Cl}(\text{OH}) = 7,2$; $\text{ClO}(\text{OH}) = 2,0$; $\text{ClO}_2(\text{OH}) = -1$.

Процессы окисления являются одной из важных причин повышения кислотности гидротермальных растворов, причем последовательность перехода металлов в более окисленное состояние должна регулироваться химическим средством их к кислороду.

Свободная энергия образования простых ионов металлов (ΔZ_{298}°) в отношении к их атомному весу характеризуется графиком (фиг.1), который отображает периодичность изменения этого важного термодинамического свойства растворенных веществ. Минимальные значения ΔZ_{298}° (максимальной стабильности) приходятся на Ac^{3+} , La^{3+} , Y^{3+} , Al^{3+} и Be^{2+} (верхний ряд минимумов) и Ga^{3+} , In^{3+} и Hg^{2+} (нижний ряд минимумов); максимальные значения ΔZ_{298}° (минимальная стабильность) отвечают ионам Au^{+} , Ag^{+} , Cu^{+} (верхний ряд максимумов), а также ионам благородных газов He , Ne , Ar , Kr , Xe , Rn , свободная энергия образования ионов которых бесконечно велика (максимумы уходят в бесконечность, что на диаграмме показано стрелками). Этим объясняется инертное поведение этих газов в водных растворах. Зависимости, представленные на фиг. 1, отражающие периодический закон Д.И. Менделеева, важны при приблизительных оценках термодинамических свойств ионов и критическом рассмотрении экспериментальных данных.

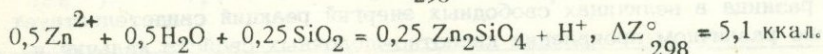
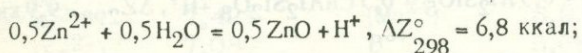
Таблица 1

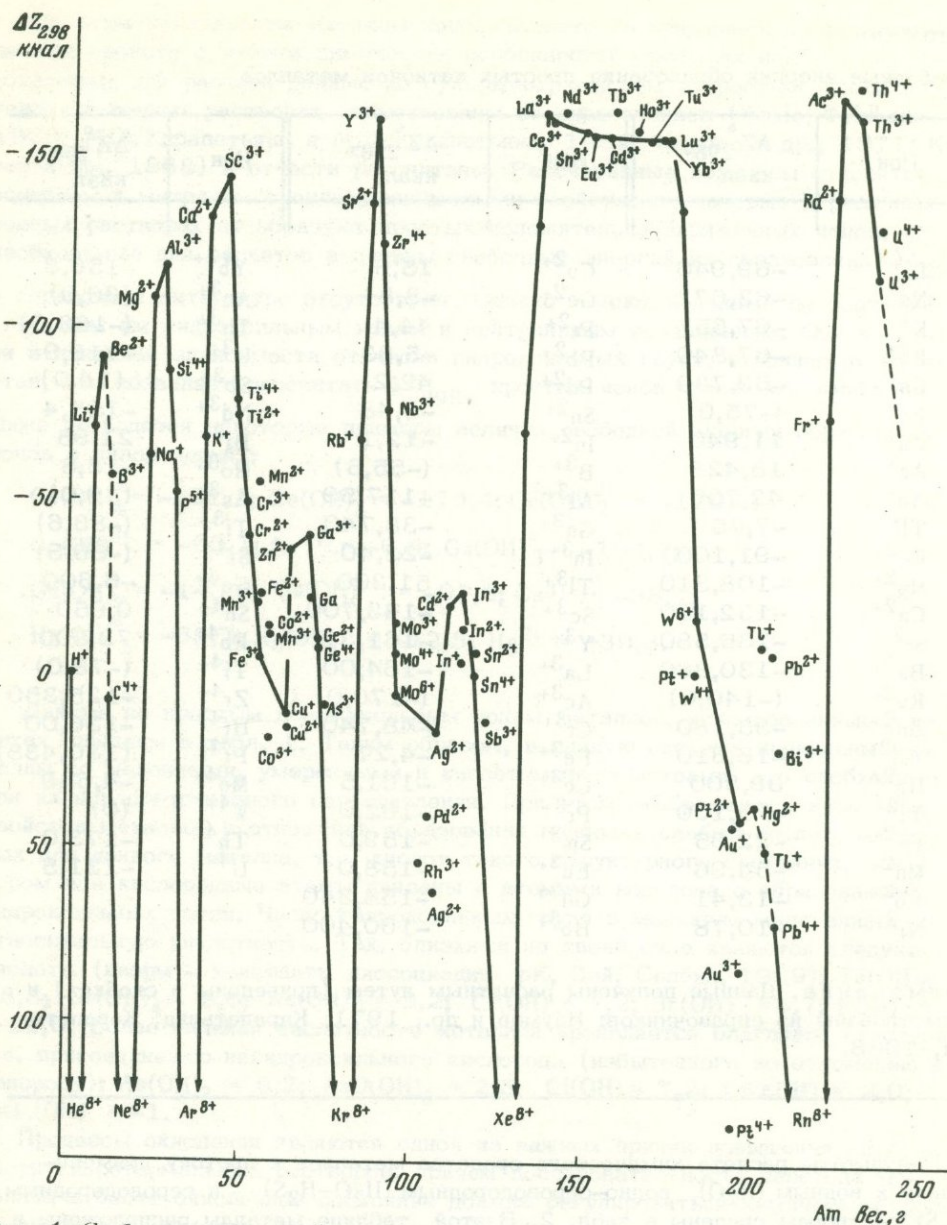
Свободные энергии образования простых катионов металлов

Ион	ΔZ°_{298} , ккал	Ион	ΔZ°_{298} , ккал	Ион	ΔZ°_{298} , ккал
Li ⁺	-69,940	Cu ²⁺	15,6	Yb ³⁺	-156,8
Na ⁺	-62,672	Ge ²⁺	-8,8	Au ³⁺	(86,0)
K ⁺	-67,557	Pt ²⁺	44,4	Th ³⁺	(-163,0)
Rb ⁺	-67,840	Pb ²⁺	-5,83	U ³⁺	-116,9
Cs ⁺	-69,730	Pd ²⁺	42,2	Sb ³⁺	(14,0)
Fr ⁺	(-75,0)	Sn ²⁺	-6,48	Nd ³⁺	-155,4
Cu ⁺	11,940	In ²⁺	-12,1	Bi ³⁺	21,95
Ag ⁺	18,428	B ³⁺	(-55,5)	Mo ³⁺	-13,8
Au ⁺	42,700	Al ³⁺	-117,59	As ³⁺	(10,0)
Tl ⁺	-7,75	Ga ³⁺	-38,740	Ti ³⁺	(-83,6)
Be ²⁺	-91,100	In ³⁺	-23,40	Si ⁴⁺	(-86,5)
Mg ²⁺	-108,810	Tl ³⁺	51,300	Ge ⁴⁺	-6,600
Ca ²⁺	-132,100	Sc ³⁺	-143,700	Sn ⁴⁺	0,650
Sr ²⁺	-136,580	Y ³⁺	-161,31	Pb ⁴⁺	72,300
Ba ²⁺	-130,860	La ³⁺	-164,00	Ti ⁴⁺	(-78,0)
Ra ²⁺	(-140,0)	Ac ³⁺	(-170,0)	Zr ⁴⁺	-125,350
Zn ²⁺	-35,180	Cr ³⁺	-48,740	Hf ⁴⁺	-136,00
Cd ²⁺	-18,610	Fe ³⁺	-4,27	Pt ⁴⁺	(130,438)
Hg ²⁺	39,300	Ce ³⁺	-161,5	Mo ⁴⁺	-4,689
Ti ²⁺	-75,100	Pr ³⁺	-162,0	W ⁴⁺	(0)
Fe ²⁺	-22,05	Sm ³⁺	-159,0	Th ⁴⁺	-173,0
Mn ²⁺	-54,96	Eu ³⁺	-158,0	U ⁴⁺	-131,5
Co ²⁺	-13,41	Gd ³⁺	-158,340		
Ni ²⁺	-10,78	Ho ³⁺	-160,400		

Примечание. Данные получены расчетным путем (приведены в скобках) и заимствованы из справочников: Наумов и др., 1971; Карапетьянц, Карапетьянц, 1968.

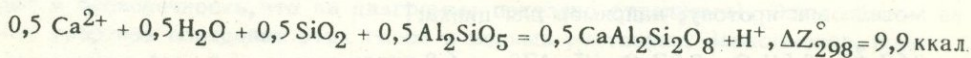
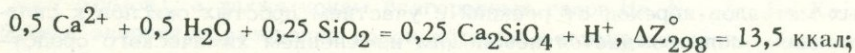
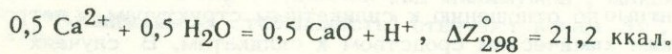
Результаты расчета химического сродства металлов к протону применительно к водным (H₂O), водно-сероводородным (H₂O-H₂S) и сероводородным (H₂S) растворам сведены в табл. 2. В этой таблице металлы расположены в порядке понижения их щелочных свойств, уменьшения величин $\Delta Z^{\circ}_{298} = -\mu_{H^+}^{H_2O(H_2S)}$ реакций. При этом учтены не только реакции ионов металлов с участием простых окислов и сульфидов, а также более сложные реакции, в которых принимают участие силикаты и алмосиликаты. По тенденции входить в состав этих минералов (относительно простых окислов и сульфидов) различаются рудогенные металлы, индифферентные по отношению к силикатным структурам, и петрогенные металлы с высоким химическим сродством к силикатам. В случаях рудогенных металлов переход от реакций с участием простых окислов к силикатным реакциям сопровождается небольшим изменением химического сродства металлов к протону, например для цинка:





Фиг. 1. Свободная энергия образования простых ионов металлов в водных растворах (ΔZ_{298}^V) в зависимости от их атомного веса

Ионные соотношения намечаются для петрогенных металлов, характеризующихся высоким химическим сродством к кремнезему и глинозему, что видно на примере кальция:



Большая разница в величинах свободных энергий реакций свидетельствует о существенно различном проявлении кислотно-щелочных свойств кальция и

Таблица 2

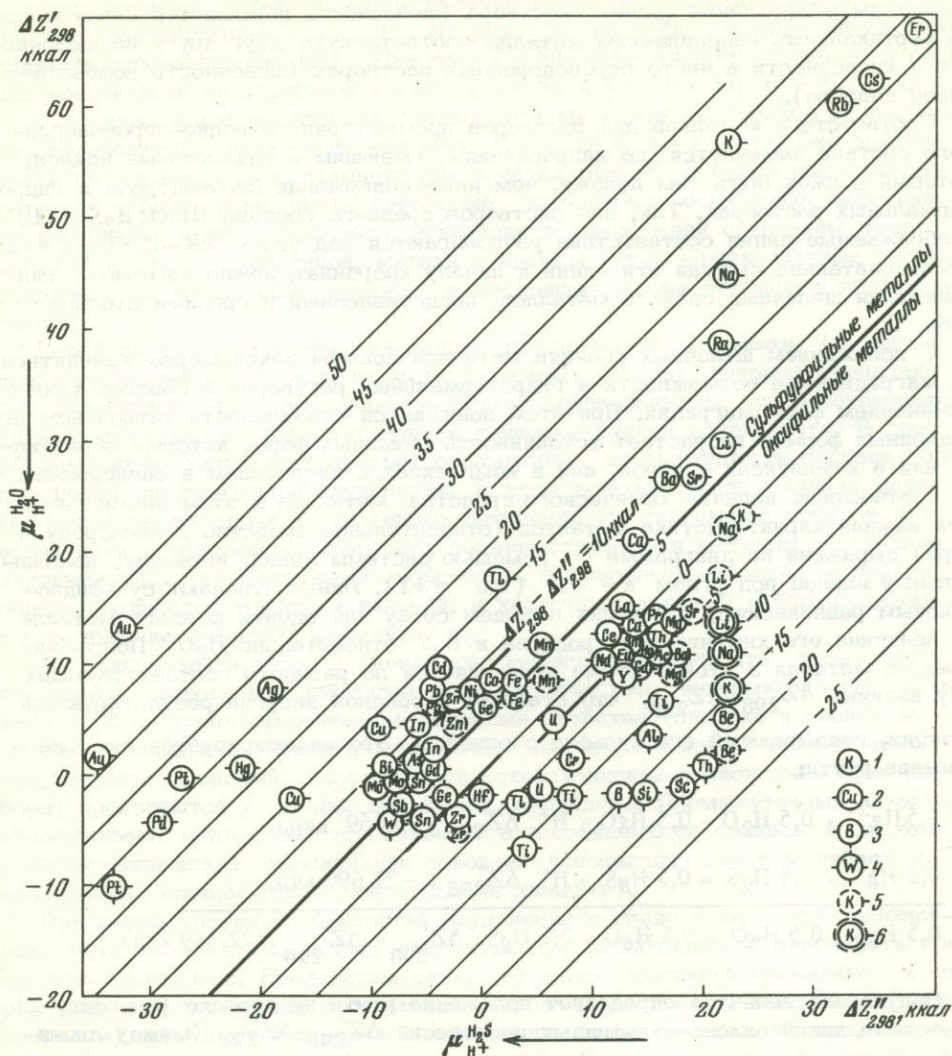
Ряды кислотности – щелочности катионов металлов в водных, водно-сероводородных и сероводородных растворах (для стандартных условий)

Водные растворы		Водно-сероводородные растворы		Сероводородные растворы	
Катион	ΔZ_{298}° , ккал	Катион	ΔZ_{298}° , ккал	Катион	ΔZ_{298}° , ккал
Fr ⁺	66,568	Fr ⁺	52,928	Fr ⁺	39,288
Cs ⁺	61,929	Cs ⁺	48,520	Cs ⁺	35,110
Rb ⁺	60,003	Rb ⁺	46,040	Rb ⁺	32,077
K ⁺	56,388	K ⁺	39,265	K ⁺	22,142
Na ⁺	44,909	Na ⁺	33,334	(K ⁺)	22,142
Ra ²⁺	38,568	Ra ²⁺	29,928	[K ⁺]	22,142
Li ⁺	29,093	Li ⁺	25,192	Be ²⁺	21,828
Sr ²⁺	26,965	Sr ²⁺	22,875	(Be ²⁺)	21,828
Ba ²⁺	26,751	(K ⁺)	22,157	Na ⁺	21,758
(K ⁺)	22,172	(Na ⁺)	21,950	(Na ⁺)	21,758
(Na ⁺)	22,138	Ba ²⁺	21,714	[Na ⁺]	21,758
Ca ²⁺	21,192	(Li ⁺)	19,500	Li ⁺	21,291
(Li ⁺)	17,706	[Li ⁺]	17,370	(Li ⁺)	21,291
Tl ⁺	17,568	Ca ²⁺	17,358	[Li ⁺]	21,291
La ³⁺	14,884	(Sr ²⁺)	16,597	Ra ²⁺	21,288
(Sr ²⁺)	14,410	[Na ⁺]	16,338	Th ⁴⁺	20,127
Pr ³⁺	13,996	Mg ²⁺	15,382	Sr ²⁺	18,784
Mg ²⁺	13,684	[K ⁺]	14,795	(Sr ²⁺)	18,784
(Ca ²⁺)	13,524	Pr ³⁺	14,713	Sc ³⁺	18,112
[Li ⁺]	13,450	Th ³⁺	14,124	Mg ²⁺	17,079
Au ⁺	13,248	La ³⁺	13,723	(Mg ²⁺)	17,079
Ce ³⁺	12,483	(Ba ²⁺)	13,710	Ba ²⁺	16,676
Th ³⁺	12,401	(Ca ²⁺)	13,523	(Ba ²⁺)	16,676
Sm ³⁺	11,903	(Mg ²⁺)	13,489	Ti ²⁺	15,993
Mn ²⁺	11,438	Be ²⁺	13,318	Th ³⁺	15,846
Ho ³⁺	11,284	Ac ³⁺	13,303	Pr ³⁺	15,429
Ac ³⁺	11,151	Ho ³⁺	12,894	Ac ³⁺	15,454
[Na ⁺]	10,918	Sm ³⁺	12,471	Al ³⁺	15,036
Yb ³⁺	10,860	Yb ³⁺	12,208	(Al ³⁺)	15,036
(Ba ²⁺)	10,744	Ce ³⁺	12,140	Ho ³⁺	14,504
Nd ³⁺	10,368	Gd ³⁺	11,896	Yb ³⁺	13,555
Eu ³⁺	10,359	(Be ²⁺)	11,852	Ca ²⁺	13,523
Gd ³⁺	10,348	[Ca ²⁺]	11,700	(Ca ²⁺)	13,523
(Mg ²⁺)	9,900	Eu ³⁺	11,657	[Ca ²⁺]	13,523
[Ca ²⁺]	9,878	Ti ²⁺	11,206	Gd ³⁺	13,443
Cd ²⁺	9,573	Nd ³⁺	10,754	Si ⁴⁺	13,423
Y ³⁺	8,846	Y ³⁺	10,731	Sm ³⁺	13,038
(Mn ²⁺)	8,452	Th ⁴⁺	10,418	B ³⁺	13,020
Co ²⁺	8,308	Tl ⁺	9,413	Eu ³⁺	12,954
Fe ²⁺	8,298	Al ³⁺	9,253	Y ³⁺	12,615
Pb ²⁺	7,713	(Al ³⁺)	9,080	La ³⁺	12,562
Ag ⁺	7,640	Sc ³⁺	8,474	Ce ³⁺	11,796
[K ⁺]	7,448	Mn ²⁺	8,428	Nd ³⁺	11,140
Ni ²⁺	7,421	(Mn ²⁺)	6,935	Cr ³⁺	7,915
(Fe ²⁺)	7,087	B ³⁺	5,680	Ti ³⁺	7,786

Таблица 2 (продолжение)

Водные растворы		Водно-сероводородные растворы		Сероводородные растворы	
Катион	ΔZ_{298}° , ккал	Катион	ΔZ_{298}° , ккал	Катион	ΔZ_{298}° , ккал
(Pb ²⁺)	6,919	U ³⁺	5,644	U ³⁺	6,504
Zn ²⁺	6,863	Fe ²⁺	5,608	Mn ²⁺	5,417
Ti ²⁺	6,418	Si ⁴⁺	5,602	(Mn ²⁺)	5,417
Ge ²⁺	6,368	(Fe ²⁺)	5,005	U ⁴⁺	5,108
(Zn ²⁺)	5,066	Cr ³⁺	4,629	Ti ⁴⁺	3,794
Be ²⁺	4,807	Co ²⁺	4,461	Tl ³⁺	3,312
U ³⁺	4,784	Ni ²⁺	3,260	Fe ²⁺	2,923
In ²⁺	4,426	Ge ²⁺	3,213	(Fe ²⁺)	2,923
Al ³⁺	3,469	Ti ³⁺	2,923	Tl ⁺	1,258
(Al ³⁺)	3,123	Cd ²⁺	2,741	Co ²⁺	0,613
In ³⁺	2,026	Zn ²⁺	2,075	Ge ²⁺	0,058
(Be ²⁺)	1,877	U ⁴⁺	1,830	Hf ⁴⁺	-0,212
Au ³⁺	1,729	Pb ²⁺	1,578	Ni ²⁺	-0,902
Cr ³⁺	1,343	(Pb ²⁺)	1,181	Zr ⁴⁺	-2,375
Cu ²⁺	1,269	(Zn ²⁺)	1,176	(Zr ⁴⁺)	-2,375
As ³⁺	1,035	Tl ³⁺	0,365	Zn ²⁺	-2,714
Th ⁴⁺	0,709	In ²⁺	-0,633	(Zn ²⁺)	-2,714
Hg ²⁺	0,669	Hf ⁴⁺	-1,018	Ge ⁴⁺	-3,458
Bi ³⁺	0,332	In ³⁺	-1,267	Cd ²⁺	-4,091
Ga ³⁺	-0,109	Ti ⁴⁺	-1,439	Pb ²⁺	-4,558
Sn ²⁺	-0,142	As ³⁺	-2,501	(Pb ²⁺)	-4,558
Pt ²⁺	-0,261	Cu ²⁺	-2,696	In ³⁺	-4,559
Mo ³⁺	-0,582	Sn ²⁺	-2,697	Sn ²⁺	-5,252
Fe ³⁺	-0,896	Ga ³⁺	-2,767	Ga ³⁺	-5,424
Mo ⁴⁺	-1,085	Ge ⁴⁺	-2,828	Sn ⁴⁺	-5,661
Sc ³⁺	-1,165	Zr ⁴⁺	-2,923	In ²⁺	-5,692
U ⁴⁺	-1,448	Fe ³⁺	-3,327	Fe ³⁺	-5,758
B ³⁺	-1,661	(Zr ⁴⁺)	-3,365	As ³⁺	-6,037
Hf ⁴⁺	-1,824	Bi ³⁺	-4,265	Pb ⁴⁺	-6,862
Ti ³⁺	-1,941	Mo ³⁺	-4,280	Sb ³⁺	-7,572
Cu ⁺	-2,133	Sn ⁴⁺	-4,856	Mo ³⁺	-7,978
Ge ⁴⁺	-2,197	Sb ³⁺	-4,960	W ⁴⁺	-8,067
Si ⁴⁺	-2,219	Mo ⁴⁺	-5,250	Bi ³⁺	-8,862
Sb ³⁺	-2,348	Pb ⁴⁺	-5,347	Mo ⁴⁺	-9,415
Tl ³⁺	-2,582	Ag ⁺	-5,780	Cu ²⁺	-9,660
Zr ⁴⁺	-3,471	W ⁴⁺	-5,950	Cu ⁺	-17,497
Pb ⁴⁺	-3,832	Au ⁺	-9,647	Ag ⁺	-19,201
W ⁴⁺	-3,832	Cu ⁺	-9,815	Hg ²⁺	-21,690
Sn ⁴⁺	-4,050	Hg ²⁺	-10,511	Pt ²⁺	-27,388
Pd ²⁺	-4,287	Pt ²⁺	-13,825	Pd ²⁺	-29,132
(Zr ⁴⁺)	-4,354	Pd ²⁺	-16,710	Au ⁺	-32,542
Ti ⁴⁺	-6,672	Au ³⁺	-16,759	Pt ⁴⁺	-33,376
Pt ⁴⁺	-10,130	Pt ⁴⁺	-21,753	Au ³⁺	-35,247

Примечание. В круглых скобках металлы, показатели щелочности которых определены по силикатным равновесиям, в квадратных — по алюмосиликатным равновесиям.



Фиг. 2. Диаграмма кислотности-щелочности металлов. Построена по величинам химического сродства металлов, рассчитанным относительно водных ($-\mu_{H^+}^{H_2O}$) и сероводородных ($-\mu_{H^+}^{H_2S}$) растворов для стандартных условий

1-4 - металлы различной валентности; 5,6 - металлы, сродство к протону для которых рассчитано по силикатным (5) и алюмосиликатным (6) равновесиям

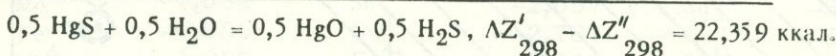
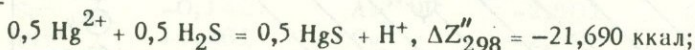
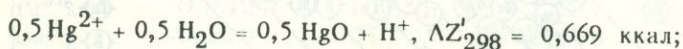
подобных ему петрогенных металлов при отсутствии кремнезема и при его избытке.

Графическое обобщение результатов расчетов химического сродства металлов к протону (кислотно-щелочных свойств) в приложении в водно-сероводородным флюидам (см. табл. 2) дается на диаграмме (фиг. 2). По оси ординат даны величины химического сродства, оцененные по реакциям с участием газообразной воды ($\Delta Z'_{298} = -\mu_{H^+}^{H_2O}$ - левый ряд металлов табл. 2, по оси абсцисс - по реакциям с участием газообразного сероводорода $\Delta Z''_{298} = -\mu_{H^+}^{H_2S}$ - правый ряд металлов табл. 2. Таким образом, по горизонтальным направлениям на диаграмме прослеживается соответствие металлов по кислотно-щелочным

свойствам в отношении водного раствора (щелочность повышается снизу вверх), по вертикальным направлениям металлы соответствуют друг другу по щелочности — кислотности в чисто сероводородных растворах (щелочность возрастает слева направо).

Соответствие металлов для растворов промежуточного водно-сероводородного состава намечается по направлениям, имеющим отрицательный наклон, который должен быть тем положе, чем ниже содержание сероводорода в гидротермальных растворах. Так, для растворов среднего состава ($H_2O:H_2S = 1$) воображаемые линии соответствия располагаются под углом $\alpha = -45^\circ$ ($tg \alpha = -1$). Последовательно смещая эти линии к началу координат, можно наметить ряд понижения щелочных свойств металлов, представленный в среднем столбце табл. 2.

С понижением щелочных свойств металлов должны закономерно изменяться их миграционные возможности в гидротермальных растворах в соответствии с изменением форм миграции. При этом понижается стабильность катионных миграционных форм и возрастает устойчивость анионных форм, которые образуются или в комплексах с серой, или в комплексах с кислородом в зависимости от соотношения величин химического сродства металлов к этим элементам. Эта важная характеристика металлов (относительное сродство к кислороду и сере) выражена на диаграмме с помощью системы линий, имеющих положительный наклон под углом $\alpha = 45^\circ$ ($tg \alpha = +1$). Линии отвечают сульфидно-окисным равновесиям, составляя в общем сетку для оценки каждого металла по величине его химического сродства к H_2S относительно H_2O . Положение каждого металла в этой системе определяется по разности соответствующих ему величин $\Delta Z'_{298} - \Delta Z''_{298}$, что отвечает свободной энергии результирующей реакции, связывающей его сульфид с окислом. Это иллюстрируется ниже на примере ртути:



Полученная величина определяет положение ртути на графике (см. фиг. 2) в системе линий окисно-сульфидных равновесий $\Delta Z'_{298} - \Delta Z''_{298}$ (между линиями 20 и 25 ккал). Она характеризует ртуть как металл с высоким химическим сродством к сере относительно сродства к кислороду. По этой характеристике металлы подразделяются на диаграмме на сульфурфильные с высокой тенденцией связываться в соединениях с серой (в сульфидах или сульфидных анионах миграционных комплексах) и оксифильные, стремящиеся к образованию кислородных соединений (окислов, силикатов или кислородных анионов).

Кислотно-щелочными свойствами металлов определяются многие черты их поведения в процессах рудообразования и петрогенезиса, что в различных аспектах подчеркивалось рядом исследователей (Коржинский, 1960, 1962; Жариков, 1960, 1968; Перчук, 1964; Маракушев, 1972а и др.). Диаграмма, приведенная на фиг. 2, отражает важную роль этой характеристики металлов в возникновении их устойчивых ассоциаций (парагенезисов) в эндогенных процессах образования рудных месторождений. Парагенетические связи возникают между теми металлами, у которых достигается сходство кислотно-щелочных свойств в геохимической обстановке данного гидротермального процесса. На диаграмме отчетливо проявляется группировка металлов, которые образуют стабильные ассоциации, прослеживаемые в эндогенных рудных месторождениях различного генезиса: $Ni + Co + Fe$; $Zn + Pb + Cd$; $Cu + Bi + Mo, Sn + W$; $In + Zn + Cu$; $Sc + Be + B$; $La + Ce$ и т.д. Входящие в них минералы близки по кислотно-щелочным свойствам, и эта близость сохраняется в широком диапазоне составов гидротермальных растворов. В этом отношении они отличаются

от парагенезисов металлов, возникновение которых ограничивается высокосернистыми растворами (Ge + Zn; U + Ni + Co; U + Pb + Zn и др.), растворами, бедными сероводородом (Hg + Sb + As + W + Sn; Ag + Au + Pb + Zn и др.) или практически не содержащими его (U + Sn + W; Ga + Al; Pt + Cr и др.).

Указанные парагенетические соотношения металлов наметились на диаграмме, отвечающей стандартным условиям ($T = 298^{\circ}\text{K}$, $P = 1$ атм). Они практически не изменяются до температуры порядка 600°K . В более высокотемпературной области намечаются некоторые изменения: ослабевают парагенетические связи никеля и кобальта, усиливаются связи меди с никелем, меди с золотом и никеля с платиной, магния с хромом и т.д. Однако данные по высокотемпературным соотношениям в настоящее время неполны и приближительны.

Перейдем к рассмотрению на основе предложенной диаграммы (см. фиг. 2) неоднородностей оруденения по металлическому составу, которые возникают при размещении его в пространстве. Такая неоднородность при закономерном ее характере хорошо характеризуется понятием рудной зональности. В простейшем случае она может явиться отражением неоднородности состава горных пород, подвергшихся оруденению. В этом вопросе важен анализ парагенезисов петрогенных и рудогенных металлов. Из диаграммы следует, что к ассоциации в эндогенных процессах должны стремиться металлы с наиболее близкими кислотно-щелочными свойствами. К основным металлам в горных породах относятся магний и кальций, к кислотным кремний и бор, промежуточное положение занимает алюминий.

Из диаграммы и табл. 2 (левый ряд металлов) видно, что этому ряду основности петрогенных металлов соответствует ряд типичных рудогенных металлов. В их числе относительно основные свойства (близкие к свойствам магния и кальция в силикатах) проявляют никель, кобальт и железо, цинк, свинец, серебро и кадмий, кислотные свойства (близкие к свойствам кремния и бора) проявляются у олова, вольфрама, молибдена. Промежуточный характер обнаруживают медь и золото, входящие в ассоциацию со свинцом и цинком (полиметаллическая относительно основная ассоциация) или с молибденом, вольфрамом, оловом (более кислотная ассоциация).

При рассмотрении особенностей оруденения в связи с составом замещающих пород важно иметь в виду относительную кислотность — щелочность приносимых металлов. Представим себе, что в зону контакта кремнекислых пород (например гранитов) с основными породами (например магнезиальными скарнами) поступают гидротермальные растворы со свинцом, цинком, молибденом, золотом, серебром. В силу рассматриваемого кислотно-щелочного эффекта (фиг. 2) в кремнекислых породах (в эндоконтакте) должны преимущественно концентрироваться молибден, медь, золото, а в основных породах (в экзоконтакте) — цинк, свинец, серебро. Возникающая таким образом неоднородность оруденения может ошибочно рассматриваться как проявление температурной зональности. Представим себе другой случай, когда в зону сочетания кремнекислых и основных пород поступают более кислотные растворы, содержащие помимо указанных выше металлов также вольфрам, олово. В этом случае в зоне кремнекислых пород и в продуктах кислотного выщелачивания основных пород вероятно накопление наиболее ацидофильных металлов — олова, вольфрама, молибдена, а зона медного оруденения с золотом, по-видимому, сместится в основные породы, тогда как цинк, свинец, серебро в подобной геохимической обстановке должны рассеиваться.

Парагенетические связи, возникающие между петрогенными и рудогенными металлами, оказывают, по-видимому, и более общее влияние на рудообразование, определяя его специфику в различных структурно-фациальных зонах — в сиалических поясах накопления терригенных отложений и развития кислотного гранитоидного магматизма и кислотного метасоматоза, в симатических офиолитовых и других вулканогенных поясах, в которых кислотные процессы подавлены. Накопление терригенных толщ связано с экзогенными окислительными процессами. Входящие в их состав глинистые осадки первично богаты кисло-

родом, сорбированным глинистыми частицами; содержащиеся в них химические элементы находятся в высших степенях окисления. При вступлении в терригенные толщи глубинных рудоносных растворов кислотность их резко возрастает благодаря отмеченному выше эффекту окисления кислотных радикалов. Поэтому первично терригенные сиалические пояса особенно благоприятны для кон-

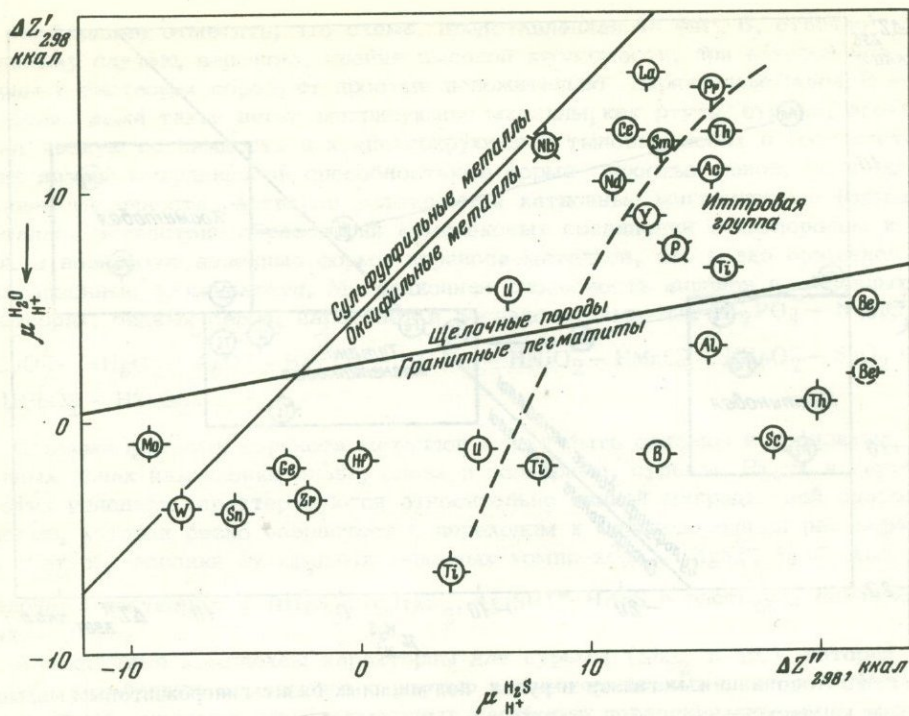
центрации ацидофильных металлов, для которых $\mu \frac{H_2O}{H^+} < 0$, тогда как в симатических поясах создаются условия для накопления металлов с более основными свойствами ($\mu \frac{H_2O}{H^+} > 0$ (см. фиг. 2). Этим может быть обусловлена неоднородность рудной металлоносности региональных структур, которая отмечается, например, в Тихоокеанском подвижном поясе (С.С. Смирнов, 1946; Радкевич, 1959).

Специфична металлогения жестких консолидированных структур земной коры, где развивается щелочной магматизм со свойственной ему минерализацией, которая по набору металлов закономерно отличается от минерализации, связанной с гранитами и гранитными пегматитами, как показано на фиг. 3. Для этой формации типичны редкие земли, парагенетически тесно связанные с фосфором, ниобием, танталом, ураном, торием. Они подразделяются на иттриевую и цериевую группы, которые характеризуются различным положением на диаграмме фиг. 2, чем намечается несколько большее сходство иттриевых металлов с торием, скандием, а цериевых с ураном, ниобием, танталом. Этим обуславливаются некоторые различия парагенетических связей и элементы разделения металлов этих двух групп в процессах развития щелочного магматизма и метасоматоза.

Остановимся подробнее на уране и тории, которые сходны по величине $\mu \frac{H_2O}{H^+}$ и во многих других отношениях, но различаются по химическому отношению к сере (см. фиг. 2, 3, табл. 2), чем обусловлены некоторые различия в парагенетических связях этих металлов. Торий кристаллизуется в гранитах и сиенитах в составе рассеянных минералов — монацита, циркона, ксенотима или концентрируется в пегматитах (торианит, торит, монацит). Совместно с торием в эти минералы входит и уран в ассоциации с танталом, ниобием, цирконием, гафнием, титаном, бериллием. Однако уран, в отличие от тория, тяготеет также к сульфидному оруденению, входя в ассоциации с никелем, кобальтом, медью, висмутом, с которыми связаны наиболее значительные концентрации урана, а также со свинцом, цинком, серебром. Типичный оксифильный металл, уран входит в парагенезисы с сульфидами в форме окислов (уранинит, настуран), ванадатов, фосфатов, арсенатов. Парагенетическая связь урана с ванадием очень характерна. Она проявляется также во вхождении этих металлов в состав титаномагнетитовых руд.

Анализ условий возникновения парагенетических связей между рудогенными и петрогенными металлами должен играть большую роль в исследованиях рудоносности магматических комплексов.

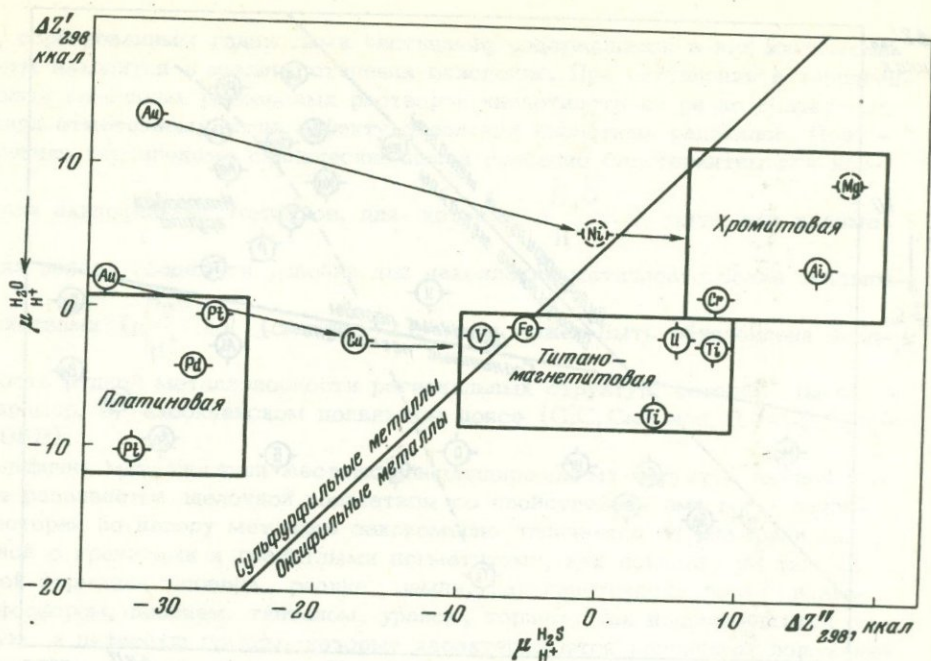
Ассоциации металлов в рудах магматического и гистеромагматического генезиса, связанных с базитами и гипербазитами, схематически характеризуются графиками фиг. 4 (расплавы без серы) и фиг. 5 (сульфидные расплавы). На них отчетливо выражена связь рудогенных и петрогенных металлов. Ультраосновные магнезиальные расплавы характеризуются концентрацией хрома, алюминия, отчасти никеля (в силикатной форме) и золота, что характерно для альпидных хромитовых интрузий. Уровню меньшей основности отвечают титаномагнетитовые и платиноносные комплексы ультраосновных пород и габброидов. Переход от них к сульфидным комплексам ультраосновных и основных пород сопровождается расширением набора металлов, характеризующихся халькофильными свойствами.



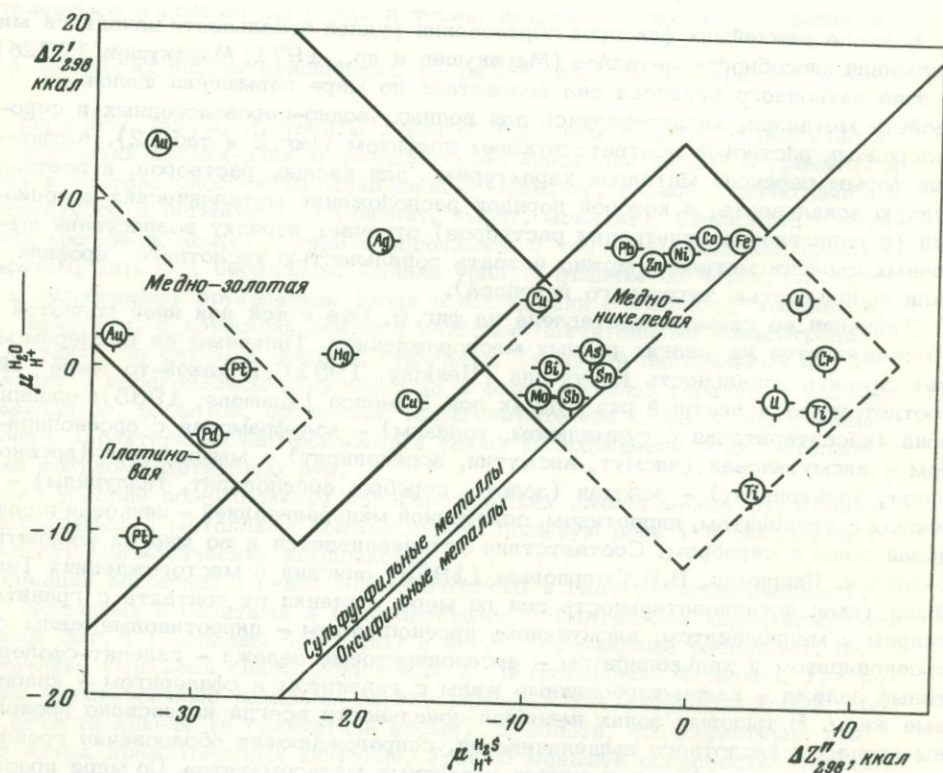
Фиг. 3. Парагенетические группы металлов, развивающихся в связи с гранитными пегматитами и щелочными породами

В числе важнейших факторов образования рудной зональности находится миграционная способность металлов (Маракушев и др., 1971; Маракушев, 1972б). В зоне катионного переноса она возрастает по мере повышения щелочных свойств металлов, характеризуясь для водных, водно-сероводородных и сероводородных растворов соответствующим графиком (фиг. 2 и табл. 2). Катионные формы переноса металлов характерны для кислых растворов, и поэтому рудную зональность, в которой порядок расположения металлических ассоциаций (в направлении фильтрации растворов) отвечает порядку возрастания щелочных свойств металлов, можно назвать зональностью кислотного профиля (или зональностью катионного переноса).

Типичная ее схема представлена на фиг. 6. Она с той или иной полнотой прослеживается на многих рудных месторождениях. Типичным ее примером может служить зональность Корнуэлла (Hosking, 1951). В какой-то мере ей соответствует известный ряд рудных зон Эммонса (Emmons, 1935): оловянная зона (касситеритовая с турмалином, топазом) – вольфрамовая с арсенопиритом – висмутиновая (висмут, висмутин, арсенопирит) – мышьяковая (арсенопирит, халькопирит) – золотая (золото, серебро, арсенопирит, теллуриды) – медная с уранинитом, пирротинном, серебряной минерализацией – цинковая и свинцовая зоны с серебром. Соответствие устанавливается и во многих конкретных разрезах. Например, В.И.Смирновым (1963) описана в месторождениях Тянь-Шаня такая последовательность зон по мере удаления от контакта с гранитами: скарны с молибденитом, висмутином, арсенопиритом – пирротинные жилы с арсенопиритом и халькопиритом – арсенопиритовые залежи – галенит-сфалеритовые залежи – кварц-карбонатные жилы с галенитом и сфалеритом – кварцевые жилы. В тыловых зонах подобной зональности всегда интенсивно проявлены процессы кислотного выщелачивания, сопровождающие образования грейзенов, вторичных кварцитов и других кислотных метасоматитов. По мере просачивания растворов они приобретают все более щелочной характер, вследствие их нейтрализации, что наряду с охлаждением растворов является фактором осаждения металлов.



Фиг. 4. Ассоциации металлов в рудах, подчиненных базит-гипербазитовым магматическим комплексам

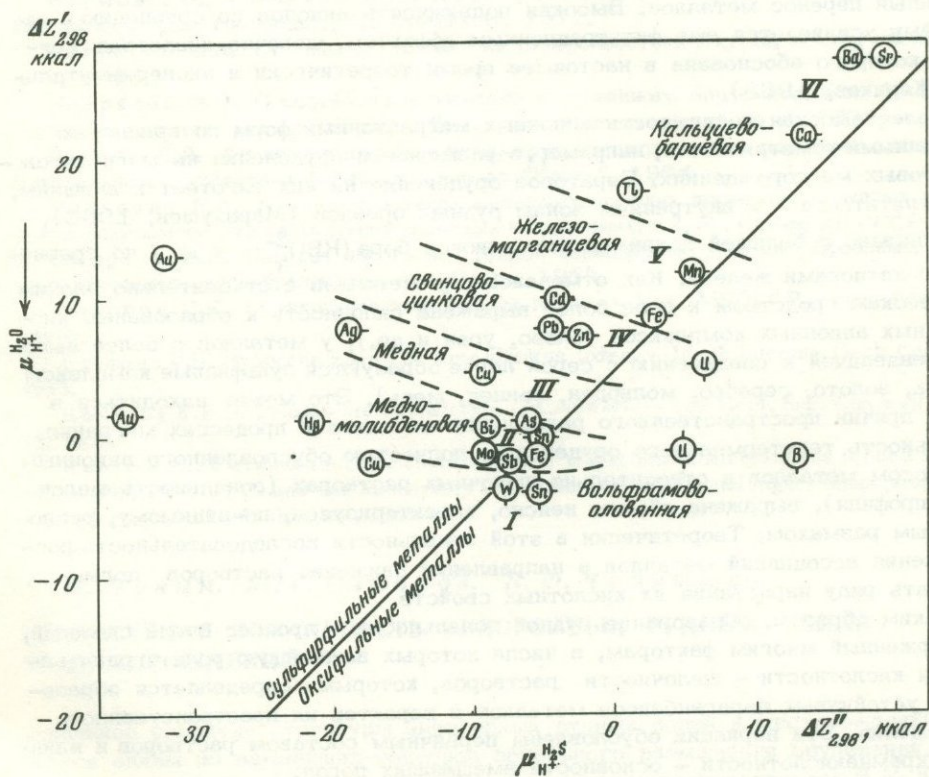


Фиг. 5. Ассоциации металлов в сульфидных рудах норильского типа. Устойчивые ассоциации выделены сплошной линией, недостаточно устойчивые — штриховой

Необходимо отметить, что схема, представленная на фиг. 6, отвечает предельному случаю, вероятно, крайне высокой кислотности, при которой все металлы в растворах образуют простые положительно заряженные ионы. В этих условиях даже такие легко мигрирующие металлы, как ртуть, сурьма, проявляют низкую подвижность и концентрируются в тыловых зонах в соответствии с их низкой миграционной способностью в форме простых ионов. Но с повышением щелочности растворов усложняются катионные миграционные формы металлов вследствие образования комплексных соединений с кислородом и серой, и возникают анионные формы переноса металлов, что резко повышает их миграционные возможности. Миграционная способность анионов в щелочных растворах, бедных серой, нарастает в последовательности: $\text{H}_2\text{PO}_4^- - \text{H}_3\text{SiO}_4^- - \text{HCuO}_2^- - \text{NHgO}_2^- - \text{AgO}^- - \text{HFeO}_2^- - \text{HCdO}_2^- - \text{HNiO}_2^- - \text{HMnO}_2^- - \text{HZnO}_2^- - \text{SbO}_2^- - \text{HPbO}_2^- - \text{HSnO}_2^-$.

С этими формами переноса металлов могут быть связаны в удаленных головных зонах накопления олова, олова и вольфрама, сурьмы. Ртуть и серебро в этих условиях характеризуются относительно низкой миграционной способностью, которая резко возрастает с переходом к сероводородным растворам за счет образования сульфидных анионных комплексов - HgS_2^{2-} , AgS^- , AuS в щелочных растворах и NHgS_2^- , H_2HgS_2^- , $\text{Ag}(\text{SH})_2^-$, HAuS в растворах более кислых.

Аналогичные комплексы характерны для сурьмы (SbS_2 и др.), которая образует устойчивую ассоциацию с ртутью в телетермальных месторождениях. Но в общей эволюции гидротермальных растворов поведение сурьмы и ртути различно, так как у сурьмы тенденция к образованию комплексных ионов



Фиг. 6. Типичная последовательность расположения металлических ассоциаций по зонам (I - VI) рудных ореолов при переносе металлов растворами в форме простых положительно заряженных ионов (зональность кислотного профиля)

выражена сильнее, проявляясь уже в кислой области растворов и нарастая по мере усиления их щелочности $Sb^{3+} \rightarrow SbO^+ \rightarrow SbO_2^-, SbS_2^-$. Этим обусловлено "скользящее" положение сурьмы в зональных рудных ореолах. У ртути подвижность в катионной форме очень низка (примерно соответствует трехвалентному катиону сурьмы), отсутствуют комплексные катионы, затруднено, по сравнению с сурьмой, образование кислородных анионов (HgO_2^-, HgO_2^{2-}), но по тенденции к образованию устойчивых сульфидных комплексов в щелочной области (HgS_2^{2-} и др.) ртуть превосходит сурьму, накапливаясь вместе с сурьмой в сероводородных щелочных растворах и мигрируя совместно с ней на большие расстояния. Помимо ртути, сурьмы, серебра, свинца существенна роль сульфидных форм переноса для многих других металлов. В результате неоднородности форм миграции металлов создаются сложные рудные ореолы, в которых в направлении просачивания растворов щелочность металлов вначале нарастает, а затем снижается. Такой тип зональности кислотно-щелочного профиля отвечает катионно-анионному переносу металлов, причем более кислотные металлы, переносимые в анионах, концентрируются во внешних зонах, нередко на значительном удалении от менее миграционных металлов, образующих катионные формы переноса. Примером могут служить многие полиметаллические рудные зоны, окруженные ореолами ртутного, сурьмяного, золотого оруденения и ртутные ореолы вокруг зон оловянного оруденения (Некрасов, 1964). Сложные миграционные взаимоотношения металлов прослеживаются в зонах оловянно-золотого оруденения (Некрасов, 1973).

В кислых растворах миграционная способность металлов (катионный перенос) невелика и весь спектр металлов высаживается на сравнительно коротком расстоянии, что приводит к эффективно выраженной зональности (см. фиг. 6). Но основную роль в миграции на большие расстояния играет, по-видимому, анионный перенос металлов. Высокая подвижность анионов по сравнению с катионами усиливается еще фильтрационным эффектом, щелочно-кислотная природа которого обоснована в настоящее время теоретически и экспериментально (Жариков, 1968).

Более высокая подвижность анионных миграционных форм по сравнению с катионными усматривается, например, в размещении оруденения на магнетитово-боратовых месторождениях. Боратовое оруденение на них тяготеет к внешним, а магнетитовое — к внутренним зонам рудных ореолов (Маракушев, 1963), что связано с большей подвижностью анионов бора (HBO_3^{2-} и др.) по сравнению с катионами железа. Как отмечалось, у металлов с относительно низким химическим сродством к сере более выражена склонность к образованию кислородных анионных комплексов (олово, уран и др.), у металлов с более высокой тенденцией к соединению с серой легче образуются сульфидные комплексы (ртуть, золото, серебро, молибден, свинец, медь). Это может находиться в числе причин пространственного разобщения металлов в процессах миграции. Зональность телетермального оруденения, полностью обусловленного анионным переносом металлов в относительно щелочных растворах (зональность щелочного профиля), выражена обычно неясно, характеризуясь, по-видимому, региональным размахом. Теоретически в этой зональности последовательность расположения ассоциаций металлов в направлении движения растворов должна отвечать ряду нарастания их кислотных свойств.

Таким образом, образование рудной зональности — процесс очень сложный, подверженный многим факторам, в числе которых важнейшую роль играют вариации кислотности — щелочности растворов, которыми определяется образование устойчивых парагенезисов металлов и характер их пространственного размещения. Эти вариации обусловлены первичным составом растворов и влиянием кремнекислотности — основности вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Дей К., Селбин Д. Теоретическая неорганическая химия. М., изд-во "Химия", 1969.
- Жариков В.А. Условия образования скарновых руд. - В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Жариков В.А. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. III. Электрокинетический механизм и возможная геохимическая роль. - В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., изд-во "Наука", 1968.
- Карапетьянци М.Х., Карапетьянци М.Л. Основные термодинамические константы неорганических и органических веществ. М., изд-во "Химия", 1968.
- Карпов И.К., Кашик С.А., Пампура В.Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., изд-во "Наука", 1968.
- Коржинский Д.С. Кислотность - щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. III чтение им. В.И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Маракушев А.А. Инфильтрационная зональность магнетитово-баратового оруденения и условия ее образования. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага, 1963.
- Маракушев А.А. К термодинамике кислот и оснований. - В кн.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Чтения им. А.Н. Заварицкого, Свердловск, 1972а.
- Маракушев А.А. Миграционная способность и геохимическая систематика металлов. - Вестн. АН СССР, вып. 6, 1972б.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с вопросами рудообразования. М., изд-во "Наука", 1972.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И., Сорокин В.И. Миграционная способность металлов и образование рудных ореолов. - Геол. рудн. месторождений, № 2, 1971.
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М., Атомиздат, 1971.
- Некрасов И.Я. Ртутное оруденение на северо-востоке Якутии. - Сов. геология, № 1, 1964.
- Некрасов И.Я. О соотношении золотого и оловянного оруденения в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса. - Геол. рудн. месторождений, № 3, 1973.
- Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестана-Алтая. М., изд-во "Наука", 1964.
- Радкевич Е.А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Смирнов В.И. Порядок эндогенной рудной зональности. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага, 1963.
- Смирнов С.С. О тихоокеанском рудном поясе. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.
- Emmons W.H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. - 16-th Internat. Geol. Congr. Rept., 1935.
- Hosking K.F.G. Primary ore depositions in Cornwall. - Roy. Geol. Soc. Cornwall Trans, 18, 1951.
- Robie R.A., Waldbaum D.R. Thermodynamic properties of Minerals and related substances at 298, 15°K (25°C) and one atmosphere (1,013 bars) pressure and higher temperatures. - Geol. Survey. Bull., Washington, 1968.

Л. И. Лукин, Ю. Г. Сафонов, В. Ф. Чернышев

СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зональное развитие структуры эндогенных рудных полей и месторождений является одним из важнейших факторов зонального размещения оруденения. Необходимость изучения этого фактора в свое время подчеркивалась В.М. Крейтером (1947, 1956). Им же были подмечены некоторые общие закономерности и причины изменения морфологии и строения разрывных элементов структуры на глубину. Яркие примеры зонального развития структуры место-

рождений трещинного типа приведены А.В. Королевым (1949), Ф.И. Вольфсоном и В.А. Невским (1949).

В последнее время проблеме структурной зональности и особенно вопросам ее возникновения уделяется все больше внимания. Повышенный интерес к этой проблеме связан с важностью ее решения в научном и практическом отношении. Зональность развития структур рудных месторождений обуславливает изменение структурных условий рудообразования и во многих случаях определяет появление минеральной зональности.

Проблема генезиса структурной зональности весьма сложна, многообразна и еще далека от разрешения. Однако в настоящее время уже можно говорить о типах ее проявления на месторождениях, сформированных в различных геологических условиях и в какой-то мере анализировать причины ее возникновения.

Структурная зональность эндогенных рудных полей и месторождений выражается в закономерном размещении в пространстве рудоконтролирующих и рудовмещающих элементов структуры различных типов (интрузивных тел, вулканических аппаратов, складчатых форм, зон пластического течения и расщепления пород, разрывов, зон трещиноватости и т.д.). Она проявляется также в размещении на разных участках рудоносной площади структурных элементов одного типа, различающихся морфологией, ориентировкой в пространстве, генетическими особенностями, в зональном размещении пород различной проницаемости и, наконец, в зональном строении отдельных элементов структуры.

Степень влияния структурной зональности на проявление минеральной зональности может быть различной. Вместе с тем имеются примеры, когда при зональном размещении рудные тела, различающиеся по морфологии и текстуре, имеют одинаковый минеральный состав.

Чаще всего устанавливается прямая зависимость изменения физико-химических условий минералообразования от зонального развития структуры месторождения. Эта зависимость связана с синхронным развитием минерализации и элементов рудовмещающих структур. Такое представление в общей форме высказал А.Г. Бетехтин в связи с разработкой понятий "стадия" и "этап" минерализации.

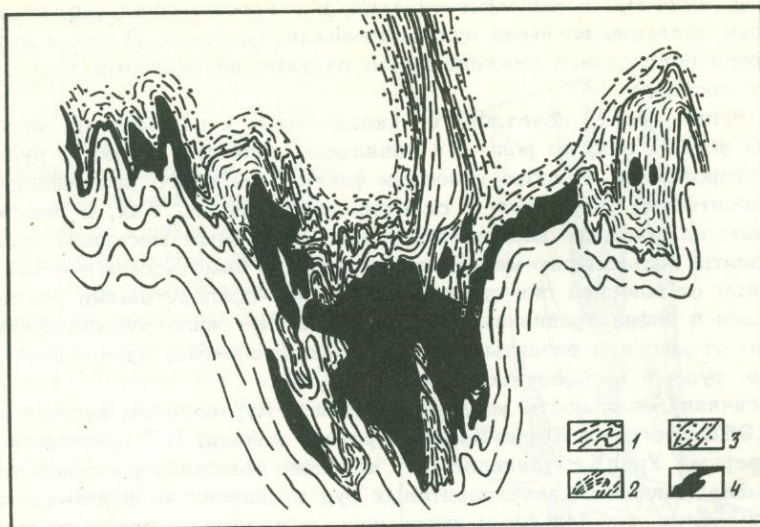
Дальнейшие исследования привели к уточнению этого представления. Возникло понятие о тектонических перерывах в рудоотложении, характеризующихся отсутствием или слабым проявлением тектонических деформаций. Такие перерывы рассматриваются как периоды накопления напряжений: при достижении ими критического значения подновляются ранее заложенные тектонические нарушения и возникают новые. Это создает возможность поступления и циркуляции рудоносных растворов и обуславливает зависимость многостадийной зональности от развития структуры рудоносных блоков.

Структурные особенности того или иного участка определяют проницаемость геологической среды в пространстве и во времени, изменение ее теплового режима, физического состояния, путей циркуляции и взаимодействия рудоносных растворов и вадозовых вод в сфере рудоотложения, а также и другие явления.

В свою очередь структурные особенности среды рудоотложения определяются общим геотектоническим режимом развития рудоносной территории, закономерностями осадконакопления и их последующими метаморфическими и деформационными преобразованиями в дорудное время и в процессе развития оруденения.

Зональное развитие структуры (или изменение структурных условий рудообразования в пространстве и во времени) зависит от целого ряда взаимосвязанных факторов, основные из них следующие: 1) характер и внутреннее строение силовых полей, 2) глубинность, 3) температура, 4) однородность и неоднородность среды (анизотропия физико-механических свойств пород).

Влияние этих факторов на развитие структур эндогенных месторождений в различных геологических условиях неодинаково. Это отчетливо проявляется при сравнительном рассмотрении структурной зональности рудных полей и место-



Фиг. 1. Разрез Главного рудного тела месторождения Хометейк, по Дж.А.Ноблу (Slaughter, 1968)

1 – отложения формации Пурмеи; 2 – отложения формации Хо-метейк; 3 – отложения формации Эллисон; 4 – золоторудные тела

рождений, локализованных в различных структурных этажах и ярусах – образованиях, отражающих крупные этапы геологического развития рудоносных территорий.

В месторождениях, залегающих в породах кристаллического фундамента, минеральная и структурная зональность проявлены слабо. Здесь развито оруденение, выдержанное на значительных интервалах по вертикали. Оно контролируется зонами интенсивного пластического и псевдовязкого течения. Как правило, руды приурочены к толщам дислоцированных благоприятных по составу пород, претерпевших интенсивную дополнительную изоклинную складчатость. Сильный метаморфизм вмещающих пород способствовал существенному выравниванию их физико-механических свойств при сохранении некоторых различий, главным образом в степени пластичности. Развитие зон псевдовязкого течения пород и отдельных сколовых нарушений определялось местными неоднородностями в распределении тектонических напряжений; этим обусловлена преимущественная концентрация оруденения в отдельных участках. Так, например, на месторождении Хоумстейк (фиг. 1) более крупные тела тяготеют к гребням рудоконтролирующих изоклиналиных складок (Slaughter, 1968). В осевых зонах складок преимущественно располагаются кулисообразные золоторудные тела месторождения Колар, Индия (Нараянасвами и др., 1964). На месторождении Брокен-Хилл имеются рудные тела, приуроченные к складкам волочения в крыле внутриформационного сколового нарушения: на глубине, где сколовые нарушения приобретают секущее положение, складки волочения исчезают и оруденение выклинивается (King, O'Driscoll, 1953).

Ослабление интенсивности оруденения с уменьшением деформированности пород отмечается Н. Магнуссоном (1953) на месторождении Оммеберг в Центральной Швеции. Здесь на фоне мигматизации с удалением от фронта мигматизации вулканических и осадочных докембрийских пород отчетливо проявляется смена пирротиновых руд свинцово-цинковыми массивными в зоне интенсивных складчатых деформаций и вкрапленными в менее деформированных участках.

В образованиях нижнего яруса геосинклиального структурного этажа структурная зональность проявлена более отчетливо. Нижний ярус в геосинклиальных областях различного развития построен неодинаково. В миогеосинклиальных областях он сложен мощными толщами осадочных (терригенных, карбонат-

ных) пород, смятыми в линейные складки; в эвгеосинклинальных областях он представлен дислоцированными вулканогенными породами. В тех и других областях среди образований нижнего яруса развиты интрузивные тела различного размера и состава.

Интрузивные тела в сочетании со складчатыми и разрывными элементами структуры играют важную роль и в зональном развитии структур рудных полей и месторождений. Широко известны факты зонального размещения оруденения относительно интрузивов в скарноворудных полях. Так, в Кансайском рудном поле на контакте карбонатных пород с крупным массивом гранодиоритов развиты халькопирит-магнетитовые руды в биметасоматических скарнах. С удалением от массива они сменяются галенит-сфалеритовыми рудами, локализованными в инфильтрационных скарнах, и имеют жилотрубообразную форму. Еще далее от массива развиты прожилково-вкрапленные, преимущественно галенитовые руды в карбонатных породах.

Аналогичная зональность устанавливается в Курусайском рудном поле (Чернышев, 1968) того же Южно-Карамазарского района. В Турьинском рудном поле (Северный Урал) с удалением от крупного массива гранодиоритов отмечается смена магнетит-халькопиритовых руд в скарнах на пирит-халькопиритовые, связанные с небольшими интрузивными телами, а затем на проявления свинцово-цинкового оруденения. В первых двух скарновых полях отчетливо проявляется изменение характера скарнов и оруденения с глубиной (фиг. 2). Это выражается в появлении с глубиной все более высокотемпературных минеральных ассоциаций и в упрощении строения рудных тел. Минеральная зональность здесь связана со стадийным развитием тектонических деформаций. Ранние скарновые ассоциации формировались в условиях повышенных температур при пластических деформациях карбонатных пород. Средние стадии минерализации, представленные инфильтрационными скарнами и высокотемпературными минеральными ассоциациями, развивались на фоне проявления как пластических, так и хрупких деформаций. Среднетемпературные минеральные ассоциации возникли при преимущественном развитии разрывных деформаций, на верхних горизонтах месторождений.

Причины зонального развития структуры скарновых рудных полей и месторождений полностью еще не выявлены. Однако несомненно, что зональное проявление пластических и хрупких деформаций обусловлено развитием пород резко различных по упругости (карбонатных и магматических), влиянием на пластичность карбонатных пород их прогрева (Шипулин, Генкин и др., 1970). На контактах этих пород в начальные периоды деформации возникают тектонические напряжения. В связи с пластическими и метаморфическими преобразованиями прочность карбонатных пород возрастает. Это приводит к тому, что последующие деформации проявляются на все большем удалении от интрузива.

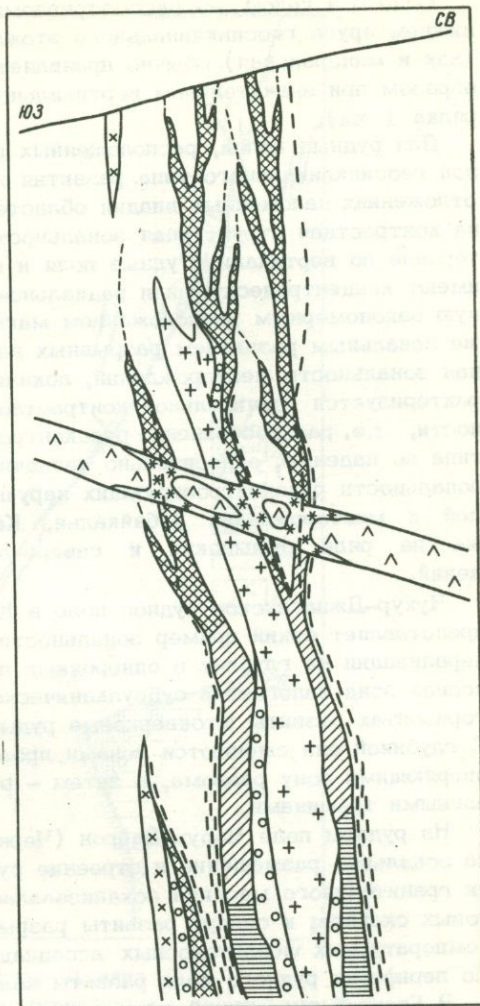
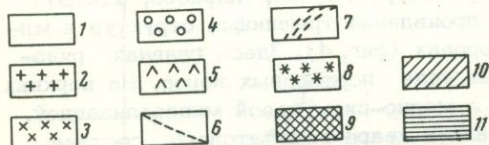
Вместе с тем при пластических деформациях карбонатных пород выделяется значительное количество тепла. Оно может быть равным или даже превышать выделяющееся при остывании магматических пород. В связи со сказанным, представляется понятной причина возникновения зонального строения рудоконтролирующих нарушений скарновых месторождений.

Зональность жильных гидротермальных месторождений в породах нижнего яруса отмечается довольно часто. Она выражается в закономерном размещении жил относительно крупных складок, разломов и интрузивных тел, а также в изменении морфологии рудных тел и строения рудоконтролирующих нарушений с глубиной.

Так на месторождении Бестюбе золоторудные жилы, приуроченные к складчатым надвигам, располагаются закономерно относительно осевых частей складок или относительно штоков диоритов (фиг. 3). С глубиной количество жил уменьшается. Они постепенно переходят в рудоносные зоны скопления, смятия. Смена с глубиной жильных тел зонами смятия, контролирующими метасоматические кварц-золоторудные тела, зафиксирована и на Джеламбетском рудном поле. В Аксуйском рудном поле золоторудные жилы тяготеют к экзо- и эндоконтактам массивов диоритов. На верхних горизонтах закономерно

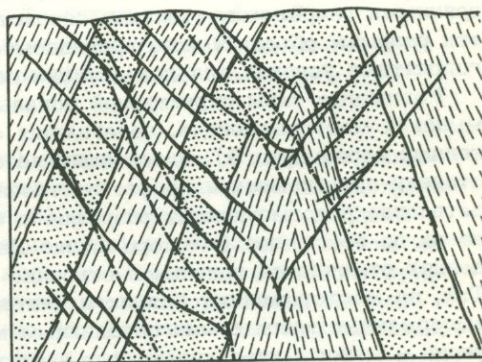
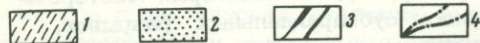
Фиг. 2. Схема вертикальной и структурной зональности месторождения Курусай I

1 – мраморизованные известняки и доломиты; 2 – сиенит-диориты; 3 – кварцевые порфиры; 4 – скарны существенно би-метасоматические; 5 – кварцевые сиенит-порфиры; 6, 7 – разрывы, контролирующие размещение скарнов и оруденения: 6 – выполненные брекчированным материалом, 7 – с глиной, сопровождаемые расланцеванием и пластической деформацией вмещающих известняков; 8 – эпидозиты; 9–11 – сульфидные руды в инфильтрационных скарнах: 9 – галенит-сфалеритовые, 10 – то же с халькопиритом, 11 – существенно пирротиновые с наложенной халькопиритовой и галенит-сфалеритовой минерализацией



Фиг. 3. Зональное размещение кварц-золоторудных жил на месторождении Бестюбе (схематизированный разрез по данным геологов рудника)

1 – горизонты сланцев, 2 – горизонты песчаников, 3 – кварц-золоторудные жилы, 4 – разрывные нарушения



сочетаются пологие жилы (унаследовавшие протектонические трещины апикальных частей массива) с крутопадающими, на глубину же прослеживаются только последние.

На всех отмеченных жильных месторождениях богатые руды, связанные с поздними (более низкотемпературными) стадиями минерализации, тяготеют к их верхним частям. Эта закономерность проявляется и на многих других жильных месторождениях нижнего яруса, не обладающих отчетливой горизонтальной зональностью.

Однако в целом на рассматриваемых месторождениях, расположенных в нижнем ярусе геосинклинального этажа, вертикальная структурная зональность (как и минеральная) обычно проявляется не контрастно и улавливается главным образом при значительном вертикальном диапазоне развития оруденения (порядка 1 км).

Для рудных полей, расположенных в верхнем ярусе геосинклинального этажа зон геосинклинального типа развития и в активизированных блоках, а также в отложениях наложенных впадин областей завершённой складчатости, характерна контрастная структурная зональность, проявляющаяся на ограниченном интервале по вертикали. Рудные поля и месторождения в этих условиях часто имеют концентрическую или радиально-концентрическую зональность, выраженную закономерным расположением магматогенных элементов структуры, а также зональным развитием разрывных нарушений. Соответственно и минеральная зональность месторождений, локализованных в верхнем ярусе, также характеризуется значительной контрастностью, а вертикальный интервал зональности, т.е. распространение рудоконтролирующих элементов структуры одного типа по падению, относительно незначителен. Такая особенность структурной зональности рудоконтролирующих нарушений отмечается в пределах рудных полей и месторождений Забайкалья, Карамазарского рудного района, а также на ряде румынских и северо-американских золоторудных месторождений.

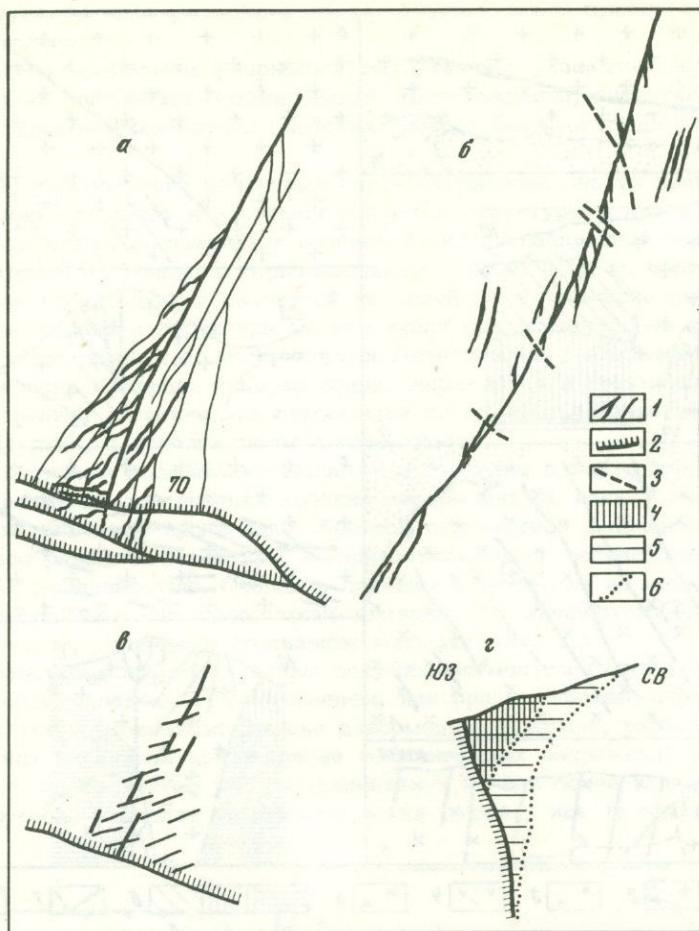
Чукур-Джилгинское рудное поле в Карамазаре (Лукин, Жаркова, 1968) представляет яркий пример зональности проявления трещинных структур и минерализации на глубину в однородных породах (фиг. 4). Здесь главная рудоносная зона залегает в субвулканическом теле порфировых пород. На верхних горизонтах развиты штокверковые руды с медно-висмутовой минерализацией. С глубиной они сменяются зонами прожилков кварц-гематитового состава, опережающими зону разлома, а затем — рассредоточенными слабо минерализованными трещинами.

На рудном поле Чорух-Дайрон (Чернышев, Кристалльный, 1968) установлено зональное размещение и строение рудоносных зон. Здесь в апикальной части гранитоидного массива локализовалась зона ранних гранат-пироксен-шеелитовых скарнов; к северу развиты разрывы, контролирующие положение среднетемпературных шеелитоносных ассоциаций (альбитовых, амфибол-хлоритовых). По периферии рудного поля развиты поздние кварц-баритовые жилы.

В Главной рудоносной зоне ранняя рудная минерализация приурочена к ее центральной сосредоточенной части, на флангах, представленных вначале рассеянными разрывами, возникли пироксен-скаполитовые породы. В дальнейшем эти разрывы объединялись, проницаемость их возрастала, и создавались благоприятные условия для локализации поздней минерализации.

Различные типы структурной зональности можно проследить в северо-румынских месторождениях, залегающих среди молодых осадочных и вулканических пород (фиг. 5). Здесь выявляется постепенное изменение с глубиной степени приоткрывания просто построенных разломов (месторождение Шуёр), ветвление рудовмещающих разрывов с однотипным минеральным выполнением вверх по восставанию (месторождение Деалуп Кручи). На некоторых месторождениях отмечается зональное строение полосы субпараллельных разрывов. Так, на месторождении Капник в центральной части площади развиты мощные выдержанные жилы с многостадийным минеральным выполнением, а по периферии — менее минерализованные трещины меньших размеров. Месторождения Бая Сприе, вскрытое на глубину более 800 м, построено наиболее сложно. Здесь выделяется верхняя штокверковая зона с золото-серебряными рудами, центральная жильная зона со свинцово-цинковыми рудами, и нижняя штокверковая зона с медным оруденением.

Смена штокверковых золотых руд жильными медными устанавливается на месторождении Вашиноси в Японии. Верхняя часть разреза вмещающих пород здесь сложена третичными липаритами, а нижняя — их туфами (Emmons, 1937).



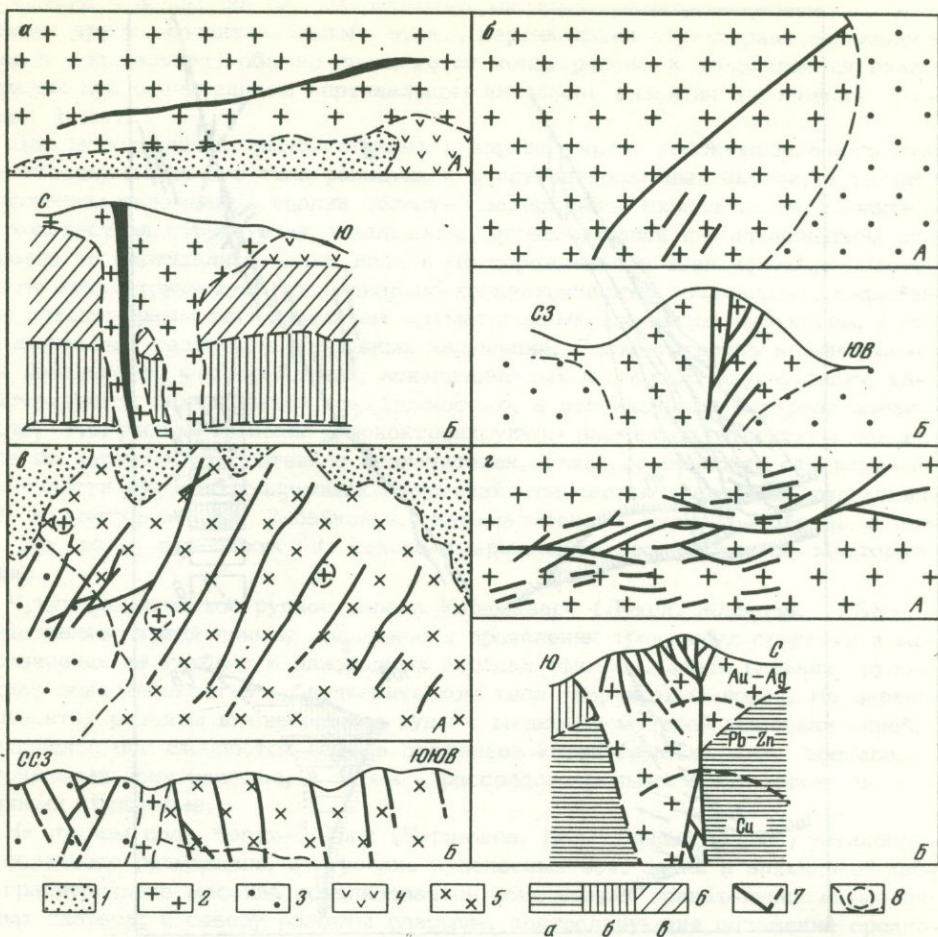
Фиг. 4. Главная зона рудного поля Чукур-Джилга

a – верхний горизонт; *b* – средний горизонт; *в* – нижний горизонт;
г – продольный разрез через Главную зону

1 – жилы с рудной минерализацией; 2 – ведущие нарушения; 3 – поздние трещины; 4 – медно-висмутовая минерализация; 5 – кварц-герматитовая минерализация; 6 – границы распространения зон разного состава

На месторождении Сэжэрымб (Румыния), приуроченном к кальдере палеовулкана центрального типа, отчетливо выявляется радиальное и концентрическое расположение золоторудных жил (фиг. 6). Их количество с глубиной уменьшается, а минерализация изменяется на сульфидную медную. В том же районе, в горах Анусени, отчетливо выражено зональное строение золоторудных месторождений, связанных с субвулканическими интрузивами. На месторождении Новое Мссарну последовательно выделяются зона куполовидных складок и мелких разрывов в апикальной части субвулканического тела, зона богатого штокверкового оруденения и нижняя жильная зона (Janovica et al., 1969).

Наиболее полно ветвление по восставию, а также преимущественное развитие штокверкового оруденения на верхних горизонтах выражено на Балейском месторождении. Здесь с глубиной в связи с уменьшением пористости пород и возрастанием их упругих свойств (судя по изменениям модуля Юнга и коэффициента Пуассона) строение жил упрощается, меняется их текстура и ослабевает золотоносность (Сафонов, 1972). Иным типом структуры зональности характеризуется месторождение Рипаблик (фиг. 7). Здесь среди андезитов



Фиг. 5. Структурная зональность на северо-румынских золоторудных месторождениях (Giusca et al., 1969)

А – планы, Б – разрезы месторождений Шуер (а), Деалун Кручи (б), Капник (в), Бая Сприе (г)

1 – базальтовый андезит, 2 – роговообманково-пироксеновый андезит, 3 – кварцевый андезит, 4 – риолит, 5 – пироксеновый андезит, 6 – палеоген-неогеновые отложения (а – палеогеновые и тортонского яруса, б – сарматского яруса, в – пононского яруса); 7 – золоторудные жилы, 8 – контуры некков

жилы, разобщенные сколовыми трещинами, с глубиной соединяются и образуют единое жильное тело.

Примеры структурной зональности рудных полей и месторождений в верхнем ярусе можно значительно умножить. В целом, все они укладываются в приведенные выше схемы зонального размещения около интрузивов и вулканических аппаратов, а также зонального строения рудоносных разрывных нарушений.

Подобные же закономерности проявляются и в активизированных платформенных областях. Так, в Центральном-Алданском районе, в части платформы, сложенной кембрийскими карбонатными осадками и претерпевшей мезозойскую активизацию, зональность оруденения проявляется относительно лакколитовых интрузивов. Около таких интрузивов в южной части Лебединского рудного поля выявляется концентрическое размещение скарновых и скарноворудных тел, контролируемых радиальными разрывами (Сафонов, 1971). С удалением от лакколитов появляются золотоносные пирит-анкеритовые залежи и жилы. По

периферии рудного поля развиты наиболее крупные жилы существенно гематитового состава.

Контрастное проявление разрывных деформаций в указанных областях связано с малыми глубинами формирования месторождений, значительными различиями в физико-механических свойствах пород, малыми градиентами температур.

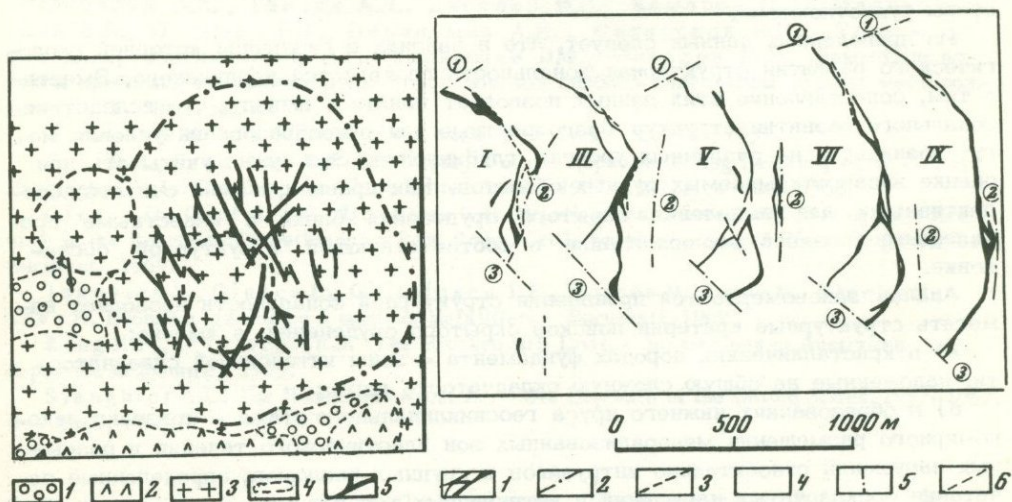
В целом, рассмотрение различных проявлений зональности приводит к заключению, что стадийное и зональное развитие структуры рудного поля (узла) или месторождения обуславливает возникновение пульсационной зональности. Она проявляется не только в горизонтальном срезе, но и по вертикали и неодинакова на территориях с различной историей геологического развития.

Зональное развитие структуры по вертикали при относительно стабильном положении территории, т.е. отсутствии значительных вертикальных движений и эрозии в течение процесса минерализации, выразилось в преимущественном проявлении ранних пластических деформаций на глубине и более поздних, в основном хрупких, с приближением к поверхности.

При интенсивном воздымании территории и эрозии поверхности могло происходить наложение зон поздних хрупких деформаций на ранние зоны пластического течения или даже проявление обратной структурной зональности.

Стадийное развитие структуры в горизонтальном срезе расшифровывается с меньшей однозначностью. Очевидно причины и механизм ее возникновения были разнообразны и еще более тесно связаны с особенностями строения территорий в целом, условиями проявления магматизма и т.д.

На рудоносных площадях с одним ведущим элементом структуры — интрузивом, разломом, складчатым сооружением, или при их совмещенном проявлении в одном фокусе, рудоконтролирующие деформации, очевидно, развивались зонально в силу начальной концентрации тектонических напряжений около этих элементов и последующего распространения их на все более удаленные зоны. К такому выводу приводят как эмпирические данные, так и результаты моде-



Фиг. 6. Радиально-концентрическая зональность в расположении золоторудных жил на месторождении Сэкэрэмб (Giusça et al., 1969)

1 — отложения верхнегельветского яруса, 2 — пироксен-роговообманковый андезит, 3 — кварцевый андезит, 4 — контуры некков, 5 — золоторудные жилы, 6 —

Фиг. 7. Зональность строения золоторудной жильной зоны месторождения Рипаблик (Full, Grautham, 1968)

1 — золоторудная жила, 2 — разрывные нарушения, 3 — мелкие трещины, 4 — номер горизонта горных выработок

лирования некоторых тектонических процессов. В согласии с данными экспериментальных и теоретических исследований развития тектонических разрывов (Гзовский, 1956, 1960) находятся наблюдаемые факты зонального размещения минеральных ассоциаций в стадийно нарастающих разрывах.

Подтверждаются и выводы Е.И.Чертковой (1950), Э.Уиссера (1964) о центробежном развитии деформаций, в частности хрупких, при формировании купольных структур. Согласно Э.Уиссеру, во многих рудных районах активные напряжения создаются в процессе внедрения магмы и сохраняются в течение последующего процесса минерализации, распространяясь в стороны от купола.

Центробежное развитие деформаций отмечается и около интрузивов. Оно обусловлено ролью последних и сопровождающих их ореолов контактового метаморфизма вмещающих пород, как контрфорсов, нередко представленных породами с более высокими прочностными свойствами.

В контактовых зонах интрузивов возникают дополнительные скальвающие напряжения в связи с различной упругой составляющей деформации контактирующих пород. Это приводит к развитию нарушений, прежде всего, именно в таких участках. В дальнейшем нарушения возникают в участках с меньшей контрастностью упругих свойств пород, в полосе перехода метаморфизованных пород в менее измененные толщи, а затем и в более удаленных зонах.

Детальные исследования, как правило, устанавливают постепенное уменьшение интенсивности тектонических движений во времени, от стадии к стадии минерализации. Соответственно можно ожидать уменьшения количества теплоты трения, выделяющейся с развитием деформаций во времени. Эта особенность может объяснять уменьшение температуры минеральных ассоциаций в рудах с удалением от древних интрузивов, формирование которых значительно предшествовало оруденению.

Из изложенного выше вытекает, что развитие геологической структуры рудных полей и месторождений во времени и пространстве в конечном итоге обуславливает минеральную зональность пульсационного типа. Формирование же структуры определяется совместным влиянием глубинных факторов и факторов сферы рудоотложения.

Из приведенных данных следует, что в районах с различной историей геологического развития структурная зональность проявляется неодинаково. Вместе с тем, сопоставление этих данных позволяет прийти к выводу, что вследствие зонального развития структур благоприятные для рудообразования условия могут возникнуть на различных уровнях глубинности. Это нужно учитывать при оценке вновь открываемых рудных объектов. Как правило, можно считать перспективными для выявления скрытого оруденения блоки с известными проявлениями поздней минерализации в соответствующей структурной обстановке.

Анализ закономерностей проявления структурной зональности позволяет наметить структурные критерии поисков скрытого оруденения, а именно:

а) в кристаллических породах фундамента — зоны интенсивной складчатости, наложенные на общую сложную складчатость пород;

б) в образованиях нижнего яруса геосинклинального этажа — признаки закономерного размещения минерализованных зон пластического течения и разрывных нарушений относительно интрузивов и крупных разломов, определенные сочетания складчатых нарушений и интрузивных тел и т.д.;

в) в образованиях верхних структурных этажей эти критерии более разнообразны: купольные складки в осадочных породах, зоны локальной трещиноватости среди последних, вулканогенные постройки, элементы проявления кольцевых структур и связанных с ними зон концентрической и радиальной трещиноватости и т.д.

Естественно, что определение структурных критериев возможно только с конкретным учетом особенностей геологического строения рудоносных территорий. Опыт использования этих критериев геологами при разведке и освоении месторождений заслуживает серьезного внимания и более широкого внедрения в практику геолого-поисковых и разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.

Гзовский М.В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов. — Разв. и охрана недр, № 7, 1956.

Гзовский М.В. Физическая теория образования тектонических разрывов. — В кн.: Проблемы тектонофизики, М., Госгеолтехиздат, 1960.

Королев А.В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.

Крейтер В.М. Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. — В кн.: Геология и горное дело, № 13. М., Металлургиздат, 1947.

Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Лукин Л.И., Жаркова О.В. Чукур-Джилгинское рудное поле. — В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. М., изд-во "Наука", 1968.

Магнуссон Н. Свинцово-цинковые месторождения Центральной Швеции. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы зарубежных месторождений свинца и цинка. М., ИЛ, 1953.

Нарайянасвами С., Зиауддин М., Рамачандра А. Структурный контроль и локализация эндогенных залежей в рудном поле Колар, Индия. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождения, вып. 2. М., изд-во "Мир", 1964.

Сафонов Ю.Г. Роль блоковой тектоники в формировании золоторудного поля Лебединое (Центральный Алдан). — Геол. рудн. месторождений, № 5, 1971.

Сафонов Ю.Г. Роль локальных структурных факторов в формировании Балейских золоторудных месторождений. — В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М., изд-во "Наука", 1972.

Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., изд-во "Мир", 1964.

Чернышев В.Ф. Курусай-Туранглийское рудное поле. — В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. М., изд-во "Наука", 1968.

Чернышев В.Ф., Кристальный Б.В. Месторождение Чорух-Дайрон. — В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. М., изд-во "Наука", 1968.

Черткова Е.И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геоф., 4, вып. 5, 1950.

Шипулин Ф.К., Генкин А.Д., Дистлер В.В., Комаров П.В., Малиновский Е.П., Озерова Н.А., Перельман А.И., Рехарский В.И., Розанов Ю.А., Филимонова Л.Г., Чернышев В.Ф., Элинсон М.М. Некоторые аспекты проблемы геохимических методов поисков глубоко залегающих рудных месторождений, ч. 1, Иркутск, 1970.

Emmons W.H. Gold deposits of the world. New York - London, 1937.

Full R.P., Grantham R.M. Ore Deposits of the Republic Mining District, Ferry County, Washington. — In: Ore Deposits of the United States, 1937-1967. New York, 1968.

Giusca D., Cioflica G., Udubasa G.G. Metallogenic associated to neogene volcanism in the Romanian Carpathians. — Rev. Roum. Geol. geophys., Geogr. Série de geologie. Bucuresti, 1969.

Janovica V., Giusca D., Ghitulescu T.P., Borcos M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. Evolutia geologica a muntilor Metaliferi. Bucuresti, 1969.

King H.F., O' Driscoll E.S. The Brocken Hill Lode. — In: Geology of Australian ore deposits Melbourne, 1953.

Slaughter A.L. The Homestake Mine. In: — Ore Deposits of the United States, 1937-1967. New York, 1968.

Л. Н. Овчинников, С. В. Григорян, Э. Н. Баранов

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Первичный геохимический ореол химического элемента представляет собой околорудное пространство, обогащенное или обедненное этим элементом в результате его привноса или перераспределения в процессе рудообразования. Известно, что вокруг рудных тел обычно устанавливаются аномальные по сравнению с фоном концентрации многих элементов и применительно к ним правильнее использовать термин первичные ореолы, обозначающий совокупность ореолов или же группу их.

Первичные геохимические ореолы пространственно всегда сопряжены с зонами околорудного гидротермального изменения пород и, как правило, являются генетически родственными с ними образованиями. Поэтому, несмотря на уже ставшее традиционным и имеющее определенный методический смысл разделение геохимических ореолов и околорудных изменений пород, между ними не всегда удается провести четкую границу, так как ореолы некоторых элементов тождественны определенным типам изменений пород. Так, зоны пиритизированных пород могут быть рассмотрены как первичный геохимический ореол сульфидной серы, баритизированные породы — как ореол бария и т.д. Исходя из генетических и временных соотношений геохимических ореолов с гидротермально измененными околорудными породами, среди ореолов выделяют синметасоматические и эпиметасоматические, наложенные (Овчинников, Баранов и др., 1972).

Уже отмечалось, что вокруг рудных тел и месторождений формируются ореолы как привноса, так и выноса химических элементов. Ореолы выноса химических элементов, по сравнению с ореолами привноса, являются менее изученными, что в настоящее время не позволяет четко определить их практическое значение. Одна из причин подобного положения, безусловно, заключается в недостаточной чувствительности применявшихся при изучении ореолов аналитических методов, поскольку надежное выделение ореолов выноса того или иного элемента требует существенно большей чувствительности анализа.

Результаты исследований, выполненных на многих месторождениях, показывают, что ореолы привноса, как правило, обладают большими размерами и, следовательно, являются более важными в практическом отношении. Большое практическое значение ореолов привноса определяется еще и тем, что они образуются элементами, типоморфными для руд, и являются тем самым прямыми индикаторами рудных тел, тогда как вынос элементов мог произойти и в процессе дорудного изменения боковых пород. В настоящее время отсутствуют надежные критерии определения связи ореолов выноса химических элементов с рудными телами, что, естественно, ограничивает диапазон их практического применения. В связи с этим ниже рассматриваются особенности формирования и вопросы практического использования только ореолов привноса.

Первичные геохимические ореолы эндогенных рудных месторождений во всех случаях являются многокомпонентными. Вокруг рудных тел образуют ореолы все химические элементы, содержащиеся в рудах в повышенных, по сравнению с геохимическим фоном, количествах. Кроме того, в ряде случаев в околорудном пространстве устанавливаются аномальные концентрации элементов, содержащихся в рудах в фоновых или даже ниже фоновых концентрациях. Характерным элементом этой группы является барий, для которого на ряде месторождений (полиметаллические, медно-висмутовые, ртутные) устанавливается отчетливый вынос из рудных тел и накопление в надрудных участках околорудного пространства.

Для различных по составу месторождений устанавливается определенное сходство в элементном составе ореолов, однако это сходство является только качественным: различные по составу месторождения резко отличаются по соотношениям параметров ореолов отдельных элементов. Например, для жильного свинцово-цинкового (Восточный Канимансур) и скарново-шеелитового (Чорух-Дайрон) месторождений установлен один и тот же набор элементов-индикаторов, а именно: свинец, барий, цинк, серебро, медь, кобальт, молибден, вольфрам. Однако эти месторождения существенно отличаются количественными соотношениями параметров ореолов перечисленных элементов: на месторождении Восточный Канимансур максимальной интенсивностью обладают ореолы свинца и цинка, тогда как на месторождении Чорух-Дайрон такими являются ореолы вольфрама и молибдена. Это означает, что наиболее чувствительными индикаторами типа минерализации являются основные компоненты руд.

Сравнительное минералого-геохимическое изучение рудных тел и первичных геохимических ореолов различных месторождений позволило установить, что формы нахождения элементов-индикаторов, в том числе и основных рудных

компонентов, в рудных телах и окаймляющих их ореалах практически идентичны.

По размерам первичные геохимические ореолы значительно превосходят соответствующие рудные тела. Особенно значительна вертикальная протяженность ореолов; например, вертикальная протяженность надрудных ореолов ряда элементов на Николаевском свинцово-цинковом месторождении (Приморье) и на Гайском медноколчеданном месторождении (Южный Урал) достигает одного километра. Благодаря этому первичные ореолы являются эффективными индикаторами скрытого оруденения.

На развитие первичных геохимических ореолов определенное влияние оказывают химические и физико-механические свойства вмещающих пород: при прочих равных условиях в породах, более склонных к трещинообразованию и обладающих повышенной пористостью, развиваются более значительные по размерам ореолы.

На примере изучения ряда месторождений выявлена прямая зависимость между размерами рудных тел и окаймляющих их первичных ореолов: при прочих равных условиях (одинаковые вмещающие породы, идентичные геолого-структурные особенности локализации оруденения) крупные рудные тела сопровождаются, как правило, более значительными первичными ореолами химических элементов.

При совмещении в пространстве различных по составу и генезису типов рудной минерализации формируются сложные по строению ореолы, названные "полиформационными". Установлено, что подобные ореолы отличаются нарушенной зональностью, сложным элементным составом, специфическими корреляционными связями концентраций химических элементов, а также разобщенностью в пространстве эпицентров ореолов элементов, типоморфных для каждого из совмещенных в пространстве типов рудной минерализации.

Морфологически первичные ореолы обычно повторяют соответствующие рудные залежи: ореолы вокруг крутопадающих рудных тел вытянуты по их восстанию, развиваясь относительно рудных тел более или менее симметрично в соответствии с конкретными геолого-структурными условиями локализации оруденения.

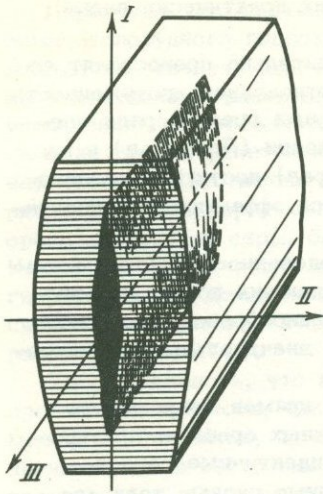
Вокруг рудных тел пологого (близгоризонтального) залегания первичные ореолы элементов также повторяют морфологию рудных тел, обладая значительными размерами в горизонтальной плоскости.

Согласное развитие ореолов является наиболее распространенным, но далеко не единственным возможным случаем. Первичные геохимические ореолы над пологозалегающими рудными телами часто резко вытянуты по вертикали и имеют столбообразную форму, развиваясь в пределах рудовмещающих структурных блоков, ограниченных рудоконтролирующими крутопадающими разрывными нарушениями. Такое "несогласное" развитие ореолов характерно для многих медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических месторождений и для Николаевского полиметаллического месторождения в Приморье (Овчинников, Баранов, 1970; Овчинников, Григорян, 1970).

Наиболее примечательной особенностью первичных ореолов рудных месторождений является их зональность, обусловленная закономерными изменениями в пространстве различных характеристик ореолов.

Зональность ореолов — понятие векторное, поэтому необходимо выделять следующие ее типы: осевая зональность, которая проявляется в направлении движения рудоносных растворов. В случае крутопадающих рудоносных зон осевая зональность совпадает с вертикальной, а субгоризонтальных — с горизонтальной. Продольная зональность отражает зональное строение ореолов по простиранию, а поперечная — вкрест их простирания (фиг. 1). Наиболее важной в практическом отношении и наиболее изученной в настоящее время является осевая зональность.

Для различных по составу и происхождению гидротермальных месторождений на сульфидной основе (собственно сульфидных, или содержащих сульфиды в виде заметной примеси) устанавливается качественно близкая зональность



Фиг. 1. Схематическая блок-диаграмма слепого рудного тела и его первичного ореола

I — III — направления осевой (I), поперечной (II) и продольной (III) зональности ореола

(осевая), которая в обобщенном виде может быть представлена следующим единым реальным рядом наиболее распространенных элементов-индикаторов (в направлении движения растворов от подрудных сечений к надрудным): W—Be—Sn₁—Mo—Co—Ni—As₁—Bi—Cu₁—Zn—Pb—Ag—Cu₂—As₂—Sb—Ba—Hg—J.

Этот ряд зональности имеет вероятностный характер (с доверительными интервалами для каждого элемента, обусловленными определенными, закономерно возможными их перемещениями в рядах зональности меторождений различного типа в силу влияния факторов второго порядка)

и получен путем статистического обобщения данных по рядам зональности в ореолах почти ста месторождений: скарново-шеелитовых, скарново-полиметаллических, меднопорфировых, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, медно-висмутовых, жильных полиметаллических, сульфидно-касситеритовых, золоторудных, сурьмяно-ртутных, ртутных и некоторых других. Двойственное положение некоторых элементов в зональном ряду вызвано наличием в рудах и ореолах нескольких минеральных форм их нахождения.

Значения рассмотренной выше зональности первичных ореолов как критерия прогнозирования скрытого оруденения трудно переоценить. С ее помощью удается решать одну из наиболее сложных задач, возникающих при поисках скрытого оруденения — задачу отличия перспективных на скрытое оруденение надрудных ореолов от подрудных.

Для иллюстрации этого положения рассмотрим пример прогнозирования скрытого (слепого) полиметаллического оруденения с помощью зональности первичных ореолов, взятый из опыта геохимических работ, выполненных в пределах Канского полиметаллического месторождения С.В. Григоряном и Г.Э. Федотовой. В результате геохимического опробования коренных пород на флангах месторождения была выявлена группа геохимических аномалий, часть которых на основе зональности первичных ореолов была признана надрудной и рекомендована к проверке.

Геохимическая аномалия свинца (аномалия № 15), выявленная на одном из участков, изображена на фиг. 2. В пределах этой аномалии оруденение не было установлено. Для оценки перспектив аномалии была рассчитана величина отношения линейных продуктивностей частных суммарных (мультипликативных) ореолов надрудных (барий, серебро, свинец) и подрудных элементов (цинк, медь, кобальт). Преимущества использования суммарных ореолов при интерпретации рассмотрены в ряде публикаций (Григорян, 1973; Овчинников, Григорян, 1970).

Расчетами установлено, что по величине индикаторного отношения (Ba, Pb, Ag/Zn, Cu, Co) выявленная аномалия отвечает надрудным ореолам данного типа оруденения, что подтверждается величинами индикаторного отношения, рассчитанными по выявленной аномалии, а также по ореолам известных (эталонных) рудных тел месторождения:

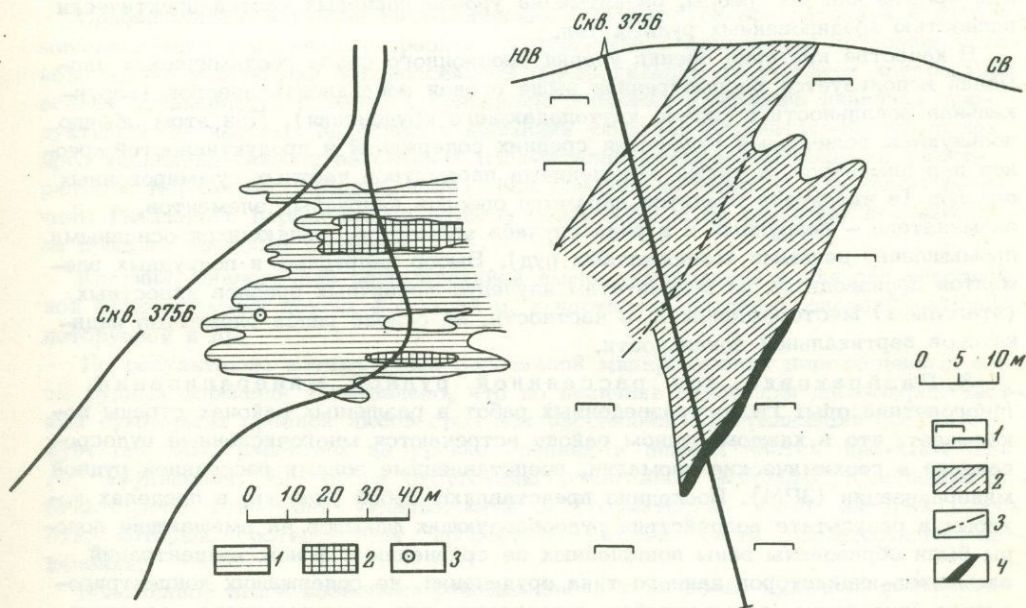
Надрудные ореолы		Подрудные ореолы	
Выше рудного тела:		Корни рудного тела	0,02
200 м	25,6	Ниже рудного тела:	
120 м	4,1	80 м	0,0001
70 м	0,1	200 м	0,0005
		Аномалия № 15	0,8

Пробуренные в соответствии с данной рекомендацией буровые скважины на глубине вскрыли слепое оруденение промышленного значения (фиг. 3), подтвердив тем самым правильность геохимического прогноза.

Обобщение результатов изучения зональности первичных геохимических ореолов различных по составу и условиям формирования месторождений, а также опыта практического использования этой зональности позволяет рассмотреть следующие рекомендации по использованию зональности первичных ореолов для решения различных задач, возникающих при поисках скрытого оруденения.

1. Определение формационной природы аномалий. Для решения этой задачи может быть использована горизонтальная зональность ореолов и, в частности, ряды горизонтальной зональности, выражающие количественные соотношения параметров ореолов различных элементов в поперечном к простиранию рудоносных структур направлении.

В ряде случаев достаточно надежным критерием определения типа рудной минерализации могут служить абсолютные значения средних содержаний элементов-индикаторов в геохимических аномалиях. Так, например, среднее содержание свинца — элемента-индикатора почти всех изученных нами рудных месторождений — в первичных ореолах ртутных месторождений на любых сечениях практически не превышает 0,01%, тогда как в ореолах полиметаллических месторождений достигает сотых, десятых долей процента. В качестве другого элемента можно рассмотреть ртуть. Среднее содержание этого элемента в ореолах полиметаллических месторождений по нашим данным не превышает $1 \cdot 10^{-4}\%$, тогда как на собственно ртутных и сурьмяно-ртутных месторождениях составляет тысячные и сотые доли процента.



Фиг. 2. Первичные ореолы свинца на поверхности (аномалия № 15)

1, 2 — первичные ореолы (2 — поля повышенных концентраций); 3 — буровая скважина и профили геохимического опробования

Фиг. 3. Разрез через слепое оруденение, обнаруженное в результате проверки геохимической аномалии № 15

1 — серпентиниты, 2 — рудоносный ксенолит, 3 — дизъюнктивное нарушение, 4 — слепое рудное тело

Приведенные примеры показывают, что такими индикаторами типа минерализации, в первую очередь, служат элементы, являющиеся основными компонентами руд и обычно располагающиеся в начальной части рядов поперечной зональности.

2. Оценка уровня эрозионного среза аномалий. Одним из важнейших компонентов интерпретации геохимических аномалий является оценка уровня их эрозионного среза. Отметим, что речь идет об уровне выявленной на поверхности аномалии относительно оруденения, с которым данная аномалия связана. Нетрудно убедиться, что этот уровень в общем случае не будет совпадать с абсолютным уровнем эрозионного среза участка развития аномалии. Благодаря кулискому расположению рудных тел в разрезе могут быть встречены случаи, когда на участке с большей глубиной эрозионного среза будут развиты надрудные геохимические ореолы (над слепым оруденением), а на участках менее эродированных — подрудные ореолы.

При интерпретации геохимических аномалий следует иметь в виду, что при поисковых работах обычно выявляются сложные по строению аномалии, образовавшиеся в результате совмещения в пространстве ореолов, сопровождающих более или менее разобщенные в пространстве рудные тела. При этом уровень эрозионного среза ореолов каждого из этих тел может быть резко различным, в связи с чем в пределах общей аномалии должны быть выделены вероятные элементарные аномалии (аномалии, сопровождающие отдельные рудные тела) с последующей оценкой уровня эрозионного среза каждой из них в отдельности. Элементарные аномалии обычно легко фиксируются эпицентрами аномалий элементов-индикаторов и, в первую очередь, основных компонентов данного типа оруденения. Подобный дифференциальный подход к интерпретации геохимических аномалий тем более необходим, что часто в непосредственной близости от слепого и слабо эродированного оруденения встречаются подрудные ореолы или же ореолы, развитые на уровне корневых частей практически полностью эродированных рудных тел.

В качестве критерия оценки уровня эрозионного среза геохимических аномалий используется рассмотренная выше осевая зональность ореолов (вертикальная зональность в случае крутопадающего оруденения). При этом обычно пользуются величинами отношения средних содержаний и продуктивностей ореолов пар элементов, а также отношениями параметров частных суммированных ореолов (в числителе значится параметр ореолов надрудных элементов, а в знаменателе — подрудных и в ряде случаев элементов, являющихся основными промышленно ценными компонентами руд). Выбор надрудных и подрудных элементов производится по результатам изучения первичных ореолов известных (эталонных) месторождений и, в частности, на основе рядов элементов индикаторов вертикальной зональности.

3. Разбраковка зон рассеянной рудной минерализации. Многолетний опыт геологоразведочных работ в различных районах страны показывает, что в каждом рудном районе встречаются многочисленные рудопроявления и геохимические аномалии, представленные зонами рассеянной рудной минерализации (ЗРМ). Последние представляют собой участки, в пределах которых в результате воздействия рудообразующих флюидов на вмещающие породы были образованы зоны повышенных по сравнению с фоном концентраций элементов-индикаторов данного типа оруденения, не содержащих концентрированное оруденение, по масштабам достаточное для промышленного освоения (в данных условиях). Подобные рудопроявления часто встречаются в геологически благоприятных для локализации промышленного оруденения условиях, что в ряде случаев служит основанием для постановки детальных поисковых и разведочных работ.

Зоны рассеянной минерализации особенно "опасны" при геохимических поисках скрытого (слепого) оруденения. Как известно, поиски скрытых рудных тел и месторождений производятся путем обнаружения их надрудных геохимических ореолов, которые, как и зоны рассеянной минерализации, характеризу-

Таблица 1

Величины отношения линейных продуктивностей аддитивных аномалий

Зона рассеянной минерализации	Местоположение аномалий	Отношение линейных продуктивностей
Рудопроявления Кызылташ-Кокчегиртке	Поверхность (горизонт 1490 м)	1,2
	Скв. 873 (горизонт 1400 м)	1,3
	Скв. 873 (горизонт 1330 м)	0,9
Рудопроявление Оперяющий	Поверхность (горизонт 1450 м)	1,7
	Скв. 885 (горизонт 1450 м)	2,2

ются низкими, обычно субкларковыми концентрациями элементов-индикаторов, а также сходством ряда других особенностей.

Следует отметить, что в настоящее время мы не располагаем апробированными для всех типов эндогенных месторождений геохимическими критериями разбраковки зон рассеянной минерализации и ниже рассматриваются только критерии, установленные на примере ее изучения в некоторых рудных месторождениях (полиметаллических, ртутных, оловорудных, золоторудных), требующие в последующем уточнении и дальнейшего совершенствования.

Сравнительное изучение геохимических особенностей зон рассеянной рудной минерализации и первичных ореолов промышленного оруденения позволило установить, что в строении зон рассеянной минерализации отсутствует контрастная осевая зональность. В табл. 1 приведены величины отношения линейных продуктивностей частных аддитивных аномалий участков Кызылташ-Кокчегиртке, представленных зонами рассеянной полиметаллической минерализации (Центральный Карамазар, Средняя Азия). Как следует из табл. 1, изменение величины указанного параметра на глубину более 150 м по существу не выходит за пределы точности расчетов.

Картина, аналогичная рассмотренной выше, установлена и для зон рассеянной минерализации других формаций и, в частности, ртутной, оловорудной, золоторудной и др.

По результатам изучения зон рассеянной минерализации перечисленных выше рудных формаций установлено, что по величине отношения параметров частных суммарных ореолов любой срез зон рассеянной минерализации соответствует ореолам, развитым на уровне средних и нижних частей промышленного оруденения. Благодаря отсутствию отчетливой зональности, вариации индикаторного отношения укладываются в сравнительно узкий интервал значений, который соответствует средней и нижней части промышленного оруденения.

Изложенное выше позволяет рекомендовать в качестве критерия разбраковки зон рассеянной минерализации характер зональности и ее оценку — отношение линейных продуктивностей частных суммарных аномалий; если значение этого отношения отвечает первичным ореолам, развитым на уровне средних (нижних) частей промышленного оруденения, то выявленная аномалия может быть отнесена в разряд зон рассеянной минерализации (если в ее пределах, естественно, отсутствуют выходы промышленного оруденения). При этом величины индикаторного отношения сравниваются с табулированными для месторождений данной рудной формации значениями, рассчитанными по результатам изучения эталонных разрезов. Установлено также, что зоны рассеянной

Таблица 2

Результаты проверки рекомендаций

Оценка аномалий	Рудное поле, тип оруденения	Количество рекомендаций		
		к разведке аномалий	подтвержденных	неподтвердившихся
Перспективные на слепое оруденение (выявлены надрудные ореолы)	Курсайское, полиметаллическое в скарнах	15	14	1 (вскрыта зона рассеянной минерализации)
	Кансай-Акташское полиметаллическое в скарнах	6	4	2 (вскрыты мелкие тела)
	Турныаузское, скарново-шеелитовое	1	1	Нет
	Канимансур-Алмадонское, жильное полиметаллическое и медно-висмутовое	17	15	2 (вскрыты зоны рассеянной минерализации)
	Сумсарское, стратиформное свинцово-цинковое	2	-	2 (вскрыты зоны рассеянной минерализации)
	Маднеульско-Поладаурское, колчеданно-полиметаллическое	9	3	6 (3 - мелкие рудные тела; 3 - зоны рассеянной минерализации)
	Верхнеуральский рудный район	1	1	-
	Красноуральский рудный район	1	1	-
	Всего:	52	39	13
Бесперспективные (глубокий эрозионный срез рудопоявлений или зоны рассеянной минерализации)	Курсайское	1	1	-
	Кансай-Акташское	1	1	-
	Канимансур-Алмадонское	13	13	-
	Верхнеуральский рудный район	3	3	-
	Всего:	18	18	-

минерализации отличаются от ореолов концентрированного оруденения отсутствием контрастной осевой, а также поперечной зональности в строении суммарных ореолов.

Высокая эффективность использования геохимической зональности при прогнозировании скрытого оруденения уже доказана в производственных условиях, что иллюстрируется табл. 2, в которой приведены результаты всех проверенных к настоящему времени рекомендаций о перспективах рудоносности тех или иных участков, данных на основе рассмотренной выше зональности первичных геохимических ореолов.

Приведенные выше данные позволяют считать, что в настоящее время речь может идти уже не о подборе доказательств существования зональности ореолов, а о еще более массовом применении этого метода при поисках скрытого эндогенного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений. — Сов. геология, № 1, 1973.
- Овчинников Л.Н., Баранов Э.Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. — Геол. рудн. месторождений, № 2, 1970.
- Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождения. Иркутск, 1970.
- Овчинников Л.Н., Баранов Э.Н., Григорян С.В., Овчинникова Л.В. Закономерности формирования первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений и их соотношения с околорудными изменениями. — В кн.: Метасоматизм и рудоотложение. Л., ВСЕГЕИ, 1972.

*Г. Н. Щерба, Т. М. Лаумулин,
А. В. Кудряшов, Н. П. Сенчило*

ПРОЯВЛЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ В КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ (на примерах Казахстана)

Общие вопросы

Прогнозы эндогенного оруденения актуальны особенно в настоящее время в связи со все возрастающими масштабами добычи минерального сырья из скрытых месторождений и глубоко залегающих рудных тел.

Для регионального прогнозирования важна научная геологическая основа, т.е. модель образования рудоносных слоев земной коры и размещения в пространстве соответствующих геологических и рудных формаций. Одним из ее вариантов, разработанным на материалах по Казахстану, является гипотеза ступенчатого развития земной коры и образования геотектоногенов под влиянием глубинных подвижных зон. Именно в этих областях происходил активный процесс наращивания земной коры, магматизма и дифференциации, способствовавший отделению рудного вещества и образованию эндогенных месторождений.

Выделено два типа геотектоногенов. В линейных геотектоногенах формировались рудные пояса с определенным набором рудных формаций на разных стадиях развития, а в каркасных — рудоносные провинции с узловым размещением рудных районов. Качественное прогнозирование в этой модели опирается на зональность структуры геотектоногена, состав, размещение его геологических формаций и характер разреза земной коры, на которой формировался геотектоноген. Количественные прогнозы базируются на сохранившихся объемах рудоносных геологических формаций, степени их разделения и имеющихся данных о рудонасыщенности в какой-либо части структуры.

Таким путем в Казахстане был выделен и описан очень важный Успенский рудный пояс, прогнозы о перспективах которого за истекшее десятилетие поисково-разведочных работ полностью подтвердились. Сейчас намечается второй полиметалльный рудный пояс — Чу-Илийский, выявление потенциальных ресурсов которого еще впереди. Помимо латерального распределения оруденения, важно и его размещение по вертикали, т.е. общая пространственная зональность, которая определяется в общем виде самой структурой геотектоногенов, сочетающей субгоризонтальные и сквозные секущей формы геологических тел, а также его денудированностью. Продуктивный слой сверху ограничивается поверхностью денудации, а снизу — поверхностью гомогенизации (ультраметаморфизма и магматизации).

Колчедано-полиметаллическое оруденение размещается в нижних этажах, соответствующих ранней стадии развития геотектоногенов, а грейзеновое — обычно в верхних ярусах поздней стадии, в случае достаточной зрелости земной коры (континентальный и орогенный типы) и развития гранитоидного магматизма.

Колчеданно-полиметаллические месторождения

Анализируя материалы многочисленных исследователей месторождений Рудного Алтая, Джунгарии, Центрального Казахстана, можно видеть, что колчеданно-полиметаллическая рудная формация, независимо от возраста и места своего развития, обладает довольно устойчивыми основными признаками и приуроченностью к вулканогенно-осадочным толщам ранней стадии развития геотектоногенов (контрастно-дифференцированные вулканиты базальт-дацит-липаритового состава), близким составом основных рудообразующих элементов, наличием определенных парагенезисов пород и руд, стратифицированностью, сочетанием линзовых, пластовых и жильных форм рудных тел, многоэтапностью формирования, сочетанием седиментогенеза, гидротермального метасоматоза и выполнения полостей при образовании руд, что уже отмечалось в работах В.И. Смирнова, С.Н. Иванова, В.Н. Котляра и других исследователей.

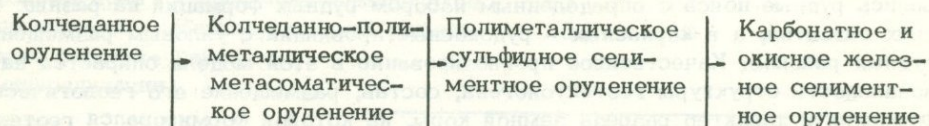
Последующие изменения, которым подвергаются вмещающие породы (складчатость, метаморфизм), обычно накладываются и на руды. Таким образом, первой проблемой является выделение рудоносной формации, определение ее пространственного положения.

Для Рудного Алтая по времени и масштабам проявления могут быть названы следующие три ранга зональности.

Зональность рудных формаций заключается в многоярусности размещения рудных формаций в разрезе. Так, на Рудном Алтае оруденение, несколько изменяющегося состава, расположено на шести стратиграфических уровнях: трех в эйфеле, по одному в живете, фамене, турне, со все уменьшающимися масштабами и латеральным сокращением кверху.

Зональность рудных полей, которая может быть горизонтальной и вертикальной. Горизонтальная зональность выражается в образовании рудного концентра (сходного с концентрирами атасуйского типа), в центре которого преобладают гидротермально-метасоматические руды поздних стадий с барит-полиметаллическим либо медным оруденением, сменяющимся к периферии сульфидным полиметаллическим, а затем и окисным железным седиментным оруденением. Фокальные области обычно располагаются вблизи вулканических аппаратов (фиг. 1).

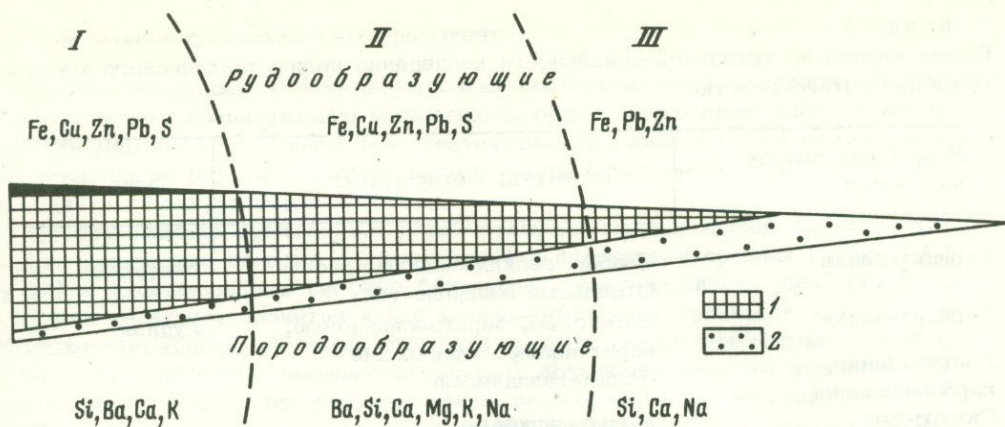
В приближенной схеме это выглядит следующим образом:



Во всех частях рудного концентра отмечается ритмичность рудонакопления, как гидротермально-метасоматического, так и осадочного.

Вертикальная зональность проявлена довольно отчетливо: серноколчеданное оруденение кверху сменяется медноколчеданным либо медно-цинковым, а затем полиметаллическим или барит-полиметаллическим оруденением. Иногда появляются мелкие горизонты с медным оруденением (Ленингорское рудное поле).

Зональность рудных тел в плане также характеризуется concentричностью, подобной той, которая была установлена нами, а также Н.П. Скрипченко (1971) для месторождений атасуйского типа. В фокальной части располагаются более мощные и более богатые сплошные руды с преобладанием оруденения поздних стадий (полиметаллические), а к периферии возрастает роль свинцово-цинковых, серноколчеданных руд, переходящих постепенно во



Фиг. 1. Зональный концентр рудного поля алтайского типа

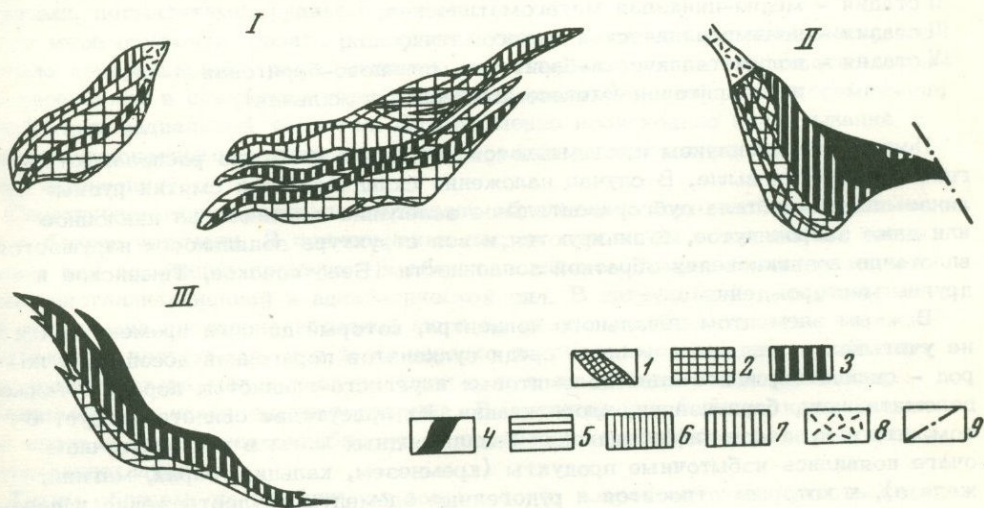
1 – гидротермально-метасоматические руды; 2 – седиментные руды; I – III – зоны внутренняя (I – колчеданы, медно-цинковые и барит-полиметаллические руды), средняя (II – полиметаллические руды) и внешняя (III – железные руды, слабое свинцово-цинковое оруденение)

вкрапленность пирита (фиг. 2). Особенно наглядно это видно в разрезах отдельных рудных линз Орловского и Николаевского месторождений, где на ранние парагенезисы выше накладываются все более поздние (Щерба, 1969).

В обобщенном виде можно представить такую схему зональности (сверху вниз) – (табл. 1).

Надрудная зона (первые десятки метров): слабые ореолы пиритизации, серицитизации и хлоритизации; повышенные кларки Cu, Pb, Zn, Ba, а также элементов-спутников – Hg, As, Bi, Se, Sb; жилы барита, трещинки с цеолитами и ангидритом.

Рудная зона: 1) баритовая и барит-полиметаллическая; 2) полиметаллическая; 3) медно-цинковая, медноколчеданная; 4) серноколчеданная; 5) кварцевожильная медноколчеданная и полиметаллическая.



Фиг. 2. Распределение типов руд в залежах медноколчеданных и колчедано-полиметаллических месторождений (Масленников, 1956; Гармаш, 1960)

Руды: 1 – серноколчеданные, 2 – медноколчеданные медно-цинковые, 4 – полиметаллические, 5 – колчеданные цинковые, 6 – колчеданно-полиметаллические, 7 – барит-полиметаллические, 8 – окисленные, 9 – нарушения

Таблица 1

Схема полной вертикальной зональности колчеданно-полиметаллического месторождения алтайского типа

Изменения вмещающих пород	Типы руд, метасоматиты	Зона
Серицитизация	Слабые геохимические ореолы. Отдельные жильные тела	Надрудная
Серицитизация	Баритовые, барито-свинцовые, барит-полиметаллические	Рудная
Хлоритизация, карбонатизация Окварцевание Адуляризация Серицитизация	Полиметаллические Медно-цинковые Медноколчеданные Серноколчеданные и (или) сидеритовые, гематитовые руды Галенит-сфалеритовые ленточные Жильные и вкрапленные руды разного состава	
Серицитизация Окварцевание	Хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты, пиритизированные (по разнообразным породам)	Подрудная

Подрудная зона (первые сотни метров): кварц-хлорит-серицитовая с пиритной вкрапленностью, редкими жильными телами сульфидов.

Описанная схема зональности появилась в результате обычно многостадийного образования рудных тел и месторождений:

I стадия - колчеданная (седиментно-метасоматическая) либо полиметаллическая седиментная (ленточные руды) (а по периферии - окисное железо);

II стадия - медно-цинковая метасоматическая;

III стадия - полиметаллическая метасоматическая;

IV стадия - полиметаллически-баритовая, свинцово-баритовая или баритовая (метасоматическая и жильная).

Поздние парагенезисы накладываются на ранние и обычно располагаются гипсометрически выше. В случае наложения складчатости и смятия рудные линзо-пластовые тела субгоризонтального залегания изменяют на наклонное или даже запрокинутое, будинируются, и вся структура зональности нарушается вплоть до возникновения обратной зональности (Беловусовское, Тишинское и другие месторождения).

Важным элементом зонального концентрата, который до сего времени почти не учитывался, является наличие среди вулканитов парагенной ассоциации пород - силицитов, известково-доломитовых и углисто-глинистых пород, а также доломитизации, баритизации, хлоритизации. Их присутствию свидетельствует о том, что в процессе дифференциации базальтоидных магм в промежуточном очаге появились избыточные продукты (кремнезем, кальций, барий, магний, железо), к которым относятся и рудогенные элементы. Рудоотложение в целом происходило в приповерхностных условиях при низких и средних температурах (от 300 до менее 100°C).

Таким образом, нахождение одного из элементов телескопированной зональной структуры позволяет искать другие, скрытые части месторождения и рудные тела. Для этого применяется комплекс геологических, геохимических и геофизических методов.

Редкометалльные грейзеновые месторождения

Поздняя орогенная стадия образования геотектоногенов характеризуется мощным развитием гранитоидного магматизма, обрузующего продольные пояса и цепочки массивов в сложном теле геотектоногена, либо магматические узлы на пересечении разломов (каркасные структуры), занимают определенное положение в структуре геотектоногена.

Кварцевожильно-грейзеновые редкометалльные месторождения генетически и пространственно связаны с гранитоидными интрузиями средних глубин (3–5 км) и локализованы в системе "интрузив – надинтрузивная зона" (ИНЗ), которая по характеру развития в ней физико-химических процессов является полужамкнутой. Благодаря этажности системы ИНЗ (внизу рудоносные граниты, выше – разнообразные вмещающие породы) возникали различия в физико-механических и химических условиях среды рудообразования, что определило ярусность минерализации с ее вертикальной и горизонтальной зональностью. На редкометалльных грейзеновых месторождениях по характеру и масштабу проявления нами выделяются следующие виды зональности.

Зональность структур рудных полей. Структурная зональность в грейзеновых месторождениях, на фоне которой развивается зональность замещения и отложения, проявляется в зависимости от трех основных факторов: глубинности становления рудоносных интрузий (дорудная тектоника), характера автодинамического развития системы ИНЗ (рудная тектоника) и свойств вмещающей толщи. Как известно, в земной коре выделяются три уровня, или зоны становления гранитоидных интрузий. Оруденение развивается в двух зонах: в связи с интрузиями малых и средних глубин. Интрузии третьей зоны – больших глубин, относятся к угнетенным, в которых рудообразующие процессы скованы давлением (фиг. 3).

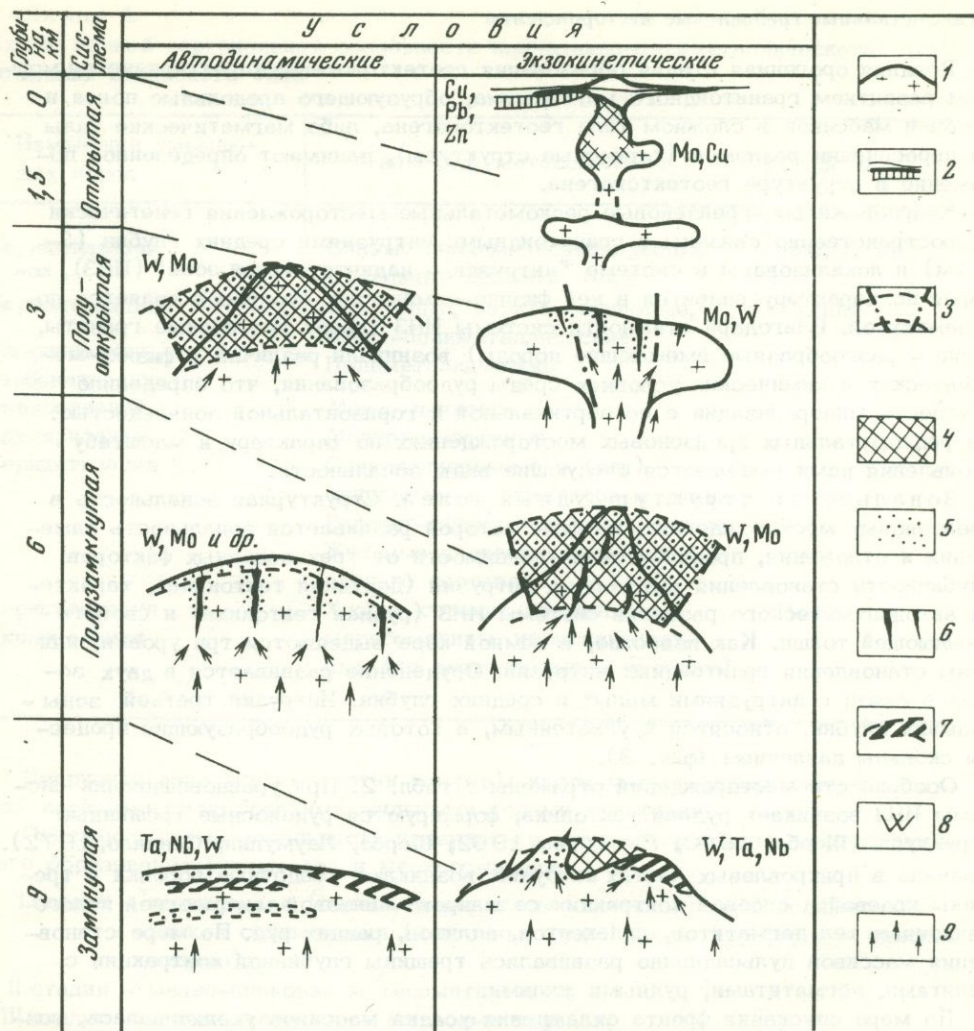
Особенности месторождений отражены в табл. 2. При уравнивании системы ИНЗ возникает рудная тектоника, формируются рудоносные трещинные структуры (Щерба, 1960; Лаумулин, 1962; Щерба, Лаумулин, Сенчило, 1972). Сначала в прикровлевых частях интрузий возникают усадочные воронки и трещины краевой и слоевой контракции со шпирово-линзовой морфологией пологонаклонных тел пегматитов, силекситов, аплитов, ранних руд. По мере становления массивов пульсационно развивались трещины глубинной контракции с аплитами, пегматитами, рудными жилами.

По мере опускания фронта охлаждения усадка массивов увеличивалась, возрастало контракционное растрескивание, и тектоническая расслоенность массивов переходила в сдвигение горных пород в надинтрузивной зоне, перемещения приобретали радиальный характер. Одновременно происходило подпитывание системы рудоносными растворами с образованием телескопированной зональности отложения.

Структурная зональность по вертикали обусловлена локальной автодинамикой в блоках интрузии. В прикровлевых частях с пологим и наклонным залеганием тел акретация проявляется обычно висячем боку с большим значением кристаллизационной и адиабатической сил. В интрузивной и надинтрузивной частях она проявлена в равной мере по обоим зальбандам, реже – в центральных частях жил, при этом нередко по сбросовым плоскостям. Резкие изменения состава жил и даек на флангах и в их верхних частях связаны, по-видимому, с явлением гидроразрыва. В надинтрузивной толще наращивание жил вверх и вниз нередко наблюдается по сбросовым плоскостям и сопровождается акретацией жил.

Таким образом, на глубину, от зоны к зоне, возрастает замкнутость системы, что препятствует обособлению рудного вещества (фиг. 4, 5). По мере рассредоточения остаточных расплавов-растворов возрастает роль метасоматических процессов, мобилизации рудного вещества.

Соотношения эндо- и экзокинетических напряжений и их роль в мобилизации поздне- и постмагматического вещества неодинаковы для различных зон. В первой верхней зоне даже контракционная тектоника в состоянии обеспечить



Фиг. 3. Структурно-морфологическая зональность в условиях глубинности и замкнутости

1 – интрузив, 2 – эффузивно-осадочные образования, 3 – зона сдвижения, 4 – шток-верк; 5 – грейзенизация, 6 – жилы, 7 – пегматиты, 8 – вторичные кварциты, 9 – тепломассоподток

сквозную проницаемость для развития рудообразования. В средней зоне сквозная проницаемость обеспечивается контракционной и эндокинетической тектоникой. И, наконец, в третьей, абиссальной зоне статическое равновесие угнетенных массивов может быть нарушено только экзотектоникой, что вытекает из данных о напряженном состоянии горных пород на глубине (Берч, 1957), вертикальном размахе оруденения (Кушнарев, 1964; Смирнов, 1968 и др.) и, наконец, глубине образования эндогенных месторождений (Овчинников, 1968). Таким образом, наиболее продуктивными являются интрузии первых двух типов.

Метасоматическая зональность. Развивающиеся вдоль зон трещиноватости системы метасоматизма (термохимические колонны взаимодействия остаточных растворов с вмещающими породами) являются неперменным условием формирования месторождений. Посредством таких систем осуществлялись мобилизация и перераспределение вещества и энергии в системе ИНЗ. Выявляется стадийность (ступенчатость) и четкая направленность процессов, в результате чего возникла зональность нескольких порядков, отраженная в про-

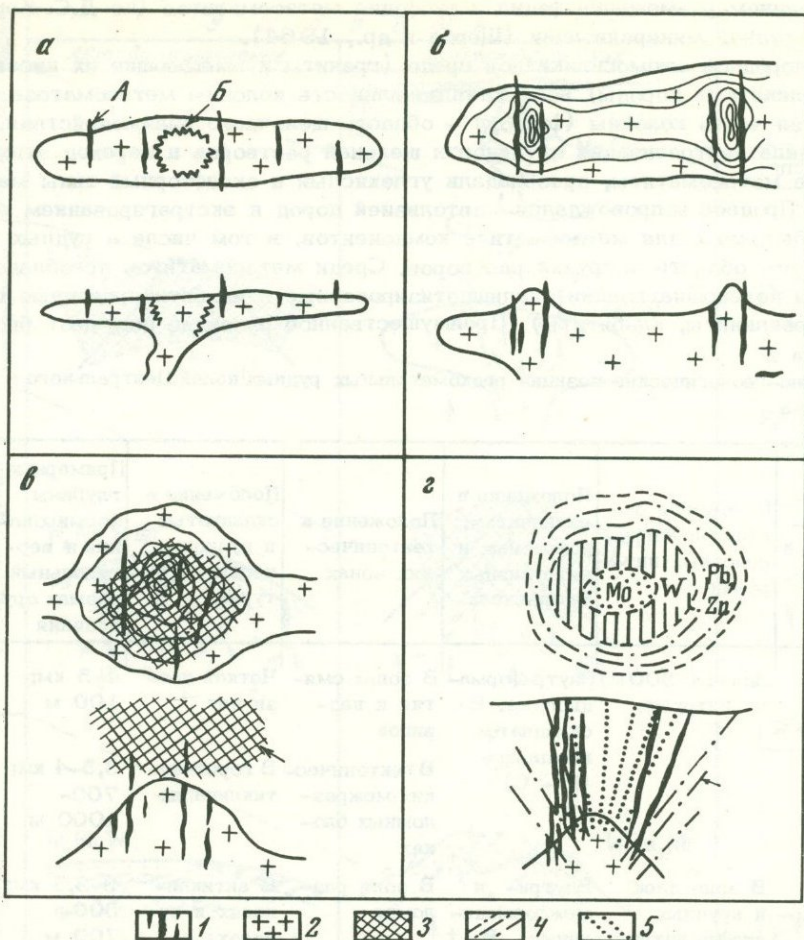
странственном размещении фаций и субфаций метасоматитов (по Д.С. Коржинскому) и рудной минерализации (Шерба и др., 1964).

В однородной алюмосиликатной среде (граниты и вмещающие их кислые алюмосиликатные породы) возникает зональность колонны метасоматоза.

Нижняя часть колонны (фиг.6,а) – область щелочного взаимодействия. Здесь происходила нейтрализация активности щелочей растворов и переход этих элементов в метасоматиты, преобладали углекислый и оксифторный типы метасоматоза. Процесс сопровождался автолизией пород и экстрагированием в растворы избыточных для метасоматита компонентов, в том числе и рудных элементов: это область загрузки растворов. Среди метасоматитов преобладают продукты полевошпатизации (калишпатизированные и альбитизированные граниты, микроклиниты, альбититы). Преимущественное развитие получают биотит

Таблица 2
Структурно-геологические позиции редкометальных рудных полей Центрального и Южного Казахстана

Структурно-морфологический тип месторождений	Положение относительно рудоносных интрузий	Положение в складчатых, покровных и интрузивных комплексах	Положение в тектонических зонах	Положение в складчатых и вулканических структурах	Примерные глубины формирования и вертикальный размах оруденения	Примеры
Штокверковый	Вдали (<500 м) от интрузии	Внутриформационные. В складчатом комплексе (Р - С)	В зонах смятия и надвигов В тектонических межразломных блоках	Четкой связи нет В горст-антиклиналях	4-5 км; 100 м 3,5-4 км; 700-1000 м	Верхний Кайрак, Шалгия Бытыстау
Жильно-штокверковый	В зоне даек и крупных апофиз интрузий (200-500 м)	Внутри- и межформационные. В верхней части складчатого комплекса. Среди герцинских интрузий	В зоне разломов	В антиклиналях и куполах	3-3,5 км; 500-700 м	Нураталды, Байназар, Тайшек, Кызылбейт, Богуты, Карагайлы-Актас, Саран
Штокверковый	В зоне эндо- и экзоконтакта интрузий (+ 200 м)	Межформационные. В ровном вулканическом комплексе. Среди герцинских интрузий	Четкой связи нет	На крыльях вулканических структур отрицательного типа	2,5-3 км; 400-600 м	Жанет, Коктенколь, Аксай, Караоба, Узунбулак, Акчатау
Жильный	Во внутри-интрузивной зоне	Межформационные. Среди герцинских интрузий	Четкой связи нет	-	2-2,5 км; 200-400 м	Восточный Коунрад
Штокверковый	В субвулканической зоне	Сквозные. В покровном вулканическом комплексе	В закупоренных жерловых структурах. В зонах разломов и даек	Вулканокупольные структуры	1-2 км; 500 м и более	Коунрад, Толагай, Июльское, Южный Жаур



Фиг. 4. Зональное распределение оруденения

а - относительно плитообразного тела гранита (А) и очаговых областей (В);

б - в связи с гребнями гранитного массива; в - в связи с куполами гранитоидов;

г - при восходящем развитии трещин в надинтрузивной зоне

1 - жильно-грейзеновые зоны и рудные тела, 2 - массивы гранитов и гранитоидов, 3 - штокверк, 4 - прожилки; 5 - трещины

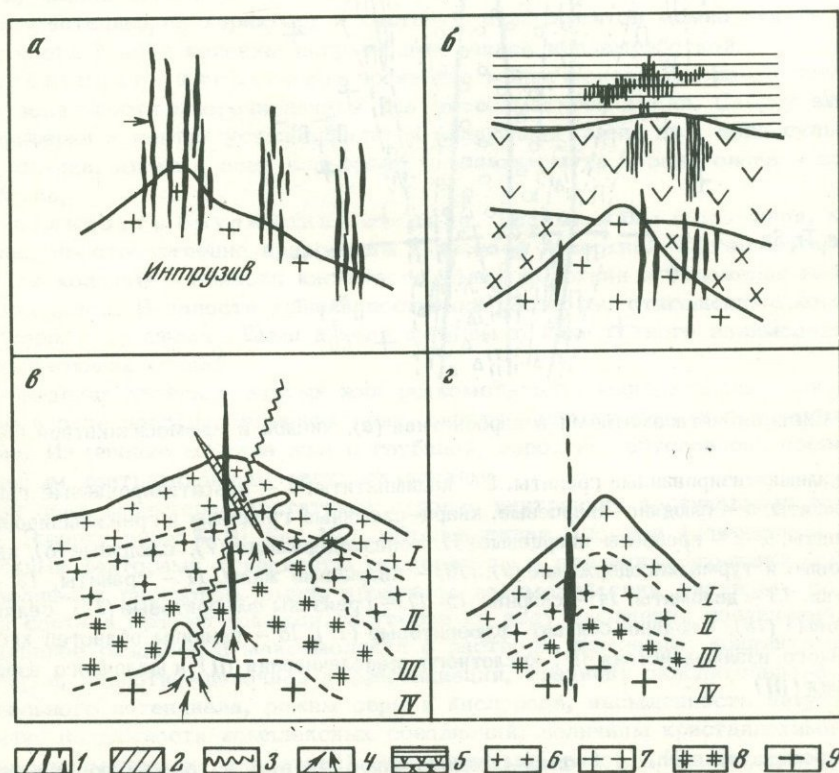
и литиевые слюды. Рудная минерализация обычно рассеяна по всей массе метасоматитов, так как рудные компоненты (Ta, Nb, Be) участвовали непосредственно в реакциях замещения. По мере развития системы она отступала в глубь массива, а верхние ее части как бы "съедались" следующей кислотной волной. В кислых интрузиях акчатауского типа эта область обычно выражена слабо и является подрудной зоной месторождений.

Средняя часть колонны - область кислотного взаимодействия. В этой области развиты процессы кислотного выщелачивания, здесь преобладали оксихлорный, а затем гидроксилфторный и фторгидроксилный типы метасоматоза, формировались фации кварцевых, топазо-кварцевых, слюдяно-кварцевых и слюдяных грейзенов. Рудная минерализация в грейзенах локализовалась главным образом в межзерновых пространствах и полостях выщелачивания путем кристаллизации (отложения) из растворов. В отличие от нижней части, область кислотного взаимодействия наряду с отступлением в глубь массива разрасталась вверх вдоль зон трещиноватости, выходя иногда далеко (на 1-1,5 км) за пределы массива, в результате продвижения волны кислотных компонентов (Коржинский, 1969). Происходила адиабатическая мобилизация растворов из

прилегающих зон метасоматизма (Долгов, 1965). В интрузиях акчатауского типа эта область является наиболее продуктивной частью ИНЗ, здесь формировалась основная масса руд молибдена, вольфрама, висмута и других редких металлов.

Верхняя часть колонны – область разгрузки остаточных компонентов из растворов, здесь была частая смена кислотности–основности в зависимости от локальных физико–химических и термодинамических параметров микросистем. Широко развиты гидроксильные типы метасоматоза, образовывались турмалин- и гематитсодержащие грейзены, часты зоны средне- и низкотемпературного изменения вмещающих пород. Рудные компоненты, в силу того, что главная масса их осталась в средней части колонны, накапливались только в отдельных жилах. Это надрудная зона почти всех грейзеновых месторождений Казахстана.

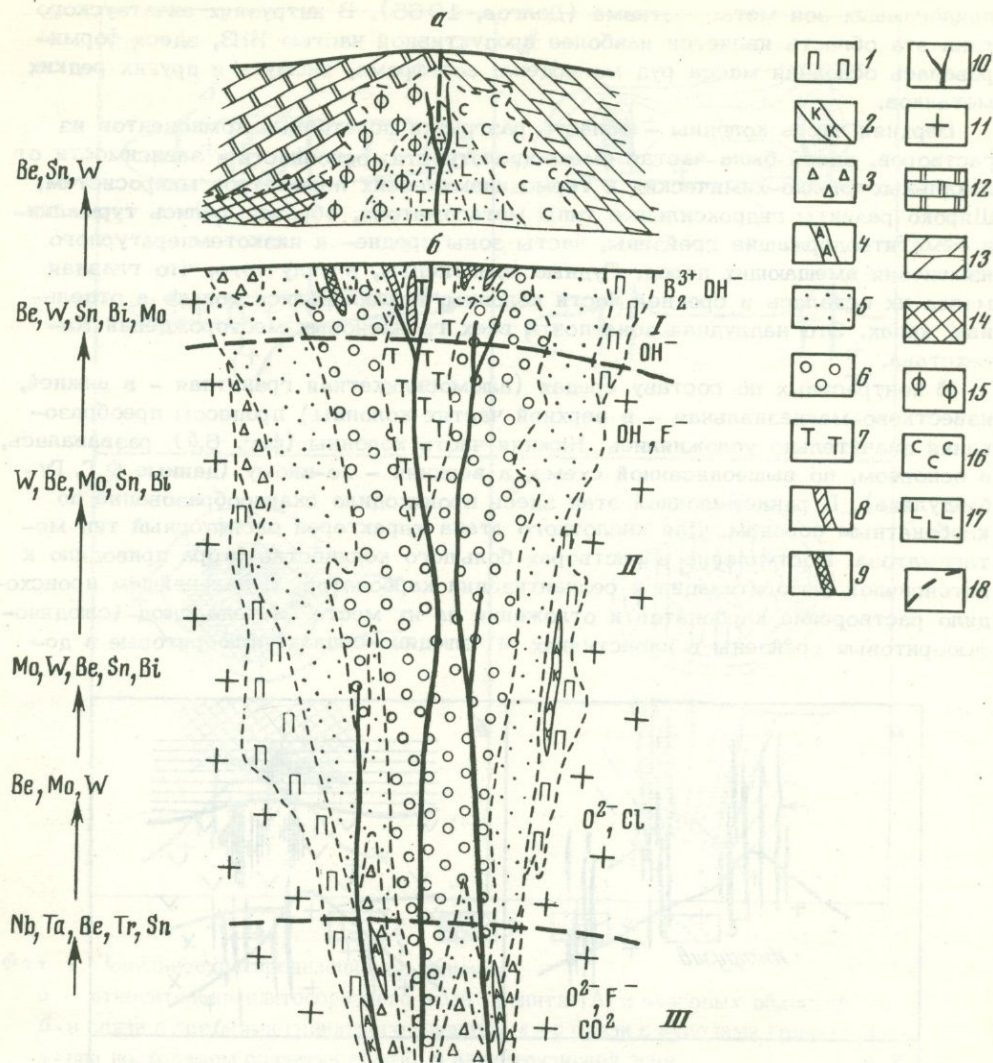
В контрастных по составу средах (алмосиликатная гранитная – в нижней, известково–магнезиальная – в верхней частях колонны) процессы преобразования значительно усложнились. Нижняя часть колонны (фиг. 6, б) развивалась, в основном, по вышеописанной схеме, а верхняя – по-иному (данные Ф.Г. Губайдулина). В раннещелочной этап здесь происходило скарнообразование по карбонатным породам. Для кислотного этапа характерен оксифторный тип метасоматоза. Поступление в растворах большого количества фтора приводило к интенсивной флюоритизации и селлаитизации карбонатов. В дальнейшем происходило растворение карбонатов и отложение на их месте сначала слюды (слодяно–флюоритовые грейзены в известняках и слюдяно–селлаит–флюоритовые в до-



Фиг. 5. Зональное распределение оруденения

а – относительно гипсометрического положения кровли рудоносного гранита; б – при этапности системы интрузив-надинтрузивная зона; в – в связи с фазами интрузии и слоями кристаллизации гранитоидов; г – в связи с раструбными зонами трещин

1 – жильно–грейзеновые зоны, 2 – пегматиты, 3 – поздние рудные тела, 4 – направление движения гидротерм, 5 – надинтрузивные породы, 6–9 – фазы и фации интрузии



Фиг. 6. Система метасоматизма в карбонатной (а), кислой и алюмосиликатной (б) средах

1 – калишпатизированные граниты, 2 – калишпатиты; 3 – альбитизированные граниты; 4 – альбититы; 5 – слюдяно-кварцевые, кварц-слюдяные грейзены и грейзенизированные граниты, 6–9 – грейзены кварцевые (5), топазсодержащие (7), слюдяные (8), кварц-гемаитовые и турмалиносодержащие (9), (10) – кварцевые жилы, 11 – граниты, 12 – известняки, 13 – доломиты; 14 – скарны; 15–17 – грейзены флюоритовые (15), селлаит-флюоритовые (16), слюдяно-селлаит-флюоритовые (17), 18 – границы областей кислотно-основного взаимодействия (II), кислотного выщелачивания (III) и щелочного взаимодействия (III)

ломитах), а затем топаза (топаз-слюдяно-флюоритовые и топаз-слюдяно-селлаит-флюоритовые грейзены). При наличии в доломитах бора возникал боргидроксильный тип метасоматоза (флюоборит- и турмалиносодержащие разности грейзенов).

Редкометалльная минерализация здесь также специфична: появляется ряд бериллиевых минералов (фенакит, бертрандит во внешних, хризоберилл – в центральной зонах), реже развиваются касситерит, вольфрамит, минералы висмута, главная масса которых отлагается в слюдяно-кварцевых жилах и прожилках выполнения, завершавших грейзенообразование.

Внутри систем метасоматизма возникает зональность внутреннего строения отдельных тел метасоматитов и слагающих их фаций. Выделяются тела простого зонального строения, сочлененные параллельно-примыкающие со смещанной зональностью и тела со сложной – телескопированной зональностью (Щерба, 1949; Щерба и др., 1964).

Тела простого зонального строения, как правило, являются продуктом развития какой-либо одной фации метасоматитов. Обычно они представляют собой неправильной формы линзы, состоящие из нескольких (2–5), как бы вложенных друг в друга зон. Причина зональности – различная подвижность компонентов при метасоматозе (Коржинский, 1969).

Сочлененные параллельно-примыкающие тела со смешанной зональностью образуются при слиянии нескольких параллельно расположенных и кулисообразных тел простого зонального строения. В таких телах иногда насчитывается до 30–40 отдельных полос метасоматитов с внутренней зональностью, характерной для фации.

Тела со сложной (телескопированной) зональностью возникали в результате наложения процессов метасоматоза разных этапов развития системы, либо повторения их. Наиболее часто наблюдается наложение продуктов одной фации метасоматитов на другую. В результате формировались тела метасоматитов, зональность которых не соответствует обычному ряду. Основные признаки телескопирования: нарушение простой зональности, резкие границы между зонами, несопоставимые мощности отдельных субфаций, асимметричное расположение одинаковых по составу субфаций, различный характер структур и текстур этих субфаций, иногда косое пересечение зон.

Следовательно, по характеру и составу метасоматитов можно судить о том, какая часть рудной колонны вскрыта денудацией или выработкой.

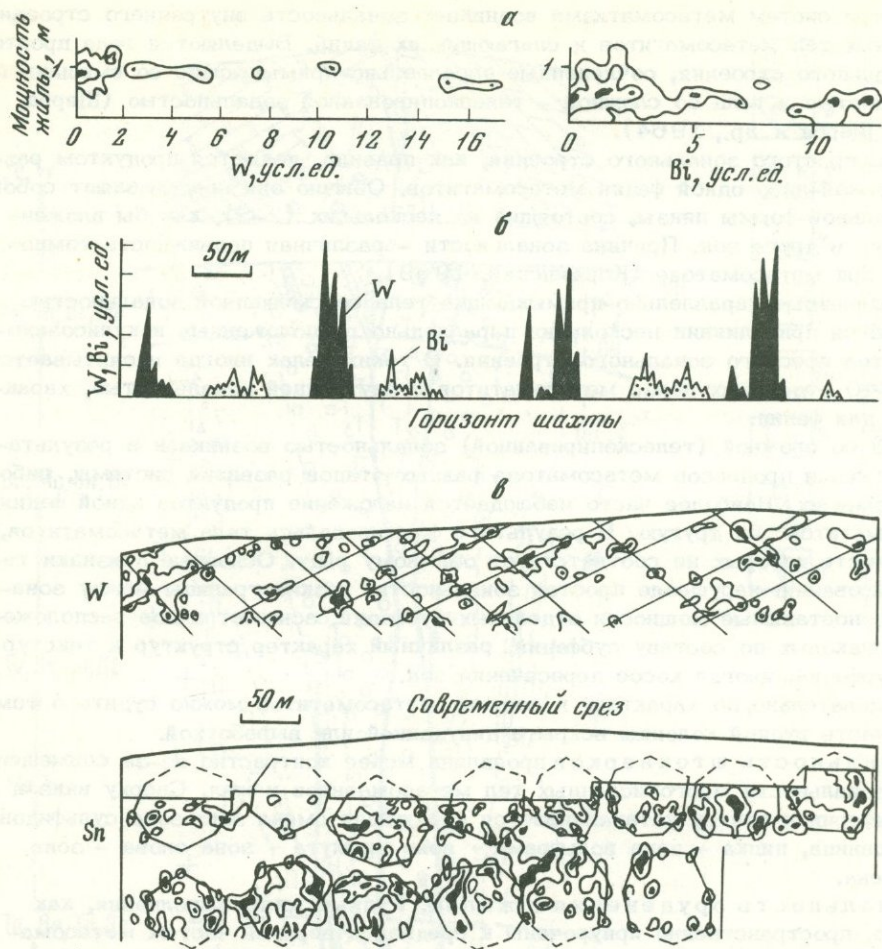
Зональность штокверков проявлена менее контрастно из-за совмещенности зональности многочисленных тел метасоматитов и жил. Сверху вниз и от периферии к центру устанавливается следующая смена зон: зона сульфидов меди, свинца, цинка → зона вольфрама → зона висмута → зона олова → зона молибдена.

Зональность оруденения в жилах. Рудные жилы выполнения, как правило, пространственно приурочены к средней и верхней частям метасоматической колонны – области кислотного взаимодействия и отложения избыточных продуктов. В полости трещин поступали растворы, отягощенные компонентами породы, выщелоченными в ходе щелочного и кислотного взаимодействия предшествующих стадий.

В пределах отдельно взятых жил редкометальная минерализация концентрируется в виде пологозалегающих лент, оконтуриваемых над- и подрудными полосами. Изменение состава жил с глубиной, вероятно, обусловлено последовательным контракционным растрескиванием.

Для лент характерна достаточно строгая внутренняя вертикальная зональность (сверху вниз: W, Bi, Sn, Mo), обусловленная многими физическими и химическими факторами (градиенты температуры и давления, эволюция состава поставляемых растворов, вынос продуктов взаимодействия раствор – порода, смена состава продвигающихся растворов по ходу выпадения соединений, гравитационное разделение макромолекул в растворе, изменение концентрации растворов, кислотно-щелочная дифференциация, градиент окислительно-восстановительного потенциала, режим серы и кислорода, насыщенность летучими, различие подвижности комплексных соединений, величины кристаллохимических и термодинамических показателей отложения минералов). Видимо, известную роль играли энергетические поля, способствовавшие упорядочению минерального вещества в жилах.

Казавшееся ранее хаотичным распределение оруденения в кварцевых жилах редкометальных месторождений, на самом деле, определенным образом упорядочено по классам содержаний металлов, аномальным концентрациям их в пространстве в виде особой решетки для вольфрама, олова, молибдена и других элементов (фиг. 7).



Фиг. 7. Элементы упорядоченности оруденения в жилах
 а – классы содержаний вольфрама и висмута (изолинии – частота встречаемости);
 б – ритмичность распределения содержаний и смещенность максимумов вольфрама и висмута по горизонту; в – геометризация размещения содержаний вольфрама и олова в плоскости жилы (материалы Х.Мурсалимова и др., геометризация автора)

Агрегаты рудных минералов иногда расположены в форме скелетов макрокристаллов в жильной массе. Наличие скелетного роста кристаллов одного минерала в других давно известно (шпинель в магнетите, апатит в кварце, сфалерит в сульфидах, пентландит в пирротине, кварц в пегматите, троилит в самородном железе и другие). Установлено, что сростки чешуек молибденита группируются в жилах в гексагональные, а агрегаты кристаллов вольфрамита – в призматические формы; золото локализуется внутри прямоугольников, равномерно располагаются скопления галенита и сфалерита. Здесь важно то, что упорядочение произошло в массе кремнезема.

Структуры размещения отдельных минералов в теле жилы связаны между собой и создают общую архитектуру жилы, представленную совмещенной пространственной решеткой. Наиболее четко это выявляется в простых жилах одноактного образования (жилы Караобы, Акчатау и Восточного Коунрада). В телескопированных жилах первичная картина распределения элементов усложняется.

Предполагается, что упорядоченная структура жилы создается электромагнитными силами. Степень ее совершенства, вероятно, зависит от концентрации элементов в растворе и условий минералообразования. Наличие структурной

упорядоченности говорит в пользу того, что жилы являются телами выполнения трещин.

Таким образом, редкометалльному оруденению в целом присущи разные формы, уровни и ранги упорядочения – от региональных до локальных. Для прогнозирования скрытого оруденения могут быть использованы такие виды зональности: относительно всего рудоносного плутона (фиг. 4, 5), затем его гребней и куполов, очагов интрузии, гипсометрического положения по отношению к массиву, в связи с этажностью системы ИНЗ, фазами и слоями кристаллизации интрузива, а также поясовая зональность жильно-грейзеновых тел, ленточность оруденения, вертикальная геохимическая зональность в полосах и лентах в их совокупности. Практическую ценность представляет и наличие структурной решетки концентрации руд в жиле, что можно использовать не только при поисках, но и при разведке и обработке месторождений.

Как можно видеть из изложенного, в совершенно различных типах месторождений наблюдается сходный порядок зональности, выражающийся в образовании рудных концентров и вертикальной расслоенности минеральных парагенезисов. В ранних формациях со временем степень замкнутости рудообразующих систем возрастает, а в поздних – уменьшается.

Рассмотренные особенности размещения оруденения в геотектоногенах и зональность колчеданно-полиметаллических и редкометалльных месторождений могут быть применены при прогнозировании скрытого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Берч Ф. Физика земной коры. – В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Генезис эндогенных рудных месторождений. М., изд-во "Недра", 1968.
- Долгов Ю.А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов. – Геология и геофизика, № 5, 1965.
- Иванов С.Н. Условия образования колчеданных и скарновомагнетитовых рудных формаций. – В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., изд-во "Наука", 1966.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., изд-во "Наука", 1969.
- Котляр В.Н. Проблемы рудоносности вулканогенных формаций. – Сов. геология, № 11, 1967.
- Кушнарев И.П. Глубина формирования эндогенных гидротермальных месторождений и роль эрозионного среза в их размещении. – В кн.: Проблемы генезиса руд. М., изд-во "Недра", 1964.
- Лаумулин Т.М. Формирование трещин в гранитном массиве и условия их приоткрывания. – Труды ИГН АН Каз. ССР, № 6, 1962.
- Овчинников Л.Н. Плутогенные гидротермальные месторождения. – В кн.: "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., изд-во "Недра", 1968.
- Скрипченко Н.С., Рожнов А.А., Лыткин В.А. Зональность рудных залежей полиметаллических месторождений Жайремской группы (Центральный Казахстан). – Геол. рудн. месторождений, № 5, 1971.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. – В кн.: "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., изд-во "Недра", 1968.
- Щерба Г.Н. Заметки о грейзенах Казахстана. – Изв. АН КазССР, серия геологич., вып. II, 1949.
- Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Щерба Г.Н. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – Сов. геология, № 6, 1969.
- Щерба Г.Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, Изд-во "Наука", 1970.
- Щерба Г.Н., Гукова В.Д., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П. Грейзены, жильный кварц и калишпаты. – Труды ИГН АН Каз. ССР, № 8, 1964.
- Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Сенчило Н.П. Рудоносный блок и локализация в нем редкометалльного оруденения. – В кн.: Минеральные месторождения. Международный геол. конгресс. Докл. советских геологов. М., изд-во "Наука", 1972.

К ВОПРОСУ О МАТЕМАТИЧЕСКОМ ОПИСАНИИ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

(на примере оловянных жильных и штокверковых месторождений)

Математическое описание зональности оруденения, очевидно, должно производиться в трех основных аспектах.

Первым аспектом является описание через основные математические характеристики изменчивости минерализации в пространстве, т.е. путем расчета параметров, характеризующих средний фон, равномерность, однородность, непрерывность, изотропность, градиент изменчивости минерализации и т.п.

Часть этих характеристик инвариантна по отношению к пространственному размещению минерализации (например, параметры законов распределения), другие учитывают пространственную изменчивость концентраций — это характеристики степени непрерывности и изотропности, предложенные Ж. Матероном (1968), однородности (Рундквист, Неженский, 1971) и др.

Математические характеристики, даже учитывающие пространственную изменчивость концентраций, являются необходимыми, но недостаточными элементами описания зональности.

Вторым аспектом математического описания изменчивости минерализации является привязанное к пространственным координатам аналитическое и графическое выражение моноэлементной зональности.

Третьим аспектом является математическое описание полиэлементной зональности, т.е. выявление структуры зональности, на основе которой производится прогнозирование качественной смены минерализации за пределы изученной области.

Для целей прогнозирования скрытого оруденения большое значение имеет рассмотрение зональности минерализации с различных позиций.

Вопросы использования математических характеристик руд для прогнозирования оруденения наиболее целенаправленно рассмотрены в работах Э.М. Богущевского, А.В. Канцеля и др. (1967, 1969), в которых задачи такого рода исследований сформулированы достаточно полно, но вопрос об "оптимальном" наборе математических характеристик требует дальнейшего изучения.

Прогнозирование оруденения на основе исследования моноэлементной зональности требует предварительной геометризации распределения концентраций в пределах изученной области и выявления основных тенденций изменчивости минерализации. Вопросам геометризации пространственно изменчивых геологических показателей наибольшее внимание уделяется в работах К.Ф. Ермолаева с соавторами (Ермолаев, 1967; Ермолаев и др., 1967). Что касается выявления тенденций пространственной изменчивости концентраций, то здесь следует отметить, что достигнуть практически любой степени обобщения, т.е. выявить тенденции любого порядка: от самого общего — направлений максимальной и минимальной изменчивости — через ортогональную модель к поверхностям тренда третьего и более высоких порядков. При этом порядок тенденций следует повышать до тех пор, пока это обеспечивает природу информации, т.е. для нас вопрос об оптимальном порядке поверхностей тренда несуществен — следует рассчитывать поверхности всех "полезных" порядков. Различные приемы расчета регрессивных поверхностей и соответствующие примеры приводятся в многочисленных работах, в том числе в специально посвященной этим вопросам монографии Н.Н. Боровко (1971).

В связи с рассматриваемым аспектом математического описания зональности существенное значение приобретает отмечавшееся ранее (Бородаевский, 1960), но недостаточно подчеркиваемое сейчас различие между рудными телами и рудными контурами.

Под рудным телом понимается содержащее скопления полезного компонента естественное геологическое обособление; его ограничения совпадают с определенными тектоническими или литологическими элементами. Под рудным кон-

туром того или иного полезного компонента предлагается понимать воображаемый контур, выделяемый в геологическом пространстве (рудном теле, рудоносной площади) по заданным граничным концентрациям этого компонента. Рудные контура, по существу, являются ореолами концентраций рудных компонентов (в отличие от "ореолов рассеяния" — первичных геохимических ореолов).

Следует подчеркнуть, что однотипные по морфологии рудные тела могут иметь различную форму рудных контуров и, наоборот, одинаковая форма рудных контуров может быть свойственна рудным телам различной морфологии. При этом не только экономическая, но и прогнозная оценка исследуемых объектов на тот или иной компонент может определяться не столько морфологией рудных тел, сколько формой рудного контура (в частности, контура промышленных руд) этого компонента.

Опыт изучения жильных и штокверковых вольфрамовых и оловянных месторождений показывает, что между формой рудных контуров и условиями формирования и локализации минерализации существует определенная связь. Соответствующий анализ, проведенный главным образом на примере ряда месторождений Центрального Казахстана и Чукотки, позволяет, с одной стороны, наметить основные типы рудных контуров, с другой — подойти к выяснению прогнозного значения выделенных типов. Излагаемые результаты являются предварительными и требуют дальнейшей всесторонней проверки, однако важность постановки вопроса о прогнозном значении рудных контуров в настоящее время представляется несомненной.

Для вольфрамовых и оловянных месторождений намечается два основных типа рудных контуров: конической с двумя подтипами и неправильной, часто изометрической, формы (фиг. 1). Их характеристика приведена в табл. 1.

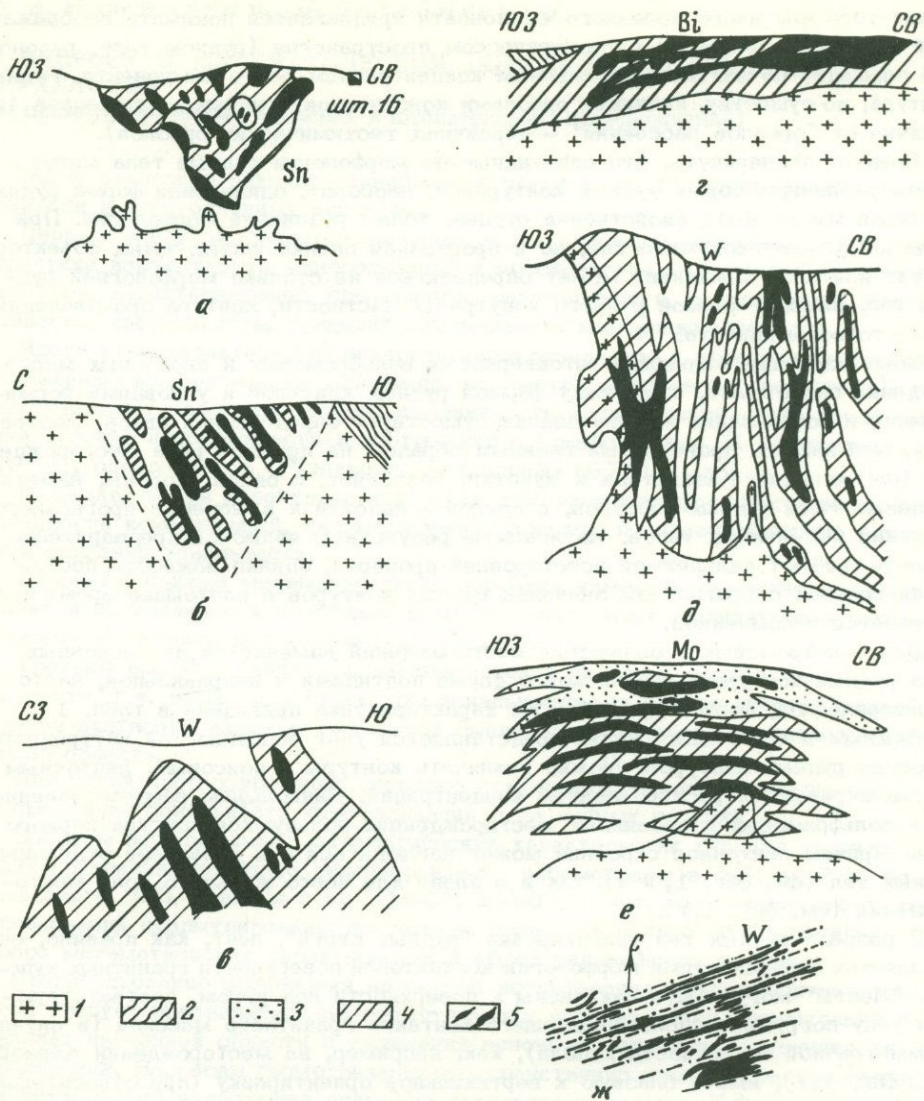
Важным в прогнозных целях представляется учет особенностей внутреннего строения рудных контуров. Можно различать контуры с поясовым, ленточным и концентрическим распределением концентраций. Наибольшим распространением в вольфрамовых и оловянных месторождениях пользуются контура первого типа. Причем ленточное строение может наблюдаться как в разрезе отдельных рудных тел (см. фиг. 1, а-е), так и в плане для всего жильного поля месторождения (см. фиг. 1, ж).

В разрезе рудных тел ориентировка "рудных струй", лент, как правило, определяется особенностями морфологии контактовой поверхности гранитных куполов. "Ленты" могут быть наклонены к поверхности под углом, соответствующим углу погружения пологопадающего контакта гранитного массива (в случае асимметричной поверхности купола), как, например, на месторождении Караоба (см. фиг. 1, г); иметь близкую к вертикальной ориентировку (при относительно глубоком залегании купола штокообразной формы, нередко осложненного апофизами), как на месторождении Байназар (см. фиг. 1, в); располагаться почти параллельно поверхности (при аркообразной поверхности купола), как на месторождении Джанет (см. фиг. 1, е).

При развитии рудных жил в эндоконтактных частях гранитных массивов подобной аркообразной морфологии рудные "ленты" в жилах оказываются наклоненными в различные стороны, в зависимости от угла падения контактовой поверхности. Так, на месторождении Валькумей, в пределах конических контуров жил, расположенных в южном эндоконтакте, наблюдается южное склонение "полос" концентраций, согласное с погружением контакта к югу под углом 20-40°. В северном эндоконтакте, где массив полого падает на север, устанавливается тенденция к склонению рудных "струй" в жилах в северном направлении.

Зависимость размещения оруденения в плоскости рудных тел от особенностей морфологии материнского гранитного массива проявляется и в случае концентрического внутреннего строения рудных контуров. В этом случае обогащенные участки "нализываются" на общую линию, ориентированную параллельно контактовой поверхности. Подобная картина наблюдается, например, по данным Б.Л. Флерова (1972), на месторождении Валькумей.

Рассмотренные особенности размещения рудных "лент" в пределах рудных контуров позволяют заключить, что возникновение "лент" определяется,



Фиг. 1. Основные типы рудных контуров оловянных и вольфрамовых месторождений Иультин (а - разрез, ж - план), Валькумей (θ, Светлое (б), Караоба (z), Байназар (d), Джэнет (e). Разрезы д, е - по Г.Н.Щербе, 1960.
 1 - граниты; 2 - песчано-сланцевые толщи; 3-5 - содержания Sn, W, Mo, Bi низкие (3), средние (4), высокие (5)

по-видимому, условиями становления рудоносного гранитного массива и, в первую очередь, температурным фактором. Ориентировка рудных "струй" может служить косвенным индикатором морфологии и, возможно, глубины залегания слепых гранитных куполов.

Поясовое размещение минерализации в плане в пределах жильного поля (фиг. 1, ж) определяется положением трещин, вдоль которых на уже сформировавшиеся безрудные кварцевые жилы накладывается более поздняя рудная минерализация. Это направление является рудоконтролирующим в пределах всего рудного поля, как, например, это имеет место на месторождении Иультин (Денисенко, Неженский, 1972).

Таким образом, морфологический тип рудных контуров позволяет предвидеть особенности поведения оруденения на глубину, а их внутреннее строение

может указать на местоположение и морфологию материнского гранитного массива и позволить оценить вертикальный размах оруденения.

Прогнозирование минерализации на основе полиэлементной зональности базируется на установлении структуры зональности (Рундквист, Неженский, 1971). В качественном отношении структура зональности для оловянных и вольфрамовых месторождений представляется достаточно стабильной и описана в работах Г.Н. Щербы (1960), Д.В. Рундквиста и др. (1971) и др. Однако в целях прогноза необходимо выявить количественные параметры структуры зональности – положение ореолов различной минерализации в пространстве, величину и направление их сдвига относительно друг друга. Решение этой задачи на количественной основе частично уже рассматривалось нами ранее (Неженский, 1971). Оно опирается на наиболее широко используемую модель зональности оруденения – ореольную модель, которая основывается на следующей аксиоме: при определенной степени обобщения изменения концентраций рудных компонентов в пространстве возможно представить уменьшающимися во все стороны от определенного обогащенного центра.

Из ореольной модели минерализации вытекает ряд важных следствий, позволяющих по данным о размещении минерализации в единичных рудных телах прогнозировать зональность месторождения в целом и решать ряд других задач. Прежде всего покажем, что характер взаимосвязей между рудными компонентами в рудных телах обусловлен положением ореолов минерализации в пределах месторождения в целом.

Таблица 1

Основные типы рудных контуров вольфрамовых и оловянных месторождений

Типы и под- типы конту- ров	Положения кон- туров по отно- шению к гра- нитным масси- вам	Отношение горизон- тальных размеров к верти- кальным	Вертикальная зональность (рудная и ме- тасоматичес- кая)	Продолжение оруденения в материнских гранитных массивах	Выдержан- ность ору- денения на глубину	Примеры место- рождений
Конические: с вершиной вниз	В породах кров- ли над слепым гранитным купо- лом; в мате- ринских гра- нитах	От 1:2 до 2:1	Прямая, кон- трастная	Нет	Различная; целиком определя- ется гео- метричес- кими па- раметрами конусов	Вальку- цей, Иульгин, Коунрад
с вершиной вверх	"Бескупольный" тип; граниты на глубине не подсечены	До 1:10	Обратная, слабо кон- трастная	Нет	Значитель- ная; ниж- няя грани- ца оруде- нения в кое, Ур- известных зарсайс- месторож- дениях не установле- на	Верхнее Кайрак- ты, То- ца оруде- карево- ное, Ур- известных зарсайс- кое
Неправиль- ной формы	В породах кров- ли над слепым гранитным купо- лом; в мате- ринских грани- тах	От 1:1 до 3:1	Обычно пря- мая, кон- трастная	Есть	Различная; определя- ется ориен- тировкой Нура- "лент" по отношению к гранит- ному мас- сиву	Караоба, Джанет- Байназар, Нура- Талды, Акчатау

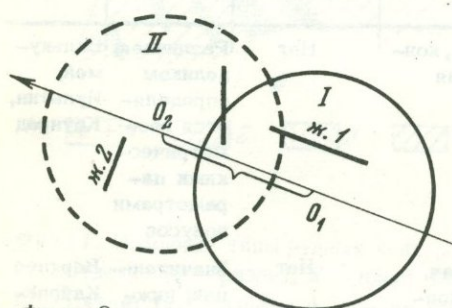
Пусть какое-то месторождение, руды которого представляют ценность на два компонента (I и II), характеризуется зональностью оруденения, схематично изображенной на фиг. 2. "Ореолы" концентраций компонентов I и II в целях схематизации изображены в виде окружностей. Границы ореолов проведены условно по каким-то граничным концентрациям, т.е. жила 1, например, несет в себе не только минерализацию I, но содержит и компонент II. На рисунке показано направление максимального сдвига и три рудных жилы с простираниями соответственно по направлению максимального сдвига ореолов, перпендикулярным и под углом к нему.

Поскольку коэффициент корреляции (r) в данном случае характеризует степень пространственного совпадения тенденций изменчивости минерализации двух компонентов, он должен быть различным при расчете по данным спробования рудных тел 1, 2 и 3. Так, рудное тело 1 должно характеризоваться наименьшим r , поскольку именно в этом направлении минерализация I и II максимально разобщена. По рудному телу 2 коэффициент корреляции должен быть максимальным, так как в этом направлении смещения ореолов нет, минерализация максимально совмещена, а по рудному телу 3 – иметь промежуточное значение.

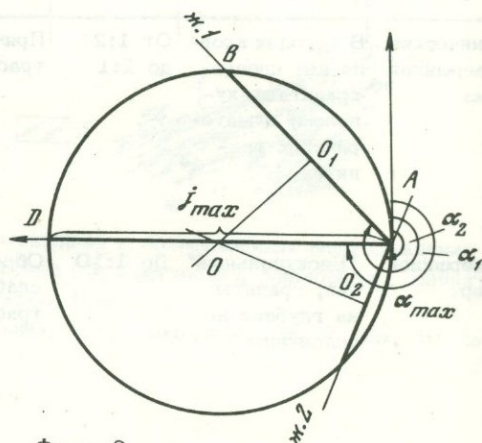
Рассмотренные с этих позиций особенности взаимосвязей рудных компонентов в пределах реальных жильных полей в общем подтверждают высказанные предположения.

Зависимость r от простирания рудных тел в пределах одного и того же жильного поля позволяет подойти и к решению обратной задачи: по пространственной изменчивости r выявлять положение ореолов минерализации в жильном поле, направление и величину сдвига ореолов относительно друг друга. При этом можно статистическим путем определить величину "сдвига" ореолов по изучаемым направлениям, а затем по величинам сдвигов ореолов по любым двум пересекающимся направлениям определить азимут максимального сдвига.

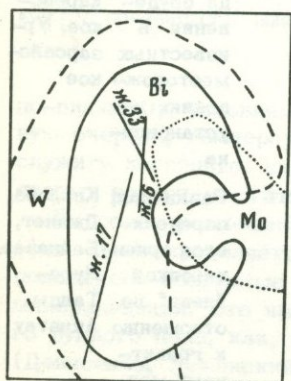
Определение сдвига ореолов по направлению основывается на проведении следующего статистического эксперимента (Неженский, 1971): для рудного тела рассчитываются все возможные r между парами рудных компонентов



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 2. Ореольная модель зональности месторождения

Фиг. 3. Графический способ определения направления и величины максимального сдвига ореолов минерализации при известных величинах сдвигов по двум произвольным направлениям

Фиг. 4. Схема зональности месторождения Нура-Галды

как бы при всех возможных смещениях соответствующих ореолов относительно друг друга (на расстояния, кратные шагу опробования), т.е. рассчитываются значения так называемой взаимнокорреляционной функции $r = f(j)$, и моменты максимальной корреляции фиксируются как "совмещения" ореолов. При этом обычно рассчитываемые r являются всего лишь частными значениями (r_0) взаимнокорреляционной функции при сдвиге (j), равном нулю. Таким образом, величина сдвига ореолов по направлению простирания рудного тела равна тому значению по оси абсцисс (в единицах длины, например, метрах), которому соответствует максимальное значение взаимнокорреляционной функции (r_{\max}) по оси ординат.

Определение величины (j_{\max}) и направления (a_{\max}) максимального сдвига ореолов двух компонентов поясняется на фиг. 3. Из произвольно выбранной точки A откладываются направления простираний рудных тел 1 и 2. По этим направлениям откладываются отрезки AB и AC , соответствующие величинам сдвига ореолов по простиранию жил 1 и 2. Из середин отрезков AB и AC (O_1 и O_2) восстанавливаются перпендикуляры к прямым AB и AC до их пересечения в точке O . Из точки O проводится окружность радиуса $OA=OB=OC$. Диаметр окружности AD равен величине максимального сдвига ореолов (j_{\max}), а его простирание есть направление максимального сдвига (a_{\max}).

Таким образом, для месторождения Нура-Талды, например, было определено широтное направление сдвига (фиг. 4): ореола вольфрама на запад на расстоянии двух условных единиц от ореола висмута и трех единиц - от ореола молибдена, ореола висмута - на запад на расстоянии одной единицы от ореола молибдена. Для другого вольфрамового месторождения (Акчатау) было установлено, что ореолы минерализации практически совмещены в пространстве, а зональность определяется только относительными размерами ореолов: ореол вольфрама на месторождении "шире" ореола молибдена в 2,5-3 раза. Для этого месторождения характерна стабильность, устойчивость характера связи между рудными компонентами в пространстве и в общем высокие значения для всех пар компонентов (Рундквист, Неженский, 1972).

Об относительных размерах ореолов статистические исследования иногда позволяют судить довольно уверенно. Так, автокорреляционные и структурные функции, характеризующие степень пространственной непрерывности концентраций компонентов, выявляют относительную "широту" ореолов (Рубо, 1968). Компонент, концентрации которого более "непрерывны" в пространстве, образует при сопоставимой интенсивности оруденения более широкий ореол. Для рассмотренных месторождений Центрального Казахстана, например, достаточно контрастно устанавливается больший "размах" ореолов вольфрама, по сравнению с ореолами висмута и молибдена и менее контрастно относительные размеры ореолов двух последних элементов.

Таким образом, в целях прогнозирования важны различные стороны математического описания зональности оруденения. Предложенные методы статистического анализа при их дальнейшем совершенствовании могут стать, по нашему мнению, эффективным аппаратом прогнозной оценки оруденения на основе зональности месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Богушевский Э.М., Канцель А.В. и др. О возможности типизации и прогнозирования рудных месторождений на основе использования математических характеристик руд. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1969.

Боровко Н.Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., изд-во "Недра", 1971.

Бородаевский Н.И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. - Труды ЦНИГРИ, вып. 35, 1960.

Денисенко В.К., Неженский И.А. О проявлении признаков метасоматического минералообразования в масштабе рудного поля (на примере Иульгинского оловянно-вольфрамового месторождения). - Записки Всес. Минер. об-ва, 101, вып. 6, 1972.

Ермолаев К.Ф. Морфометрический анализ рудных тел полиметаллогения Рудного Алтая. Труды ИГН АН КазССР, т. 20, 1967.

Ермолаев К.Ф., Тарантов А.С. Применение математических методов исследования при геологическом изучении Рудного Алтая. - В кн.: Геология и металлогения Рудного Алтая. Труды ИГН АН Каз. ССР, т. 20, 1967.

Ермолаев К.Ф., Антонов В.А., Тарантов А.С. Основные итоги геометризации полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - В кн.: Второе Сиб. совещание по применению матем. методов и ЭВМ в геологии и геофизике. Новосибирск, 1967.

Канцель А.В., Богушевский Э.М., Рожкова Г.Ф. О возможности типизации и прогнозирования рудных тел и месторождений на основе математической характеристики руд. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1967.

Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М., изд-во "Мир", 1968.

Неженский И.А. Прогнозная математическая оценка зональности рудных месторождений. - В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.

Рубо Г.Л. Применение автокорреляционной функции для описания зональности распределения элементов в геологических объектах. - В кн.: Статистические методы геологических исследований, вып. 1, 1968.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Торчинюк Р.Н. Закономерности размещения даек и вольфрамит-кварцевых жил на Нура-Талдинском месторождении Центрального Казахстана. - Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 133, 1966.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М., изд-во "Недра", 1971.

Рундквист Д.В., Неженский И.А. Структура зональности рудных формаций и место вольфрамового оруденения в сводном ряду зональности. - В кн.: Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1971.

Рундквист Д.В., Неженский И.А. Некоторые особенности распределения и связей рудных компонентов в кварц-вольфрамитовых жилах грейзеновых месторождений Центрального Казахстана. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971.

Флеров Б.Л. Рудные столбы на оловянных месторождениях Северо-Востока СССР. - В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.

Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

ЧАСТЬ 2 ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗА СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

ОЛОВОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Е. А. Радкевич

ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Проблема зональности в значительной мере разрабатывалась на примере месторождений олова. Так, неопределимый по важности материал доставила рудная провинция Корнуолла, где уже давно была отмечена закономерная смена оловянного оруденения (по восстанию) вольфрамовым, медным и полиметаллическим. Зональности Корнуолла была посвящена классическая работа Дью (Dewey, 1925). В значительной мере материалы Корнуолла были использованы В. Эммонсом при разработке его схемы вертикальной и горизонтальной зональности (Эммонс, 1933; Emmons, 1924, 1936).

Схема Эммонса, отражающая общие закономерности распределения металлов и последовательного осаждения их с удалением от батолита или его куполов, долгое время была всеми признанной, пока против нее не выступил резко С.С. Смирнов (Смирнов, 1937), обративший внимание на ее несоответствие наблюдаемым фактам. Как указал С.С. Смирнов, непрерывных переходов между отдельными членами эммонсовского ряда обычно не наблюдается: месторождения не обнаруживают существенного изменения по падению, и обычно с глубиной рудные тела выклиниваются или разубоживаются. На примере оловянных месторождений С.С. Смирнов пришел к выводу, что большее значение имеет изменение минерализации во времени, чем в пространстве. С.С. Смирнов эту же идею изложил в своей статье, посвященной касситеритово-сульфидным месторождениям (Смирнов, 1937), где он выделил четыре сменяющих друг друга во времени стадии: 1) кварц-касситерит-арсенопиритовую; 2) пирротинную; 3) галенит-сфалеритовую и 4) карбонатно-безрудную, предполагая, что эти стадии, разделенные тектоническими подвижками, развивались в результате повторного поступления растворов. Именно касситерито-сульфидные месторождения, в которых олово ассоциирует не с его обычным спутником - вольфрамом, а с цветными металлами - медью, свинцом, цинком, которые находятся в противоположном, низкотемпературном конце эммонсовского ряда, позволили С.С. Смирнову подойти к критике эммонсовской концепции и предложить собственную - концепцию пульсационного развития месторождений и отдельных рудных тел за счет прерывистого поступления рудоносных растворов.

Концепция С.С. Смирнова получила всеобщее признание у нас в стране и особенно широкое применение находила при объяснении генезиса касситерито-сульфидных месторождений. Следует впрочем подчеркнуть, что С.С. Смирнов, уделяя внимание изменению состава растворов во времени, в то же время важным фактором, определяющим характер минеральных ассоциаций, признавал температурный фактор и говорил о роли геоизотерм вокруг остывающего инт-

рузива в закономерной смене последовательных минеральных ассоциаций. Причиной же зонального распределения разновременных минеральных ассоциаций вокруг интрузивных тел С.С. Смирнов считал прогрессивное развитие трещин от интрузива к его периферии. Эта же идея была позднее развита Ф.И. Вольфсоном и М.А. Невским (1949).

К вопросу о зональности с использованием данных по касситерито-сульфидным месторождениям вернулся Ю.А. Билибин (1951), который, как и С.С. Смирнов, резко возражал против концепции единого эволюционирующего раствора В. Эммонса, но дополнял представление С.С. Смирнова идеей о важной роли зональности отложения - закономерной смены одних минеральных комплексов другими при движении одного и того же потока растворов. Вместе с тем он отмечал довольно широкое распространение обратной зональности, которую С.С. Смирнову считал редким исключением.

Таким образом, теория зональности в значительной мере развивалась и совершенствовалась на примере изучения оловорудных месторождений. Долгое время продолжало господствовать представление об универсальном значении пульсационной зональности и развитии касситерито-сульфидных месторождений. Однако уже к концу пятидесятых годов наметилась "компромиссная" линия развития теории зональности с признанием разнообразных ее вариантов: зональности первого рода - стадийной и второго рода - фациальной (Левитский, Смирнов, 1959; Смирнов, 1965). Еще более отчетливо эти же тенденции - сочетание двух ранее противопоставлявшихся концепций - проявились на симпозиуме в Праге в 1963 г., посвященном в значительной мере проблемам зональности. Однако относительная роль этих типов зональности рассматривалась по-разному. Большая часть геологов (Радкевич, 1959; Кигай, 1966) признала разобщенность во времени разновозрастных минеральных ассоциаций, образованных при прерывистом поступлении растворов.

В последние годы получено много новых данных при детальном изучении оловорудных месторождений. Проведены геохронологические исследования, которые указывают на многоэтапность процессов образования оловорудных месторождений. Так, в Корнуолле, кроме верхнепалеозойских многоэтапных месторождений (кварц-вольфрамитовые жилы, касситерит-силикатные жильные зоны, галенито-сфалеритовые жилы), установлено и наложение оловорудных образований, значительно оторванных во времени (вплоть до юрских). Резкий временной отрыв устанавливается для этих двух этапов минералообразования в Боливии: раннемезозойского - 187 млн. лет и позднекрейцбергского - 7 млн. лет (Ahfeld, Schneider-Scherbina, 1964). Длительное формирование (от карбона до верхнего мела) имели оловоносные граниты в Таи-Малайской зоне, а максимумы формирования месторождений там падают на триас и верхний мел. П.В. Комаровым установлено длительное формирование кличкинского комплекса гранитоидов и связанных с ними месторождений: от верхнепалеозойского до позднеюрского времени.

Таким образом, представление С.С. Смирнова о длительной жизни магматических очагов действительно подтверждается геохронологическими исследованиями. Что касается временной разобщенности стадий минерализации внутри каждого этапа, то здесь, очевидно, имеют место различные случаи, в том числе и сближенные во времени образование разностадийных минеральных ассоциаций. Проявления зональности различны в месторождениях касситерито-кварцевой формации, расположенных среди гранитов или в ближайшем экзоконтакте, и касситерит-сульфидных месторождениях, обычно более поздних, связанных с глубинным источником растворов и расположенных в удалении от гранитоидов, иногда вне видимой пространственной связи с ними.

В касситерито-кварцевых месторождениях зональность контрастна, а сами зоны сближены, особенно в месторождениях, не распространяющихся на большую глубину и связанных с близрасположенными активными очагами растворов. Для этих месторождений иногда устанавливается постоянство минерализации, развившейся в процессе неоднократного дробления при пересечении одних прожилков другими, сходными с ними по составу. Этот тип особенно ха-

рактен для штокверков, где не отмечается признаков существенного различия условий формирования одновременных прожилков, очевидно образованных при сохранявшейся высокой температуре апикальной части гранитного массива. Иногда одновременные прожилки даже разделены внедрением даек аплитов и других кислых пород. В этом типе месторождений, локализованных в апикальных частях гранитных куполов, обычно не отмечается проявления зональности, и само распространение рудных тел ограничивается верхней частью гранитных куполов.

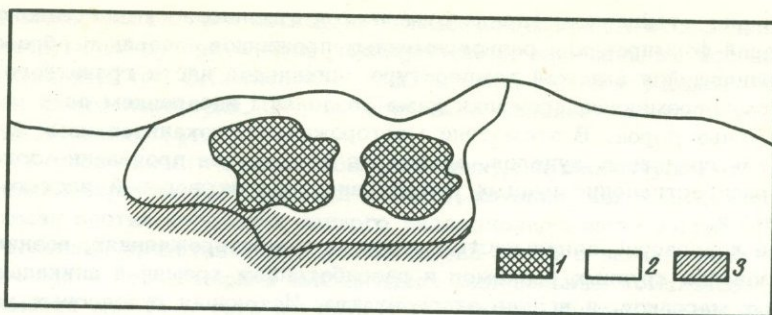
Более контрастно зональность проявлена в месторождениях, возникших после образования крупных разломов и разработанных трещин в апикальной части гранитных массивов, и в зоне экзоконтакта. Источники рудоносных растворов в этот период находились уже в глубинных частях гранитных массивов. Однако запас тепла в апикальных частях массивов, очевидно, еще сохранялся, что находит отражение в смене минеральных ассоциаций при переходе из области эндоконтакта в область экзоконтакта. Минерализованные зоны и жилы иногда протягиваются на значительную глубину и их удается иногда проследить до корневых частей. При этом отмечается смена типов околорудных метасоматитов снизу вверх от альбитовых через микроклиновые к грейzenам в верхней части месторождения. Таковы данные М. Штемпрока по Циновцу (Stemprok, 1963, 1970).

Сходные же явления можно наблюдать на олово-вольфрамовом месторождении Сихуашань в Южном Китае, где серия кварцевых жил пересекает контакт гранитного массива и терригенных толщ, причем количество жил сокращается как на глубину, так и с удалением в область экзоконтакта, а характер околужильных изменений меняется. В апикальной части гранитного массива полужилы развивается плащеобразное тело грейzenов, обогащенное касситеритом, а далее по падению и восстанию распространяются кварц-вольфрамитовые жилы. На глубине эти жилы уступают место безрудным зонкам и "швам" со слабой минерализацией. В зоне экзоконтакта в сходных соседних месторождениях увеличивается количество сульфидов. Таким образом, на примере касситерит-кварцевых месторождений удается проследить признаки изменения химизма растворов от ранних щелочных на глубине до кислых в области контакта и, видимо, снова слабощелочных в верхних частях месторождений, где происходила нейтрализация растворов при взаимодействии с вмещающими породами.

Вертикальная и горизонтальная зональность устанавливается и хорошо изучена в касситерито-силикатно-сульфидных месторождениях, которые представляют обособленную генетическую группу и не связаны с касситерито-кварцевыми постепенными переходами. Для этих месторождений характерна закономерная смена минеральных ассоциаций со следующими стадиями: 1) кварц-турмалиновая, 2) кварц-касситерито-арсенопиритовая (с турмалином или хлоритом), 3) пирит-пирротиновая со сфалеритом, 4) галенит-сфалеритовая с сульфосолями, 5) безрудная кальцитовая с пиритом, иногда с флюоритом.

Лишь в немногих месторождениях намечается закономерная смена оловянной минерализации по восстанию медной (Корнуолл, Комсомольский район) или полиметаллической. Однако устанавливаются и примеры обратной зональности с развитием поздних сульфидов в корневых частях рудных тел. Отмечая это явление, О.Д. Левицкий (1959) выдвинул гипотезу зональности рудных чехлов (фиг. 1), обусловленной прогрессивным развитием трещин. Эта идея в последние годы на примере дальневосточных месторождений развивалась И.Н. Киганем (1966), В.Н. Дубровским (1963) и др.

Проведенные за последние годы детальные минералого-геохимические исследования позволяют прийти к заключению, что длительных перерывов между стадиями зачастую не существовало. Исключительная закономерность в сочетании и смене вышеперечисленных минеральных ассоциаций позволяет считать их продуктами эволюции единого раствора. Особенно отчетливо это видно в тонких прожилках (иногда менее 1 мм), таких, как на Тарбалджейском месторождении, где сочетаются все минералы перечисленных ассоциаций, последовательно сменяющие друг друга по направлению от зальбандов к осевой



Фиг. 1. Схема зональных чехлов, по О.Д. Левицкому (1959)

1 – кварц–касситеритовая ассоциация; 2 – кварц–сульфидная ассоциация (пирротин, сфалерит); 3 – поздние карбонатные жилы

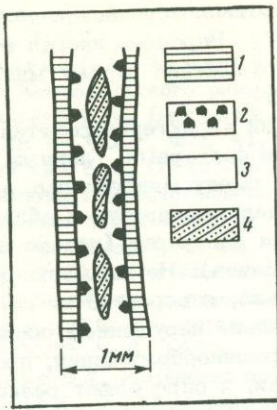
части жилки (фиг. 2). Очевидно, минералообразование здесь происходило в условиях контакта с холодными боковыми породами, и растворы быстро теряли температуру. Сближенное отложение минералов – касситерита, арсенопирита, пирротина, сфалерита, станнина, галенита – можно наблюдать в метаколлоидных тонкозернистых рудах, характерных для верхних частей некоторых месторождений (Смирновское). О сближенном во времени отложении касситерита и поздних сульфидов (сфалерита, пирротина) писал Д.О. Онтоев (1960).

В турмалиновых оловоносных зонах Комсомольского района, расположенных в экзоконтактовом ореоле диоритовых штоков, удается наблюдать различное соотношение поздних минеральных ассоциаций с ранними: для верхней части рудных зон характерно сближенное во времени отложение касситерито–арсенопирито–кварцевой и сульфидной (пирротин, халькопирит) ассоциаций. С углублением же по падению жилы чаще можно видеть наложение сульфидных жил и прожилков и пересечения ими более ранних минеральных ассоциаций. Это можно объяснить падением геоизотерм при быстром остывании штоков диоритов, в ореоле которых локализованы жилы. Устанавливается, что для ранней кварц–касситеритовой ассоциации имеет место температурная зональность относительно интрузива, которая устанавливается по распределению элементов примесей в касситерите и арсенопирите. Для поздних же минеральных ассоциаций влияние штока уже не отмечено и можно полагать, что по мере охлаждения его уровень поздних сульфидов снижается вплоть до корневых частей жил, что и обусловило проявление зональности, близкой к обратной пульсационной, или к зональности чехлов (фиг. 3).

Представление о формировании сложного комплекса минералов из единого потока растворов подтверждают и термо–барометрические данные А.М. Кокорина. Так, замеры температур образования зон одного зонального кристалла (фиг. 4) показывают неуклонное снижение температуры растворов (350–120°) с незначительными колебаниями, что одновременно подтверждается смесью состава пойкилитовых включений: от турмалина, касситерита, вольфрамита до галенита во внешней зоне кристалла (Радкевич, Асманов и др., 1971).

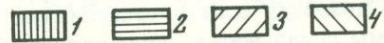
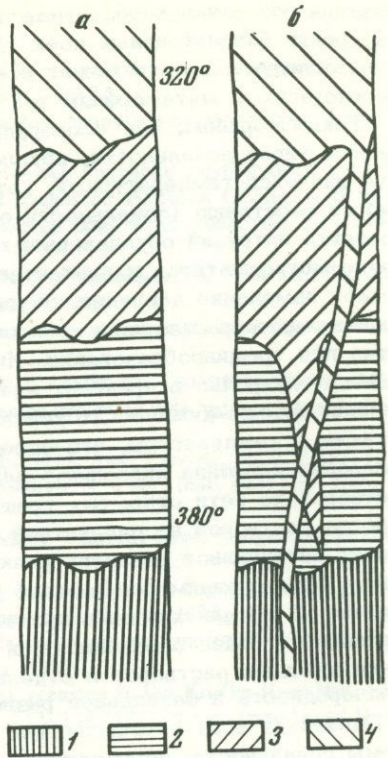
Резкая смена минеральных ассоциаций на фоне непрерывного и в общем плавного снижения температуры в контактовом ореоле интрузивов может быть объяснена изменением химизма растворов при повторных приоткрываниях трещин, обусловивших выделение летучих и изменение щелочности – кислотности растворов, а иногда при вскипании, и их температуры. Таким путем могло произойти разобщение последовательных минеральных ассоциаций в пределах самостоятельных полос, линз или прожилков, секущих ранние минеральные образования.

Приведенный пример может быть отнесен и к другим касситерито–силикатно–сульфидным месторождениям, поскольку смена минеральных ассоциаций везде настолько однотипна, что их нельзя считать продуктами случайного совмещения разновременных процессов. Видимо, везде оторвана по времени лишь



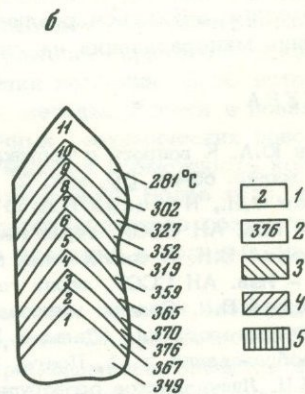
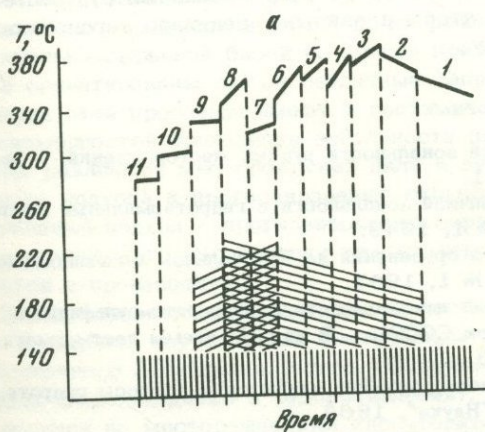
Фиг. 2. Схема симметрично-полосчатого прожилка (месторождение Торбальджей)

1 – оторочки светлой слюды; 2 – друзы кристалликов касситерита; 3 – гребенчатый кварц; 4 – сульфиды (сфалерит, халькопирит, станнин, галенит)



Фиг. 3. Сочетание зональности отложения на ранних стадиях (а) и зональности опускания геозотерм (б) при снижении температуры растворов во времени. Сульфиды – халькопирит, галенит, отлагавшиеся в верхних частях жилы (а) со временем при снижении температуры растворов опускаются ниже, вплоть до корневых частей жилы, пересекая ранние более высокотемпературные ассоциации (б)

1 – ранняя дорудная кварц-турмалиновая ассоциация; 2 – продуктивная кварц-касситеритовая ассоциация; 3 – халькопиритовые руды; 4 – галенит-сфалеритовые руды



Фиг. 4. График (а) температурного режима растворов в процессе роста зонального кристалла кварца (б), по А.М.Кокорину

1 – зоны роста кристалла; 2 – средние значения температур по зонам; 3–5 – последовательность отложения ассоциирующих с кварцем вольфрамита (3), касситерита (4) и турмалина (5)

поздняя безрудная карбонатная стадия, которая проявляется иногда даже после внедрения базальтоидных даек (Дубровский, 1957). Впрочем, иногда внедрение последующих даек может стимулировать переотложение рудных минералов, регенерацию и метаморфизм руд (Радкевич, 1948).

Таким образом, для оловорудных месторождений характерно сочетание различных типов зональности, обусловленных разными факторами. Главным фактором является температурный, который определяет смену минеральных ассоциаций по восстанию (зональность отложения). Перепад температур в области контакта интрузий обуславливают и смену химизма растворов (резкое изменение метасоматитов и приконтактной части массивов). Не меньшую роль играет изменение давления, обусловленное не только, и вероятно не столько, продвижением растворов в верхние горизонты, сколько нарушением общего режима при трещинообразовании. Именно вспышки трещинообразования, проявляющиеся синхронно в пределах значительной площади, и определяют резкое изменение физико-химических условий рудоотложения, щелочности — кислотности, а также и температуры, что определяет смену минеральных ассоциаций. На колебание давления оказывают влияние факторы структурные — распыление растворов по сети открытых трещин (Тарбальджей), а также литологические — переход растворов из силикатной среды гранитов в карбонатную, что обуславливает интенсивное развитие реакционного биметасоматоза (образование скарнов) с последующим осаждением здесь же и рудных минералов. Существенное влияние на детали химизма процессов рудообразования оказывают реакции растворов с ранее образованными минералами и вмещающими породами. Колебания химизма растворов в отдельных микроучастках обуславливают мозаичную неоднородность и фациальное разнообразие минеральных ассоциаций.

Однако из всех перечисленных типов, представляющих осложнение общей схемы зональности, определяющим фактором следует считать температуру около интрузива, нека или жерла, в которых или близ которых локализуется оруденение. В случае, если оруденение находится вне видимой связи с гранитами, можно предполагать термическое влияние потоков растворов с фронтом геоизотерм, опускающихся со временем на все большую глубину. Закономерное снижение температур по восстанию и последующее постепенное опускание геоизотерм может служить причиной сочетания разных типов зональности.

Дальнейшее развитие теории зональности должно идти по пути применения тонких и точных методов исследования, которые позволяют изучать зональность с учетом многоэтапности и длительности развития процессов, наложения разновременных ассоциаций, преобразования ранее сформированных руд, которые необходимо научиться различать, чтобы правильно оценивать перспективы продолжения минерализации на глубину.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — Записки Всес. минер. об-ва, 80, вып. 2, 1951.
- Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Дубровский В.Н. О соотношении даек и оруденения на Хрустальном оловянном месторождении. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1957.
- Дубровский В.Н. Стадия минерализации и зональность касситерито-сульфидного Хрустального месторождения (Дальний Восток СССР). — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1, Прага, 1963.
- Кигаи И.Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М., изд-во "Наука", 1966.
- Левицкий О.Д., Смирнов В.И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность. — Сов. геология, № 2, 1959.
- Онтоев Д.О. Некоторые данные по геологии и зональности оруденения Хапчерангинского месторождения (Восточное Забайкалье). — Геол. рудн. месторождений, № 5, 1960.
- Радкевич Е.А. Метаморфизм руд Синанчи. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1948.

Радкевич Е.А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. — Сов. геология, № 9, 1959.

Радкевич Е.А., Асманов В.Я., Бакулин Ю.С. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М., изд-во "Наука", 1971.

Радкевич Е.А., Витушкин А.И. Тарбальджинское оловорудное месторождение. — Труды ГИН АН СССР, вып. 41, 1941.

Радкевич Е.А., Осипова Г.А. и др. Геохимические критерии глубинности некоторых оловянных и полиметаллических месторождений Дальнего Востока СССР. — В кн.: Международный геол. конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 1. М., изд-во "Недра", 1968.

Смирнов В.И. Региональная и локальная эндогенная зональность. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. II. Прага, 1965.

Смирнов С.С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. — Изв. АН СССР, № 5, 1973.

Эммонс В.Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. Геолразведиздат, 1933.

Ahlfeld F., Schneider-Scherbina A. Los yasimentos minerales y de hidrocarbures de Bolivia. — Bull. Deot. Nacional Bolivia, 5, 1964.

Dewey G.S. The mineral zones of Cornwall. — Proc. Geol. Ass. London, 36, 2, 1925.

Emmons W.H. Primary downward changes in ore deposits. — Amer. Inst. Met. Min. Eng., 70, 1924.

Emmons W.H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. — Intern. Geol. Congr. XVI sess. Washington, 1936.

Kutina J. Problems of the origin of primary zoning in ore veins ore deposits and larger units. В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I. Прага, 1963.

Stemprok M. Distribution of Sn-W-Mo formation deposits around granites. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I. Прага, 1963.

Stemprok M. Petrochemical features of tin-bearing granites in the Kruske Hory Mts. Czechoslovakia Soc. Mining. — Geol. Japan Spec. Isske 2, 112-118 (1971) Proc. Ima-Jagod Meetings 70, Joint Symp. Vol.

Stemprok M. Petrografce a vertikalni rozsah mineralizace v cinovecke zulové klnbe. — Sborn. geol. ved. rada LG, 5-7, 1700.

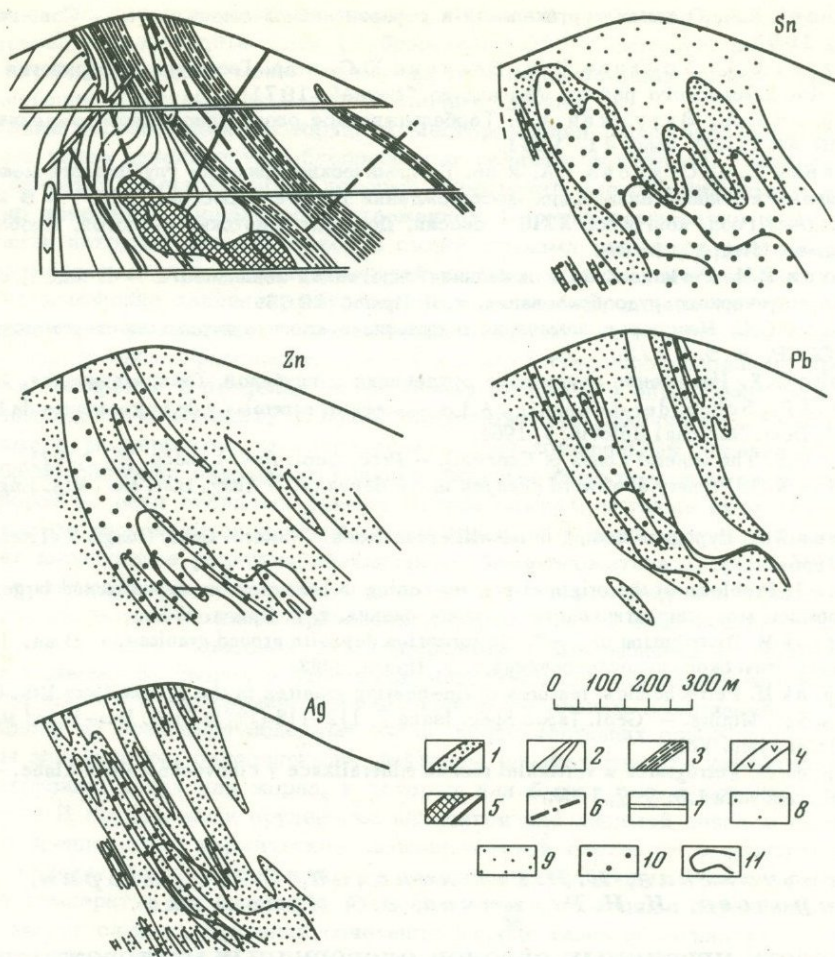
*Л. Н. Бельчанская, И. И. Гетманский, С. В. Григорян,
Т. А. Морозова, И. Н. Резников, Э. С. Кравченко*

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Первое совещание по разработке научных основ методов поисков скрытого оруденения состоялось в 1958 г. На решение проблемы обеспечения страны минерально-сырьевой базой на основе прогнозирования скрытого оруденения были ориентированы самые различные направления геологии. Свою историю в решении этой проблемы имеют и геохимические методы. Успехи в познании закономерностей проявления зональности первичных геохимических ореолов самых различных месторождений дали в руки геологов возможность количественного подхода к прогнозированию скрытого оруденения. Более того, количественный подход к прогнозированию скрытого оруденения по результатам литогеохимического опробования уже проверен на практике и полным ходом внедряется в производство.

Закономерности проявления зональности первичных ореолов оловорудных месторождений изучались на фактическом материале Северо-Востока, Приморья и Восточного Забайкалья (всего 16 крупных промышленных объектов и 35 мелких месторождений и рудопроявлений). Наиболее представительный материал получен по месторождениям касситерит-сульфидной формации.

В принципе, месторождения касситерит-сульфидной формации типичные представители первичных ореолов месторождений гидротермального генезиса, приуроченных в подавляющем большинстве к крутопадающим рудолокализирующим структурам. В полиэлементном составе ореолов в настоящее время выделяется следующая группа основных элементов-индикаторов: олово, свинец, цинк, серебро, медь, кобальт, висмут, мышьяк, сурьма, молибден, вольфрам, берил-



Фиг. 1. Первичные ореолы олова, цинка, свинца, серебра вокруг скрытого рудного штоковерка (месторождение Верхнее, Приморье) в разрезе

1 – песчаники; 2 – переслаивание песчаников и алевролитов; 3 – алевролиты; 4 – порфириты; 5 – контуры рудных зон; 6 – разломы; 7 – опробованные горные выработки; 8–10 – содержания элементов (%): 8 – олово более 0,001; 9 – олово 0,005–0,01; свинец 0,002–0,018; цинк 0,01–0,1, серебро 0,00001–0,0001; 10 – олово более 0,01, свинец более 0,018; цинк более 0,1; серебро более 0,0001; 11 – контур рудного штоковерка

лий, литий, фтор. Но это не предел, резерв элементов, которые могут быть вовлечены в работу, еще велик.

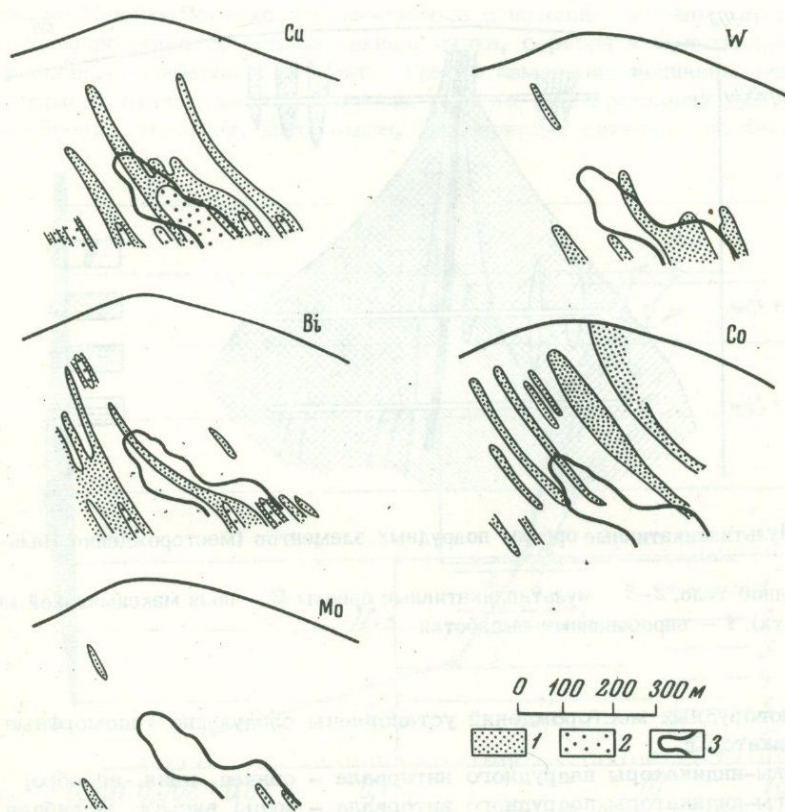
Одной из наиболее важных особенностей первичных ореолов гидротермальных месторождений является то, что по размерам они значительно превосходят рудные тела, которые сопровождают. Например, месторождение Верхнее, где главное штоковерковое рудное тело находится на глубине 300 м (фиг. 1). Распределение элементов-индикаторов в пределах предложенного разреза показывает, что первичные ореолы свинца, серебра, цинка (фиг. 2) срезаны эрозивной поверхностью, т.е. они имели здесь еще большую протяженность по восстанию над рудным телом. Эта особенность первичных ореолов ярко проявляется у крупных промышленных месторождений, где рудные тела концентрируются в своеобразные зоны, сериш, протягивающиеся по простиранию на несколько километров, при мощности до километра и более. В этом случае первичные ореолы отдельных рудных тел сливаются в один общий крупный ореол зоны, месторождения. Причем крупный не только по мощности и прости-

рацию, но и по восстанию. И именно благодаря значительной протяженности над рудными телами первичные ореолы могут быть использованы при поисках и разведке скрытого оруденения.

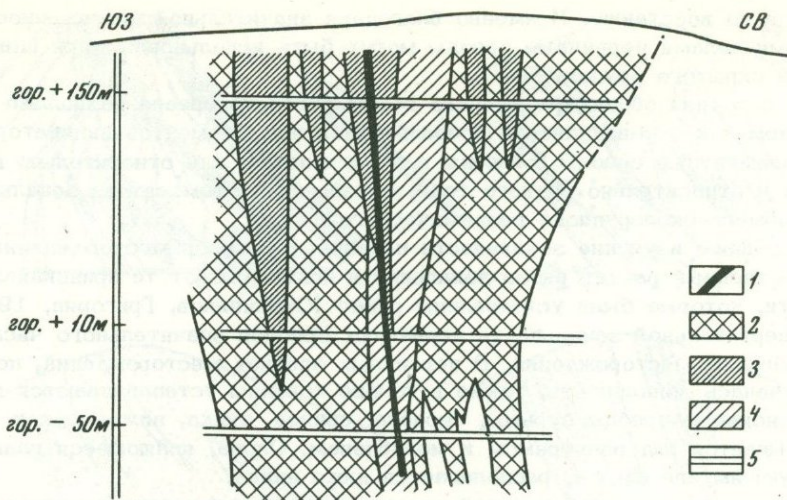
Анализ строения общего первичного геохимического ореола позволяет говорить о нем как о совокупности ореолов отдельных элементов-индикаторов. Эти моноэлементные ореолы смещены в пространстве, как относительно друг друга, так и относительно рудного тела, обуславливая тем самым зональное строение общего околорудного геохимического ореола.

Сравнительное изучение зональности первичных ореолов месторождений олова, количественный расчет рядов зональности подтверждают те принципиальные особенности, которые были установлены ранее (Овчинников, Григорян, 1970) для ряда вертикальной зональности первичных ореолов значительного числа гидротермальных месторождений. В первичных ореолах месторождений, по которым изучалась зональность, также в голове колонны устанавливаются наиболее интенсивные ореолы сурьмы, серебра, свинца, цинка, ниже меди и висмута. Замыкается ряд вольфрамом и молибденом. Олово, являющееся главным рудообразующим элементом, располагается ниже цинка.

При характеристике особенностей вертикальной зональности первичных ореолов относительно рудного тела обычно пользуются понятиями надрудного, рудного и подрудного интервала, или части ореола. Такое подразделение особенно удобно при использовании вертикальной зональности в прикладном плане, т.е. при оценке геохимических аномалий на глубину. Для указанных интервалов

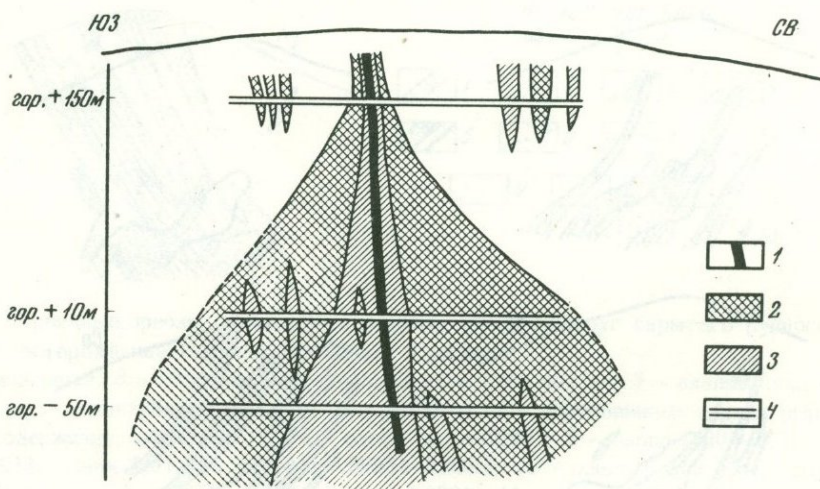


Фиг. 2. Первичные ореолы меди, вольфрама, висмута, кобальта, молибдена вокруг скрытого рудного штоковрка (месторождение Верхнее, Приморье) в разрезе
 Содержания элементов (%): 1 - медь 0,01-0,015; висмут 0,0001-0,001; 2 - медь более 0,015; висмут более 0,001; молибден более 0,0003; вольфрам более 0,001; кобальт более 0,01; 3 - контур рудного штоковрка



Фиг. 3: Частные мультипликативные ореолы надрудных элементов (месторождение Валькумей)

1 – рудное тело; 2–4 – мультипликативные ореолы различной интенсивности (от минимальной к максимальной); 5 – опробованные горные выработки



Фиг. 4. Мультипликативные ореолы подрудных элементов (месторождение Валькумей)

1 – рудное тело, 2–3 – мультипликативные ореолы (3 – поля максимальной интенсивности), 4 – опробованные выработки

ореолов оловорудных месторождений установлены следующие типоморфные элементы-индикаторы:

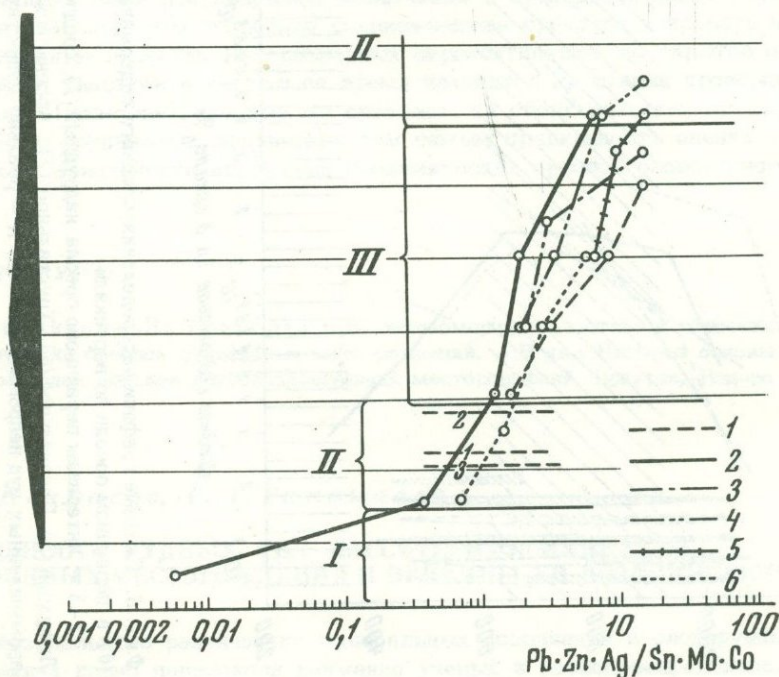
- 1) элементы-индикаторы надрудного интервала – свинец, цинк, серебро;
- 2) элементы-индикаторы подрудного интервала – медь, висмут, молибден, вольфрам;
- 3) элементы-индикаторы рудного интервала – в первую очередь олово, а также перечисленные выше элементы.

В качестве конкретных примеров характера распределения элементов-индикаторов в первичном ореоле в вертикальном направлении приведен фактический материал по оловорудным месторождениям Верхнее (Приморский край) и Валь-

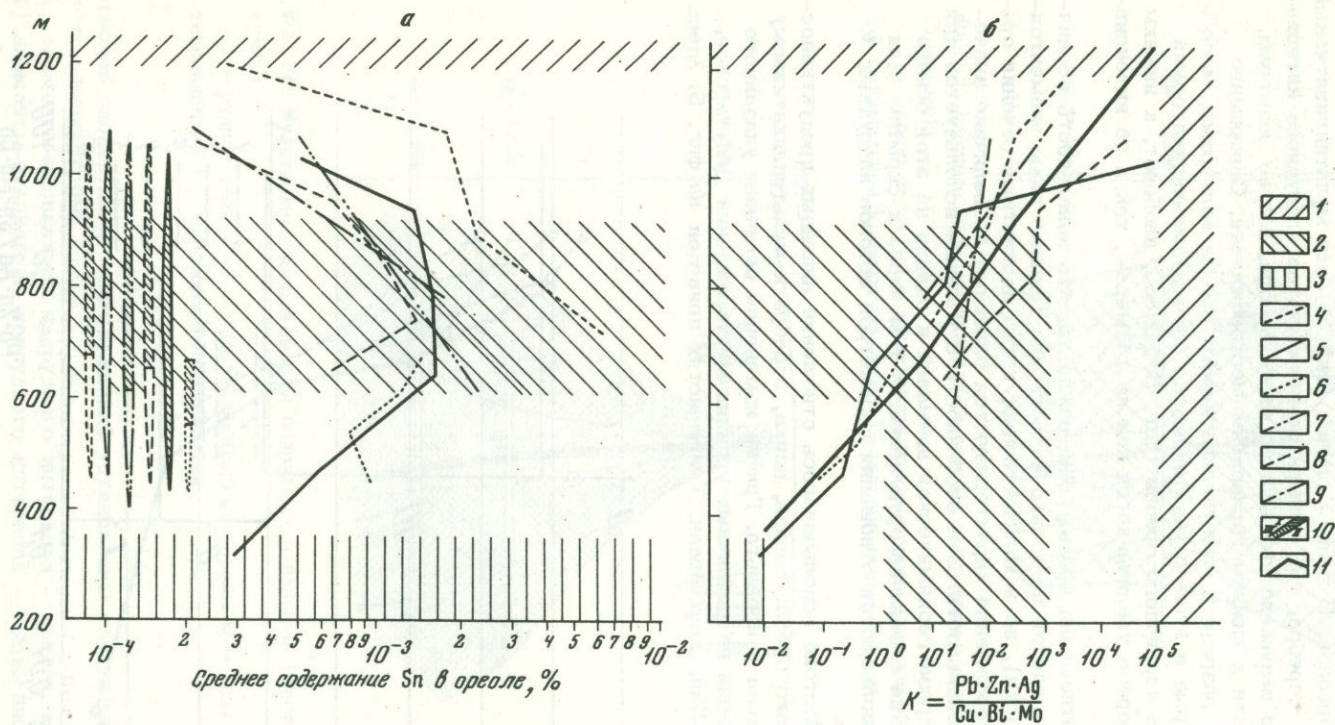
кумей (Северо-Восток). По месторождению Верхнее показано положение в описанном выше разрезе моноэлементных ореолов олова (фиг. 1), свинца, цинка, серебра (фиг. 2), меди, висмута, кобальта, молибдена и вольфрама (фиг. 3). Рудное тело, или вернее его конутры, в этих случаях показаны пунктирной линией. Более контрастно зональность можно продемонстрировать с помощью мультипликативных ореолов. В первом случае (фиг. 4) дан мультипликативный ореол свинца, цинка, серебра, т.е. элементов-индикаторов надрудного интервала. На рисунке четко выражено уменьшение этого ореола, как по размерам, так и по интенсивности к нижним горизонтам месторождения. Совершенно иная картина в этом разрезе у мультипликативного ореола вольфрама, молибдена, кобальта, которые в этом случае являются элементами-индикаторами подрудного интервала первичного ореола (фиг. 5). Здесь, наоборот, к нижним горизонтам разреза ореол увеличивается как по размерам, так и по интенсивности.

В практическом отношении чрезвычайно важно то, что зональность первичных ореолов является единой не только качественно (единые ряды элементов-индикаторов зональности), но и количественно, когда адекватные сечения ореолов различных месторождений характеризуются близкими по величине значениями индикаторов зональности. Эта особенность с успехом используется для определения уровня среза геохимической аномалии и оценки на этой основе перспектив аномалии на оловянное оруденение, в том числе и скрытое. Для этой цели обычно используются отношения параметров ореолов надрудных и подрудных элементов.

Так, на Северо-Востоке использовалось отношение линейных продуктивностей мультипликативного ореола свинца, цинка, серебра к мультипликативному ореолу олова, молибдена и кобальта. График изменения величины указанного индикаторного отношения на различных уровнях месторождений Депутатское, Улахан-Эгелях, Эге-Хая, Дьяхтардан, Тенгюристях приведен на фиг. 5. Здесь



Фиг. 5. Совмещенные графики изменения параметров частных мультипликативных ореолов (совмещенные по средней части рудных тел)
 1 - Улахан-Эгелях (разрез XIII); 2 - Эге-Хая; 3 - Депутатское (разрез IX); 4 - Депутатское (разрез XII); 5 - Улахан-Эгелях (разрез XII); 6 - Улахан-Эгелях (разрез XXI); I - IV - номера зон



Фиг. 6. Сводные графики распределения среднего содержания олова (а) и изменение величины индикаторного отношения (б) в первичном ореоле по вертикали

1-3 - интервалы первичного ореола надрудный (1), среднерудный (2) и подрудный; 4-9 - месторождения Верхнее (4), Лифудзин (5), Перевальное (6), Хрустальное (7), Арсеньевское (8), Верхне-Неиздханское (9); 10 - рудная зона: I - смена промышленных руд непромышленными, II - реально существующие промышленные руды, III - нижнее окончание зон с недостаточной характеристикой руд; 11 - усредненная кривая изменения величины индикаторного отношения в первичном ореоле по вертикали

видно, что в подрудном интервале величина отношения не превышает 0,01, в нижнерудном интервале эта величина находится в пределах от 0,01 до 1, в среднерудном – в пределах от 1 до 100.

В Приморье на базе большинства промышленных месторождений отработан эталон для определения уровня среза геохимических аномалий по отношению произведения среднего содержания свинца, цинка и серебра к произведению среднего содержания меди, висмута, молибдена или меди, висмута, вольфрама. На фиг. 6 приведен сводный график изменения величин первого индикаторного отношения на различных уровнях месторождений Верхнее, Лифудзин, Хрустальное, Арсеньевское, Перевальное, Верхне-Неиздханское. По вертикали месторождения сбиты между собой по максимумам распределения олова в первичном ореоле, что показано в левой части фиг. 6. Согласно правому графику, в подрудном интервале индикаторное отношение характеризуется величиной менее 0,01, в нижнерудном интервале величина индикаторного отношения находится в пределах от 0,01 до 1, в среднерудном – в пределах от 1 до 100, в верхнерудном интервале – в пределах от 1000 до 100 000, а в надрудном индикаторное отношение имеет величину более 100 000. Следовательно, наиболее трудно диагностируемые в срезах, чисто геологически, надрудный и подрудный интервалы по величине индикаторного отношения определяются совершенно однозначно.

Большое практическое значение количественно единой зональности первичных ореолов, таким образом, заключается в том, что с ее помощью можно оценить перспективы геохимической аномалии на оловянное оруденение, в том числе и скрытое, не только на флангах известных (эталонных) месторождений, но и далеко за их пределами, на новых площадях.

В настоящее время разработанные нами методы прогноза и оценки геохимических аномалий на скрытое оловянное оруденение внедряются в производственную практику. Так, на Северо-Востоке территориальными геологическими управлениями были использованы заключения о бесперспективности на глубину ряда участков, что позволило сэкономленные средства направить на более перспективные объекты. Из признанных перспективными на скрытое оловянное оруденение участков в настоящее время находятся на стадии проверки бурением два (Приморье). Первые же скважины на обоих участках вскрыли промышленное оруденение, подтвердив тем самым правильность оценки, данной на основе зональности первичных геохимических ореолов оловорудного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. – В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. Иркутск, Изд-во СибГЕОХИ, 1970.

И. Я. Некрасов, Г. А. Тананаева

ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ КАССИТЕРИТО-СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРИЧИНЫ ЕЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Явления зонального размещения минеральных ассоциаций в оловорудных месторождениях давно привлекали внимание ученых и геологов-практиков. Так, наблюдения по зональности месторождений Корнуэлла были положены Эммонсом (Emmons, 1936) в основу его теоретических построений о зависимости состава рудных тел от их пространственного положения по отношению к рудоносному интрузиву и в конечном счете привели к разработке теории температурной зональности. Изучение оловорудных и олово-полиметаллических

месторождений Забайкалья и Яно-Адычанского рудного района послужило для С.С. Смирнова (Смирнов, 1955) основой для создания теории пульсационной зональности. Значительное место уделено зональности оловорудных месторождений в трудах специального симпозиума в Праге, проходившего в 1963 г.

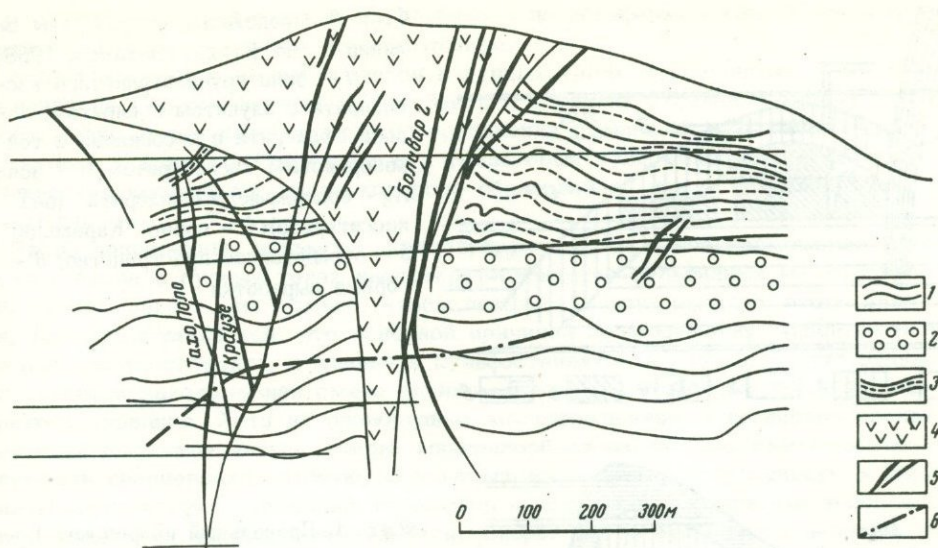
За последнее время появилось много новых данных по зональности оловорудных районов и полей, но лишь немногие из этих работ затрагивают проблемы зонального размещения минеральных ассоциаций в рудных телах. Мало внимания уделяется причинам смены одних минералов (особенно минералов олова) другими на разных горизонтах рудных тел.

Нам представляется, что в этом аспекте наиболее благоприятными объектами являются месторождения касситерито-силикатно-сульфидной формации, в которых олово встречается в виде касситерита, станнина или сульфостаннов Pb, Sb, Ag и Ge. В природе эти минералы распространены неравномерно и преобладающим является касситерит. В то же время известны месторождения, где наряду с касситеритом развиты сернистые соединения олова, а в некоторых месторождениях они являются главными минералами. Подмечено также, что распределение минералов олова в месторождениях и рудных телах отчетливо зональное. Характер этой зональности зависит от многих факторов, в том числе и от положения месторождения или рудного тела относительно контактов интрузивных тел, с которыми они ассоциируют.

На месторождениях, локализованных в эндо- и экзоконтактных частях батолитоидных интрузивов (Корнуолл, Восточная Австралия, Северо-Восток СССР и другие рудные районы), обычной является зональность следующего типа: в гранитоидах располагаются тела малосульфидных касситеритовых руд, а в породах эндоконтакта — турмалин (хлорит)-касситерит-сульфидных. Например, в Восточной Австралии в породах кровли гранитоидов развиты хлорит-касситеритовые тела с магнетитом и сульфидами. Сульфиды, в том числе станнин, преобладают в нижних горизонтах. В месторождении Ист Пул Майн в Корнуолле (Wagon, 1934) станнином также обогащены нижние горизонты касситерит-сульфидных рудных тел, приуроченных к осадочным породам, экзоконтакта гранитных интрузивов. Рудные тела, локализованные в гранитах, имеют касситерит-турмалин-кварцевый состав и содержат лишь небольшое количество сульфидов.

На олово-бериллиевых месторождениях полуострова Сьюард (Аляска) в рудных телах, залегающих на контакте с гранитоидами, содержатся геллин и касситерит, а в рудных телах, локализованных в известняках, дальше от контакта — хризоберилл, станнин (до 3%) и арсенопирит (Sainsbury, 1964). В общем случае рудные тела, обогащенные станнином, встречаются в гранитоидах крайне редко, как, например, в месторождениях Тингха (Новый Южный Уэльс в Восточной Австралии), Кестер (Северо-Восток СССР) и др. Так, в месторождении Тингха широко развиты арсенопирит-станниновые руды в дайке кварцевого порфира. В них не содержится "вторичный" касситерит, образовавшийся при разложении станнина. В месторождении Кестер Zп-станнин (кестерит) приурочен к амблигонитовым и кварцево-полевощпатовым пегматитам, залегающим на контакте дайки аляскитового гранита с гранодиоритами.

На месторождениях касситерито-силикатно-сульфидной формации, удаленных от гранитных интрузивов или располагающихся в осадочных породах вне связи с ними, станнин является характерным рудным минералом. Его количество в рудных телах нередко заметно увеличивается на глубине и флангах (Депутатское, Лазо, Эге-Хая, Бургавли в СССР, Куала Лампур в Таиланде, Клиан Инток в Малайзии и т.д.). На многих месторождениях наблюдается такое строение рудных тел, когда центральные их части обогащены касситеритом, а фланги и глубокие горизонты — станнином и сульфостаннатами. В идеальном случае мы имеем дело с объемной зональностью рудных тел: касситеритовое ядро тела окаймлено зонами, обогащенными сульфидными рудами с франкеитом, станнином и другими сульфосолями олова. Зона, обогащенная касситеритом, прослеживается до глубины 300-400 м, редко до 700 м, а затем сменяет-



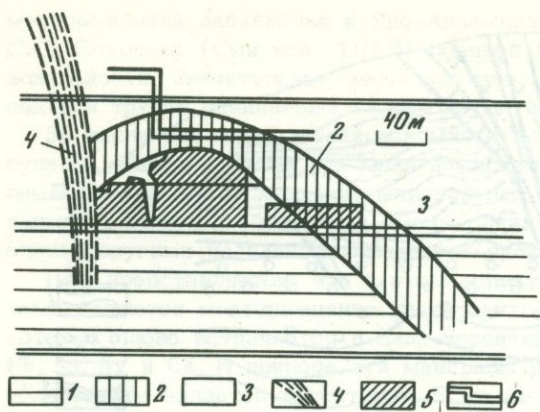
Фиг. 1. Поперечный разрез через г. Серо-Рико (Потоси), иллюстрирующий положение существенно станниновых руд (по Альфельду, 1959 и Rivas, Carrasco, 1968)

1 – песчаники, 2 – конгломераты, 3 – туфиты, 4 – шток дацитовых порфиров, 5 – жилы, 6 – верхняя граница станниновых руд

ся менее мощной (150–200 м) зоной сульфидных руд, обогащенных стanniном.

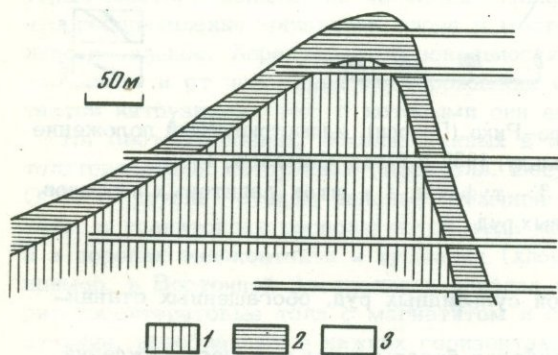
Станнином и сульфостаннатами наиболее богаты руды тех месторождений, которые пространственно (вероятно и генетически) связаны с субвулканическими телами. Это отчетливо проявлено в Боливийском оловорудном поясе, в Японии, а также в некоторых рудных районах Северо-Востока СССР (например, на Хетинском месторождении). Особенно разнообразен минеральный состав месторождений Южной Боливии (Альфелд, 1959; Penhale, 1938). Здесь отчетливо выделяются три минеральных типа оловорудных месторождений: касситерит-турмалиново-сульфидный (бедный стanniном и сульфостаннатами); пирит-касситерит-сульфосольный (олово-серебряный) и существенно сульфостаннатный. Максимальное количество стannина характерно для месторождений второго типа, в которых он часто вытесняет сфалерит и халькопирит. В месторождениях третьего типа стannин также всегда присутствует, но главными минералами олова являются все же сульфостаннаты свинца (особенно тиллит).

Многие исследователи (Ahlfeld, 1958; Ahlfeld, Schneider-Scherbina, 1964; Murillo et al., 1968 и др.) отмечают, что количество стannина в рудах боливийских месторождений второго и третьего типов с глубиной возрастает, хотя в отдельных рудных телах эта картина зональности усложнена. Так, на хорошо изученном месторождении Потоси ядро многих жил сложено пиритом и касситеритом (кварц и алунит являются здесь второстепенными минералами), а чехол – сульфидами (фиг. 1). Минеральный состав сульфидной зоны чехла непостоянный в разных частях месторождения: на верхних горизонтах сульфидные чехлы содержат сфалерит, вюртцит, джемсонит, пираргирит и другие сульфосоли серебра и свинца, а на нижних горизонтах встречаются жилы, не выходящие на поверхность, в которых центральное касситерит-пирит-алунитовое ядро окружено зоной, сложенной стanniном и серебросодержащим тетраэдритом в ассоциации с тонкозернистым касситеритом. Наиболее протяженные жилы этого месторождения – Тахо Поло и Боливар (фиг. 2, 3), прослеженные горными работами до глубины 1118 м, содержат на нижних горизонтах до 40% стannина, а на верхних вблизи поверхности – сфалерит и сульфосоли серебра. В их центральной части преобладают пирит и касситерит (Rivas, Carrasco, 1968).



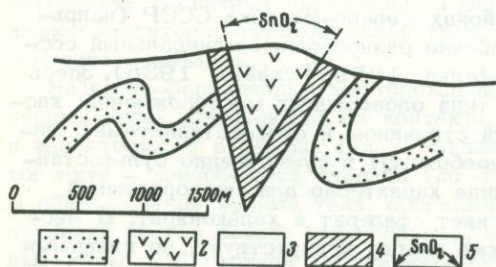
Фиг. 2. Продольный разрез жилы Боливар I (по Rivas, Carrasco, 1968)

1 - зона крупнозернистого касситерита с алунитом и пиритом; 2 - зона сфалерита в ассоциации с тонкозернистым касситеритом; 3 - зона Ag-содержащего сфалерита (без касситерита); 4 - сброс "Караколес"; 5 - отработанное пространство; 6 - горные выработки



Фиг. 3. Продольный разрез жил Боливар (по Rivas, Carrasco, 1968)

1 - зона крупнозернистого касситерита с алунитом и пиритом; 2 - зона станнина в ассоциации с тонкозернистым касситеритом; 3 - зона сфалерита



Фиг. 4. Схематический поперечный разрез месторождения Льялгуа (Thorman et al., 1966)

1 - осадочные породы формации Льялгуа; 2 - шток дацитового состава; 3 - осадочные породы; 4 - зона станниновых руд; 5 - зона касситеритовых руд

По данным ряда авторов, с глубиной также меняется и состав сульфосолей: в верхних частях месторождения обычными минералами являются пираргирит (Потоси, Колкечака) или андорит (Оруро), а на нижних - серебросодержащий тетраэдрит обычно в ассоциации со станнином.

На месторождении Льялгуа, являющемся представителем касситерит-турмалин-сульфидных месторождений, еще Тэрнэром (Turneaure, 1935) наблюдалась смена богатых касситеритовых руд на глубине сульфидными рудами с мелкокристаллическими касситеритом и обильным станнином. Эта особенность в дальнейшем была подчеркнута Торманом и другими исследователями (Thorman et al., 1968).

В последней работе отмечается, что фланги рудных тел на верхних горизонтах также обогащены станнином, сфалеритом и различными сульфосолями (фиг. 4). Менее отчетливо подобная зональность выражена на месторождении Асио в Японии, приуроченном к субвулканическому штоку кварцевых порфиров: здесь наблюдается "горячее ядро", в пределах которого жилы обогащены касситеритом, станнином и халькопиритом (сульфостаннаты для месторождения

мало характерны), окруженное на глубине и по периферии широкой зоной сульфидов меди, цинка и свинца, бедной оловом.

Аналогичное явление наблюдается в рудных телах Бургавлийского месторождения на Северо-Востоке СССР. Здесь в пределах отдельных рудных тел имеет место смена касситеритового оруденения станниновым и тиллитовым на глубине и флангах. Станниновые и тиллитовые руды содержат мелкокристаллический касситерит, часть которого образовалась при разложении этих сульфидов.

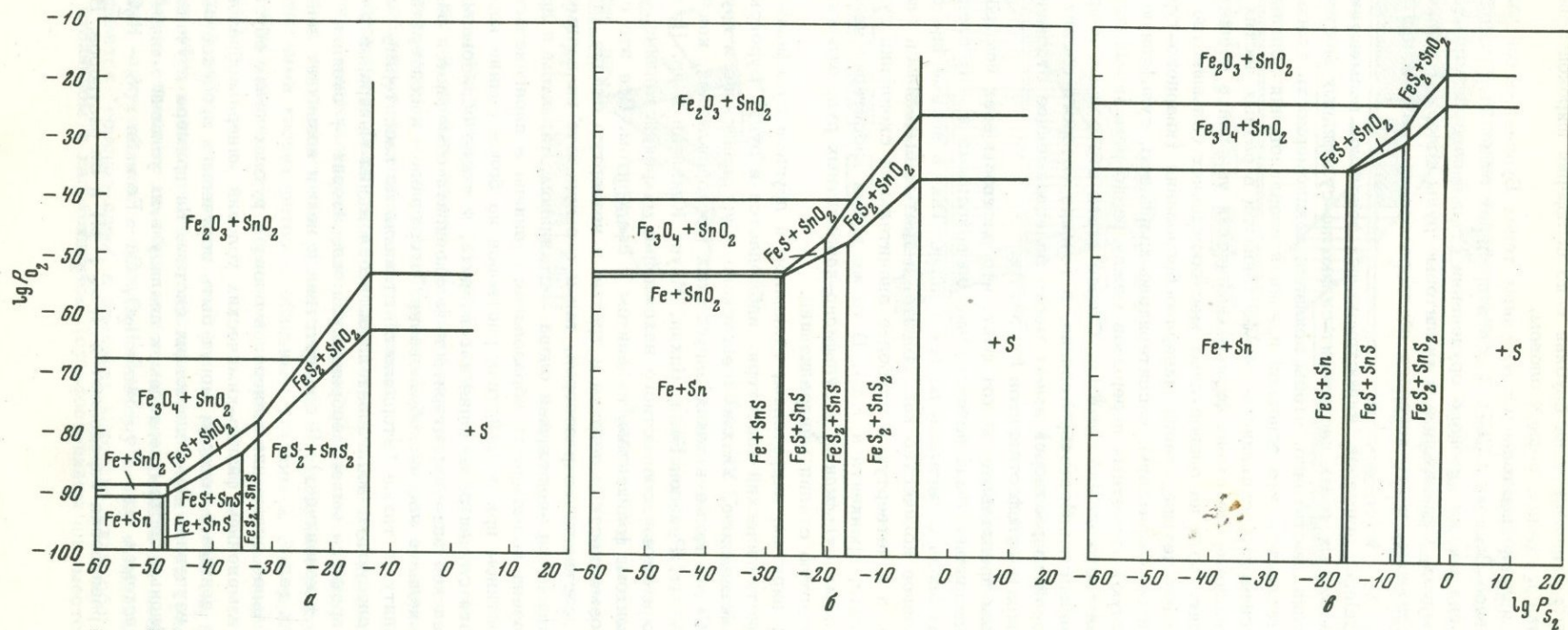
Число приведенных примеров, иллюстрирующих зональное размещение минералов олова в рудных телах касситерит-силикатно-сульфидных месторождений, на наш взгляд, достаточно, чтобы показать закономерность этого явления. Нам представляется, что основной причиной возникновения зональности в размещении касситерита, станнина и сульфостаннатов в разных частях рудных тел является закономерная смена физико-химических условий в процессе минералообразования. Хотя на оловорудных месторождениях большинство исследователей выделяют четыре стадии минералообразования (кварцево-турмалиновую или кварцево-хлоритовую, касситеритово-кварцевую, сульфидную и карбонатно-сульфидную), заметных перерывов между одновременными ассоциациями минералов часто не наблюдается. Скорее всего это единый непрерывно-прерывистый процесс минералообразования, в течение которого в силу эволюции состава и свойств растворов имеет место одновременное отложение касситерита, станнина и сульфостаннатов Pb, Sb, Ag.

Немаловажным представляется тот факт, что растворы всех четырех стадий минералообразования были потенциально оловосными и, как следствие этого, минералы олова отлагались во все стадии. Так, в первые две стадии отложилось основное количество касситерита, в третью выделилась главная масса станнина, а в четвертую — наиболее значительные скопления сульфостаннатов (тиллита, франкеита и т.д.). В то же время касситерит является обычным минералом сульфидных и сульфидно-карбонатных руд, отложившихся в третью и четвертую стадии минерализации.

Совместно с пиритом, пирротинном, станнином и другими сульфидами третьей стадии мелкокристаллический касситерит наблюдается в рудах Буронского, Дальнего, Дальнетаежного, Улахан-Эгеляхского, Бургавлийского и других месторождений СССР, а также в таких зарубежных месторождениях, как Салливан, Маунт Плезант, Ренисон Белл, Цихан, Маунт Кливленд и др. Не являются редкостью и случаи совместного нахождения микрокристаллического касситерита с тиллитом, франкеитом, галенитом и сфалеритом. Все это свидетельствует о возможности выделения в третью и четвертую стадии касситерита как непосредственно из растворов, так и в результате их взаимодействия с ранее отложившимися минералами олова — станнином, тиллитом и др. Точно также не исключена возможность образования станнина в парагенезисе с пиритом или пирротинном при воздействии растворов на более ранние касситеритовые руды, хотя случаи разведания касситерита, а также образования реакционных каемок на контакте касситерита и халькопирита отмечаются редко.

Исключая локальное явление образования "вторичного" касситерита по станнину и тиллиту, а также "вторичного" станнина по касситериту, мы можем наметить следующую последовательность отложения минералов олова в течение всего процесса минералообразования: касситерит → станнин → (тиллит + франкеит + канфилдит). В соответствии с нею и возникает зональное строение рудных тел.

Последовательное отложение минералов олова в рудных телах обусловлено закономерным изменением физико-химических условий минералообразования, количественные данные о которых могут быть получены в процессе экспериментального изучения Sn-содержащих систем. На примере изученных нами олово-сульфидных систем перейдем к анализу этих условий минералообразования. В системах типа Fe-Sn-S-H₂O, Cu-Fe-Sn-S-H₂O окисно-сульфидные равновесия определяются t , a_{S_2} , pH и Eh растворов. В сили-



Фиг. 5. Разновесные соотношения сульфидов и окислов олова и железа в зависимости от P_{S_2} и P_{O_2} при 25°C (*a*); 200°C (*b*) и 400°C (*c*)
 ΣS — суммарная концентрация серы в системе

катных и боросиликатных системах на фазовые соотношения минералов большое влияние оказывают также активности других вполне подвижных компонентов (B_2O_3 , SiO_2 и Sn) и соотношение между массами компонентов и между суммой масс твердых компонентов и H_2O раствора.

Диапазон изменения физико-химических параметров (t , pH , Eh , активности подвижных компонентов a_k), при которых отлагается касситерит из растворов, достаточно велик. В силу этого и его парагенезисы в оловорудных месторождениях исключительно разнообразны. Он может отлагаться совместно с кварцем, силикатами закисного железа (хлоритом и турмалином), магнетитом, гематитом, полевыми шпатами, сульфидами Fe , Zn , Pb , Ag и Sb , карбонатами и т.д.

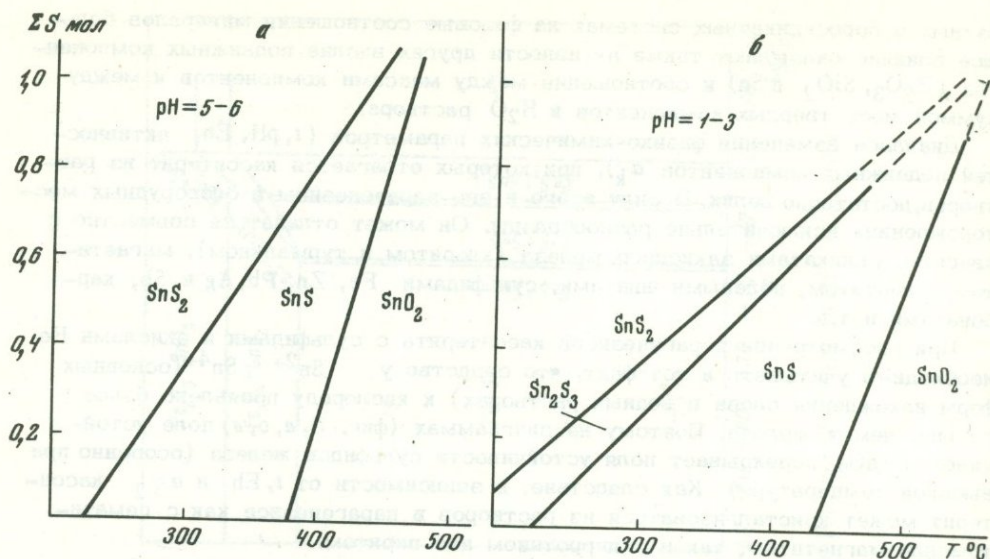
При рассмотрении парагенезисов касситерита с сульфидами и окислами Fe необходимо учитывать и тот факт, что сродство у Sn^{2+} Sn^{4+} (основных форм нахождения олова в водных растворах) к кислороду проявлено более сильно, чем у железа. Поэтому на диаграммах (фиг. 5, a , b , v) поле устойчивости SnO_2 перекрывает поля устойчивости сульфидов железа (особенно при высокой температуре). Как следствие, в зависимости от t , Eh и a_{S_2} касситерит может кристаллизоваться из растворов в парагенезисе как с гематитом или магнетитом, так и с пирротинном или пиритом.

Что же касается сульфидов и сульфостаннатов олова, то для их образования благоприятны лишь кислые растворы и восстановительная обстановка (Некрасов и др., 1971). Последовательность отложения сульфидов олова регулируется температурой, активностью иона S_2^{2-} и термодинамической устойчивостью его ионных и комплексных форм переноса в серосодержащих растворах.

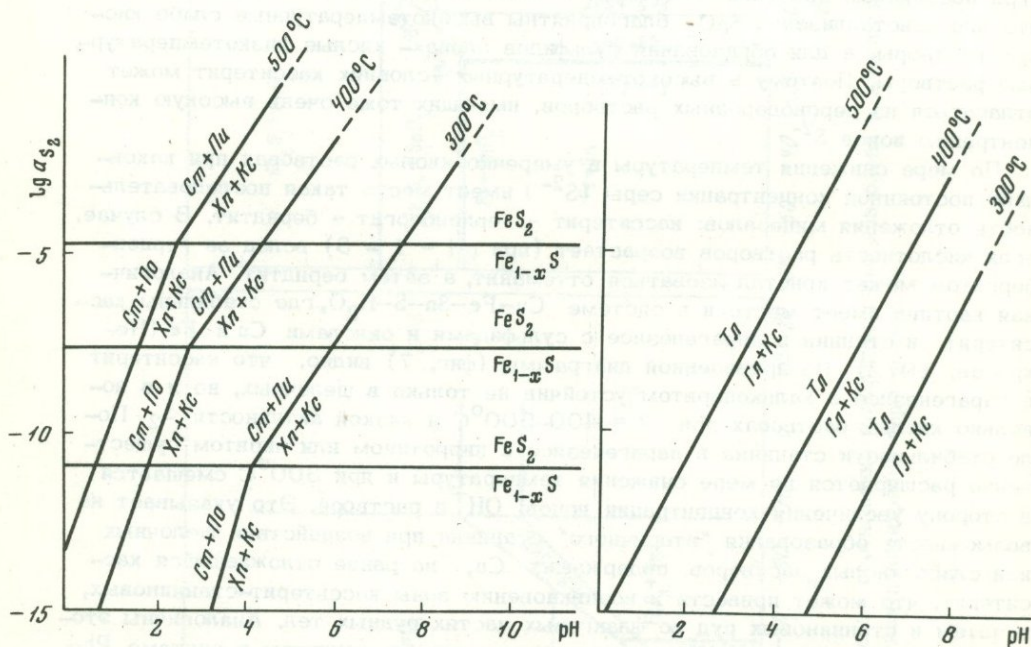
Влияние температуры, концентрации сульфидной серы и кислотности — щелочности растворов на фазовые соотношения касситерита и сульфидов олова (при постоянном значении Eh) хорошо видно на фиг. 6, a , b . Из них следует, что для кристаллизации SnO_2 благоприятны высокотемпературные слабо кислые растворы, а для образования сульфидов олова — кислые низкотемпературные растворы. Поэтому в высокотемпературных условиях касситерит может отлагаться из сероводородных растворов, имеющих тоже очень высокую концентрацию ионов S_2^{2-} .

По мере снижения температуры в умеренно кислых растворах при какой-либо постоянной концентрации серы (S_2^{2-}) имеет место такая последовательность отложения минералов: касситерит → герценбергит → берндтит. В случае, если кислотность растворов возрастает (при $pH = 1 - 3$) вслед за герценбергитом может кристаллизоваться отеманит, а затем берндтит. Аналогичная картина имеет место и в системе $Cu-Fe-Sn-S-H_2O$, где стабильны касситерит и станнин в парагенезисе с сульфидами и окислами Cu и Fe (Некрасов, 1972). Из приведенной диаграммы (фиг. 7) видно, что касситерит в парагенезисе с халькопиритом устойчив не только в щелочных, но и в довольно кислых растворах при $t = 400-500^\circ C$ и низкой активности S_2 . Поле стабильности станнина в парагенезисе с пирротинном или пиритом существенно расширяется по мере снижения температуры и при $300^\circ C$ смещается в сторону увеличения концентрации ионов OH^- в растворе. Это указывает на возможность образования "вторичного" станнина при воздействии щелочных или слабо кислых растворов, содержащих Cu , на ранее отложившийся касситерит, что может привести к возникновению зоны касситерит-станниновых, а затем и станниновых руд во фланговых частях рудных тел. Аналогичны этому и соотношения между касситеритом, галенитом и тиллитом в системе $Pb-Sn-S-H_2O$ (фиг. 8).

Согласно расчетным данным Г.Хельгесона (1967), А.А. Маракушева с соавторами (Маракушев и др., 1971), а также экспериментальным материалам Хемли (1954), Шварценбаха и Вильдера (Schwarzenbach, Wilder, 1966), Б.Н. Мелентьева, В.В. Иваненко и Л.А. Панфилова (1968), Смита (1963), миграционная способность металлов зависит от pH растворов,



Фиг. 6. Диаграмма фазовых соотношений касситерита и простых сульфидов олова в системе Sn — S — H₂O при Eh = const (восстановительные условия) в зависимости от t и концентрации S⁰ при pH = 5 ÷ 6 (а) и pH = 1 ÷ 3 (б)



Фиг. 7. Зависимость положения линии моновариантного равновесия халькопирит (Хп) + касситерит (Кс) = станнин (Ст) + пирротин (По) или пирит (Пп) от pH растворов и активности сульфидной серы в них (a_{S_2}) при температурах 300, 400 и 500°C

Фиг. 8. Фазовые соотношения касситерита (Кс), тиллита (Тл) и галенита (Гл) в зависимости от pH растворов и a_{S_2} при 300, 400 и 500°C

концентрации S_2^{2-} , Cl^- и других вполне подвижных компонентов. Так, в слабо сернистых щелочных растворах Sn^{2+} является более подвижным, чем Pb , Zn , Cd , Sb , вследствие образования устойчивого комплекса типа $H_2SnO_2^-$. В богатых сероводородом щелочных растворах миграционная способность олова резко снижается, а таких металлов, как Sb , Pb , Ag и Au , возрастает в силу образования анионных сульфидных комплексов типа MeS_3^{3-} , MeS_2^- или $Me(SH)_2^-$ (например, SbS_3^{3-}). В то же время в кислых растворах, богатых сероводородом, миграционная способность анионных комплексов олова вновь возрастает и поэтому появляется возможность его отложения в виде сульфостаннатов свинца, сурьмы, серебра и германия. Следует учесть также и то обстоятельство, что присутствие в растворах иона Cl^- обычно повышает миграционную способность таких металлов как Sn , Ag и Pb (Хельгесон, 1967).

Таким образом, щелочно-кислотная эволюция рудоносных растворов, постепенное снижение температуры, изменение активности S_2^{2-} и других подвижных компонентов может привести к возникновению зональности в касситерито-силикатно-сульфидных месторождениях в течение одной или нескольких сближенных стадий. Уменьшение щелочности растворов и снижение температуры смещают окисно-сульфидные равновесия в сторону увеличения стабильности сульфидов. Для олова это выражается в смене касситерита станным и сульфостаннатами по мере продвижения растворов в верхние горизонты и на фланги рудных тел.

Дальнейшее экспериментальное изучение фазовых соотношений в оловосодержащих сульфидных и силикатных системах, а также определение форм нахождения металлов, в частности олова, в щелочных и кислых растворах, содержащих S_2^{2-} , Cl^- и другие анионы, будут способствовать правильной интерпретации наблюдаемой в природе зональности.

ЛИТЕРАТУРА

- Альфельд Ф. Зональное распределение рудных месторождений в Боливийской металлогенической провинции. — В кн.: Новости зарубежной геологии, вып. 11, Л., 1959.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И., Сорокин В.И. Миграционная способность металлов и образование рудных ореолов. — Геол. рудн. месторождений, № 2, 1971.
- Мелентьев Б.Н., Иваненко В.В., Панфилова Л.А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М., изд-во "Наука", 1968.
- Некрасов И.Я., Сиповина Л.В., Куприянов В.Н. Гидротермальный синтез простых сульфидов олова. — Докл. АН СССР, 200, № 4, 1971.
- Некрасов И.Я. Экспериментальное изучение условий образования станнына. — Докл. АН СССР, 206, № 1, 1972.
- Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. — В кн.: Академик С.С. Смирнов. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Смит Г.Ф. Физическая геохимия. М., изд-во "Недра", 1968.
- Хельгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., изд-во "Мир", 1967.
- Хемли Дж. Исследование растворимости сульфида свинца и ее связь с отложением руд. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954.
- Ahlfeld F. Zinn und Wolfram. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart, 1958.
- Ahlfeld F., Schneider-Schneerbina A. Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia. — Bull. Deot. Nacional de Geol. Bolivia, N 5, 1964.
- Brown J. Ch. Lagerstättliche und erzmikroskopische Untersuchungen der Zinnerzgänge der East Pool mine bei Redruth in Cornwall. — Neues für Mineralogie, Geologie und Paläont. Bd. 68, Abt. A, 1934.
- Emmons W.H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. — Intern. Geol. Congr., XVI sess, v. 1, 1936.
- Murillo I., Cordero G., Bustos A. Geologie y yacimientos minerales de la region de Potosi. — Serv. geol. de Bolivia, bol. 11, t. II, 1968.
- Penhale H. la D. Potosi-Hill, Bolivia. — Min. mag., 59, N 1, 1938.
- Rivas y S., Carrasco R. Geologia y yacimientos minerales de la region de Potosi. — Serv. geol. de Bolivia, bol. 11, t. I, 1968.

Sainsbury C.L. Association of berillium with tin deposits rich in fluorite. — *Econ. geol.*, 59, N 5, 1964.

Schwarzenbach G., Wilder M. Die Löslichkeit von Metallsulfiden II. Silversulfid. — *Hel. Chem. acta*, 49, f. exh., 1966.

Thorman W., Ljunggren P., Virreira M. Investigation preliminares sobre la geotectonica y metallogenesis de la zona Challapata — Coxata (Bolivia). — *Serv. geol. de Bolivia*, vol. 7, 1966.

Turneure F.S. The tin deposits of Llallagua, Bolivia. — *Econ. geol.*, 30, N 1, 1935.

А. М. Кокорин, Д. К. Кокорина

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАССИТЕРИТОВО-СИЛИКАТНОЙ ФОРМАЦИИ

Большое разнообразие оловорудных месторождений, принадлежащих к пегматитовой, кварцевой, силикатной и сульфидной формациям, свидетельствует о широком диапазоне физико-химических условий их формирования. По данным анализа газово-жидких включений установлено, что оловорудные месторождения образуются в интервале температур $550-50^{\circ}$ (табл. 1) из пневматолитово-гидротермальных растворов сложного состава (с преобладанием среди катионов Na и Ca и анионов Cl, F, HCO_3 и SO_4) и меняющейся концентрации от 2–3 до 60 вес. % при перепаде давлений от 1500 до 30–50 атм.

Не рассматривая условий образования оловорудных месторождений пегматитовой и кварцевой формаций, проанализируем касситеритово-силикатные месторождения, представляющие главный промышленный тип и широко распространенные в восточных районах страны (Депутатское в Якутии; Валькумейское на Северо-Востоке, месторождения Комсомольского и Кавалеровского районов на Дальнем Востоке).

Месторождения Кавалеровского и Комсомольского районов обнаруживают близкое сходство по температурам, составу рудообразующих растворов, температурной зональности и другим особенностям газово-жидких включений, что позволяет дать обобщенные характеристики основных параметров рудоотложения. Месторождения формируются в интервале температур $500-30^{\circ}$ и по этому признаку не отличаются от более глубоких месторождений других генетических типов. Для продуктивной (оловянной) минерализации этих месторождений определены температуры 500 – 300, для сульфидной – 350 – 200 и поздней кварц-карбонатной – $250-30^{\circ}$. Температуры последовательных минеральных ассоциаций обычно незначительно перекрывают друг друга, что, вероятно, объясняет нередко наблюдаемое в рудных зонах тесное сонахождение минералов разных стадий (турмалина и касситерита, касситерита и арсенопирита; арсенопирита и сфалерита).

В Приморье максимальные величины температур ($450-500^{\circ}$) характеризуют минерализацию глубоких горизонтов месторождений, где горными выработками вскрываются корневые части рудных тел; на верхних горизонтах месторождений в головной части оловорудных тел температуры не превышают $330-350^{\circ}$, выше по восстанию в сульфидных надрудных отрезках определено понижение температур до $250-280^{\circ}$. В Комсомольском районе Приамурья относительно высокотемпературной ($450-470^{\circ}$) при современном уровне среза является минерализация Чалбинского месторождения; оловянные руды наиболее глубоко, вскрытых горизонтов Солнечного месторождения имеют температуры образования $400-420^{\circ}$, а на верхних горизонтах Перевального месторождения с полуслепыми рудными телами зарегистрированы температуры, не превышающие 350° .

При общем размахе минерализации в оловорудных районах более 1 км (включая безоловянную сульфидную часть рудных жил и зон) перепад температур по данным включений составляет около 250° , при этом для оловорудных тел при протяженности до 500 м понижение температур по восстанию

достигает 150° , а для сульфидных на интервале около 400 м – примерно 100° .

Предварительные расчеты показывают, что на оловорудных месторождениях силикатной формации температурный градиент составляет в среднем 5° на 10 м. Понижение температур по восстанию рудных тел происходит неравномерно. Относительно резкие спады устанавливаются в их нижних и верхних частях, и менее ощутимые изменения наблюдаются в центральных – основных по протяженности и практической значимости частях рудных тел.

Выше отмечалось, что для оловянного оруденения глубоких горизонтов месторождений силикатной формации характерны вполне определенные высокие температуры, которые однозначно указывают на близкое выклинивание рудных тел по падению. Помимо температур, корневые уровни месторождений отбиваются по агрегатному состоянию и составу растворов во включениях, по величинам давлений и другим особенностям, выявленным по включениям.

На рассматриваемом уровне по включениям устанавливается переход пневматолитовых (газообразных) растворов в высококонцентрированные гидротермы, появление которых непосредственно предшествует отложению касситерита. Выше по восстанию рудоконтролирующих структур отложение руд продолжается из гидротермальных растворов при понижении их концентрации и температур. Интересно, что переход растворов из газообразного состояния в жидкое, непосредственно предшествующий рудоотложению, отмечается на оловянных месторождениях Киргизии, Северо-Востока, а также установлен и на месторождениях других типов в Приморье (скарново-полиметаллические месторождения Тетюхинского рудного района), на Северном Кавказе (Труфанов, 1972), в Казахстане (Захарченко, 1972).

О сложном составе и высокой концентрации гидротермальных растворов начального периода рудоотложения свидетельствуют многофазные включения с несколькими (до 8–10) минералами-узниками. Концентрация NaCl в растворах этих включений на оловорудных месторождениях достигает 45–50 вес.%. Рассчитанные по включениям с галитом величины давлений при рудоотложении на глубоких горизонтах месторождений составляют не менее 400 атм (Стырикович, Хайбуллин, 1956).

Включения с галитом нередко присутствуют и в более поздних минералах рудных жил, отмечая повторное повышение роли NaCl в растворах, особенно в периоды резкого перепада давлений (минимальные величины давлений, рассчитанные по включениям с галитом, не превышают 30–50 атм.).

Не обсуждая другие особенности растворов, установленные по включениям (явление двойной гомогенизации включений и т.д.) на основании рассмотренных материалов можно сделать общий вывод о том, что по температурам и характеру минералообразующих растворов глубокие горизонты месторождений касситерито-силикатной формации значительно отличаются от более высоких уровней их среза и сопоставляются с минерализацией кварцевого типа.

Сравнительно небольшая вертикальная протяженность проявлений кварцевой формации на основании изучения включений объясняется предельными для выпадения касситерита температурами, незначительное повышение которых с глубиной сопровождается выклиниванием оловорудных тел. Ранний рудный этап становления месторождений кварцевой формации, с которым связана грейзенизация подрудных горизонтов, отличался существованием преимущественно пневматолитовых растворов, на что указывают газовые и кристалло-газовые включения.

Оптимальными для отложения основной массы касситерита в месторождениях турмалинового типа являются температурные интервалы, ограниченные величинами $450\text{--}350^{\circ}$. Для хлоритового типа температурный барьер рудоотложения сдвинут в область более низких температур ($400\text{--}300^{\circ}$) и несколько перекрывает температурные интервалы отложения сульфидов ($350\text{--}250^{\circ}$), постоянно сопровождающих оловянную минерализацию в касситерито-силикатных месторождениях.

Установленные параметры гидротермальных растворов на разных по глубине уровнях оловорудных месторождений позволяют рекомендовать температурный критерий для предварительной оценки рудопроявлений и определения относительного уровня среза рудных тел. Первые опыты в этом направлении в настоящее время проводятся в Комсомольском и Кавалеровском рудных районах Дальнего Востока.

ЛИТЕРАТУРА

Берзина А.П., Сотников В.И. О физико-химических условиях образования некоторых месторождений, связанных с субвулканическими гранитами. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., изд-во "Наука", 1972.

Захарченко А.И. Фазовое состояние и состав последовательных выделений магматогенных флюидов, связанных с гранитами, и их роль в минерало- и рудообразовании (на основании изучения отвердевших и газовой-жидких включений). — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., изд-во "Наука", 1972.

Научитель М.А., Лугов С.Ф., Макеев В.Б., Потапова Т.М. Температурные условия формирования оловорудных месторождений касситерит-кварцевой формации Северо-Востока СССР. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., изд-во "Наука", 1972.

Стырикович М.А., Хайбуллин И.Х. Диаграммы фазовых равновесий систем $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{SO}_4-\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4-\text{H}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. — Докл. АН СССР, **109**, № 5, 1956.

Труфанов В.Н. К термодинамике постмагматических процессов минералообразования на Северном Кавказе. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., изд-во "Наука", 1972.

Яковлев Я.В., Лебедев П.П. О температуре образования касситерит-флюорит-турмалино-кварцевых жил на Депутатском месторождении. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 2. М., изд-во "Наука", 1968.

Little W.M. Inclusions in cassiterite and associated minerals. — Econ. Geol., **55**, N 5, 1960.

Turneure F.S. Comparative study of major ore deposits of Central Bolivia. — Econ. geol., **55**, N 3, 1960.

*Е. А. Радкевич, А. М. Кокорин, П. Г. Коростелев,
В. Я. Асманов, Ю. И. Бакулин, В. Г. Гоневчук,
Г. А. Гоневчук, Н. В. Гореликова, Д. К. Кокорина,
В. Б. Кушев, Н. В. Огнянов, Б. И. Семеняк*

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ КОМСОМОЛЬСКОГО РАЙОНА

Прогнозирование оруденения в Комсомольском районе основывается на изучении региональной и разнотипной локальной зональности, характеризующей рудоносные площади района, рудные узлы в пределах площадей и отдельные минерализованные зоны рудных узлов.

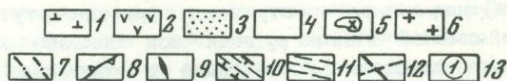
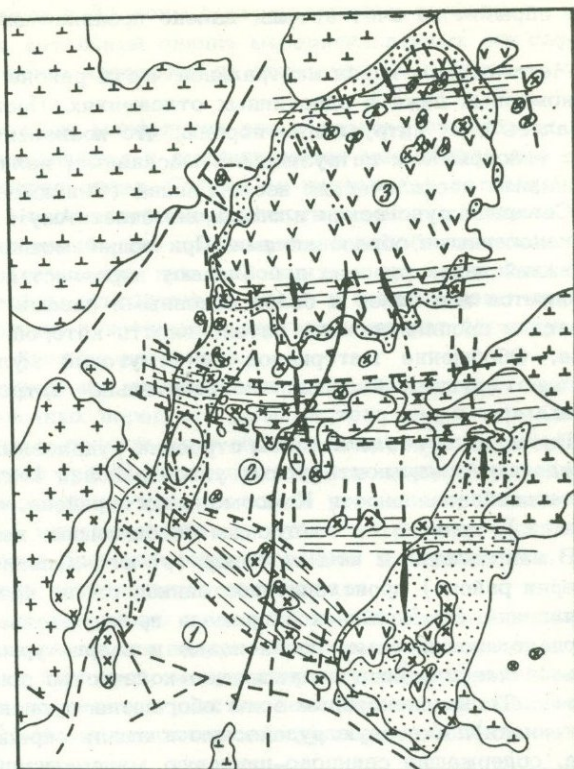
Рассмотрение особенностей геологического строения района и его рудоносности показывает, что проявленная в его пределах региональная зональность определяется, в первую очередь, геологическими (структурными, литологическими, магматическими) факторами.

Рудный район слагают юрские флишеидные отложения, смятые в крутые складки северо-восточного простирания и перекрытые меловыми пологозалегающими осадочно-вулканогенными образованиями кислого и среднего состава (фиг. 1). Интрузивные породы представлены гранитами (крупный Чалбинский массив на юго-западе и редкие небольшие штоки в центральной части района) и мелкими интрузивными телами гранитоидов повышенной основности (гранитоиды, диориты, габбро), прорывающими осадочные и вулканогенные породы.

Среди наиболее крупных структурных единиц на площади района выделяются Центральное сводовое поднятие (Мяо-Чанская антиклиналь), Западная и Восточная грабен-синклинали, выполненные нижнемеловыми отложениями, и

Фиг. 1. Схема геологического строения Комсомольского района

1 – покровы неоген-древнечетвертичных базальтов; 2 – верхнемеловые вулканогенные породы; 3 – нижнемеловые вулканогенно-осадочные породы; 4 – юрские осадочные породы; 5 – гранитоиды повышенной основности; 6 – граниты; 7 – минерализованные зоны; 8 – ось, сводового поднятия; 9 – месторождения; 10 – глубинные разломы; 11 – зоны повышенной трещиноватости; 12 – разрывные нарушения; 13 – рудоносные площади (1 – Юго-западная, 2 – Центральная, 3 – Северная)



Амурская мульда верхнемеловых вулканитов. Широкое развитие в районе имеют близмеридиональные рудоконтролирующие нарушения, отражающие глубинный разлом фундамента, и широтные ослабленные зоны, к которым тяготеют интрузивные массивы (Радкевич, Асманов и др., 1971; Радкевич, Кокорин и др., 1967).

Осадочные и вулканогенно-осадочные породы метаморфизованы в фацию биотитов, а вулканиты, занимающие верхнюю часть стратиграфического разреза, подвергнуты площадной пропилитизации.

В геологическом отношении Комсомольский район обнаруживает многие черты сходства с другими районами Дальнего Востока и принадлежит к числу блоков земной коры с оптимальным для проявления оловорудной минерализации турмалинового типа уровнем эрозионного среза.

Более детальный анализ показывает неоднородное строение района и позволяет выделить в его пределах Юго-Западную, Центральную и Северную рудоносные площади (см. фиг. 1). В пределах Юго-Западной рудоносной площади вскрывается Чалбинский гранитный массив, прорывающий юрские осадочные породы. При пологом погружении массива в северо-восточном направлении вмещающие породы на этом участке претерпели наиболее интенсивное контактное воздействие с образованием гранат-кордиеритовых роговиков вблизи массива и пятнистых биотитовых роговиков на удалении от него. Отмеченные особенности Юго-Западной площади даже без привлечения материалов по ее минерализации свидетельствуют о сравнительно глубоком уровне эрозионного среза этого блока.

Центральная часть района насыщена мелкими интрузивными массивами повышенной основности, которые группируются в поперечные ряды вдоль широтных тектонических зон. Интрузивные тела на участках пересечения широтных зон с меридиональными разломами обычно имеют сложную морфологию глав-

ным образом за счет апофиз, далеко проникающих по меридиональным разломам.

Метаморфизм пород центральной части района менее сильный и крайне неравномерный даже в однотипных отложениях. Процессы метаморфизма накладываются и на интрузивные породы, что позволяет предварительно связывать их с нескрытыми интрузивными массивами, наличие которых предполагается по данным геофизических исследований (Онихимовский, 1961).

Северная рудоносная площадь включает Амутскую мульду, выполненную вулканогенными образованиями. При общей мощности вулканитов более 1000 м, в нижней части разреза преобладают пирокласты, которые выше постепенно сменяются все более и более основными лавами. Изменение вулканитов выражается в пропилитизации, интенсивность которой ослабевает к верхам разреза. Обобщение материалов по Амутской мульде позволяет рассматривать ее как опущенный блок, незначительно затронутый эрозийными процессами.

Различия в геологическом строении рудоносных площадей во многом определяют зональность рудных узлов района. Фактические материалы по горизонтальной зональности Комсомольского района, сгруппированные в таблице (фиг. 2), приводят к следующим обобщающим выводам.

В направлении с юга на север (от юго-западной окраины к северной периферии района) происходит постоянная смена преобладающих типов рудных проявлений. На Чалбинской площади преимущественным развитием пользуются кварц-полевошпатовые, грейзеновые и кварц-турмалиновые проявления; в центральной части района подавляющее количество зон имеет кварц-турмалиновый состав. Только некоторые зоны обогащены сульфидами (Восточная грабен-синклиналь). Северную рудоносную площадь определяют зоны пропилитового типа, содержащие свинцово-цинковую минерализацию; далее (за пределами района) широко распространены сурьмяно-ртутные рудопроявления.

Со сменой типов рудных зон связано изменение их морфологии — сравнительно простые маломощные и короткие зоны в гранитах, пластинообразные протяженные в песчаниках и сложные прожилковидные среди вулканитов.

Горизонтальная температурная зональность минерализации наиболее контрастно подчеркивает разнотипность рудопроявлений в общем ряду от высокотемпературных грейзенов (550°) до низкотемпературной сурьмяно-ртутной минерализации. Сопоставление температур с профилирующими элементами показывает, что появление каждого нового элемента происходит при вполне определенных температурах: Mo (550); 3Sn (420); 3W, As (380); 3Cu (350); 3Zn, Pb (280), Sb, Hg (150°), которые в общем сопоставимы с температурами формирования самостоятельных месторождений перечисленных элементов.

Зональность рудных узлов проявляется и в более тонких особенностях типоморфных минералов — в закономерном изменении их химического состава (турмалин, вольфрамит), в распределении элементов-примесей (касситерит, сульфиды), в эволюции форм кристаллов (касситерит).

Изменение характера минерализации в плане района отражает не только горизонтальную зональность, но и доказывает проявление вертикальной зональности, так как исходные материалы были получены по рудным узлам разной глубины формирования. Дополнительная информация об особенностях вертикальной зональности получена при анализе месторождений в разрезе. Материалы по изменению минерализации с глубиной, суммированные в таблице (фиг. 3), приводят к следующим заключениям.

Отдельные минерализованные зоны характеризуются минералого-морфологической зональностью, которая во многом предопределяется структурно-геологическими условиями их залегания. По геолого-структурным признакам минерализованные зоны принадлежат к трем типам: 1) зоны в терригенных породах юрского возраста, вблизи малых интрузий повышенной основности; 2) зоны в осадочно-вулканогенных образованиях нижнего мела, вблизи по-

верхности структурного несогласия и 3) зоны в верхнемеловых вулканитах (Радкевич и др., 1967). Более детальный анализ минерализованных зон свидетельствует об очень приближенном характере их типизации по геолого-структурным признакам.

В пределах Юго-Западной площади морфология зон в разрезе остается крайне невыдержанной. Они расщепляются и выклиниваются уже вблизи поверхности современного эрозийного среза. Состав их продолжает оставаться существенно турмалиновым. Наложенный кварц относительно высокотемпературный, содержит небольшое количество касситерита с преобладающими изометричными формами и незначительную примесь пирита и арсенопирита. Околорудные метасоматиты развиты относительно слабо и представлены кварц-серицититовыми с хлоритом породами, в которых и серицит и хлорит формируются главным образом за счет биотита роговиков.

Минерализованные зоны Центральной площади отличаются большой степенью сохранности. Среди юрских осадочных пород это мощные тела кварц-турмалиновых метасоматитов, рассеченных продольными жилами кварц-касситеритовых и более поздних кварц-сульфидных руд. В отдельных случаях верхний уровень кварц-сульфидных руд в них оказывается ниже верхнего уровня кварц-касситеритовой (часто с вольфрамом) минерализации, а глубокими своими частями они распространяются ниже уровня промышленной оловянной минерализации, подчеркивая тем самым обратную вертикальную зональность.


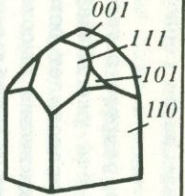
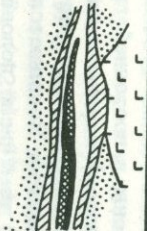
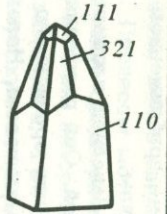
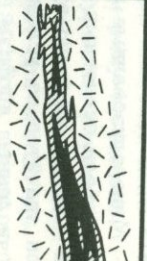
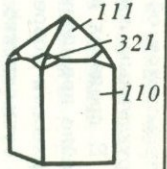
Околорудные метасоматиты представлены преимущественно кварц-серицититовыми породами, которые образуют чехлы вокруг кварцевых турмалинитов. Вблизи контакта с интрузивными породами, между кварц-турмалиновыми породами и чехлом серицитизации появляются участки локального окварцевания (монокварцевые метасоматиты). Мощность зоны околорудного изменения с глубиной заметно уменьшается.


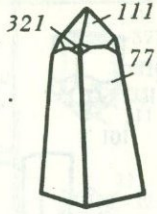
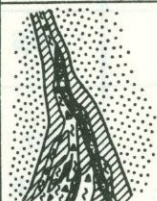

Не остается постоянным в вертикальном разрезе состав жильных и рудных минералов. В частности, по падению зон отмечается понижение общей железистости турмалина, повышение содержания марганца в вольфрамитах. В этом же направлении повышаются температуры минерализации кварц-касситеритовой ассоциации и, соответственно, меняются формы кристаллов касситерита.

Минерализованные зоны в восточной грабен-синклинали в нижних своих частях (среди осадочных пород) сходны с описанными выше. В верхней же части — среди осадочно-вулканогенных пород нижнемелового возраста морфология зон значительно усложняется. Появляются раздувы в туфоконгломератах, многочисленные апофизы, в том числе пологие залежи, приуроченные к межформационным срывам. Снизу вверх по восстанию преобладающие турмалиниты вначале уступают место жильному кварцу с касситеритом, который выше поверхности структурного несогласия сменяется сульфидной минерализацией. Околорудные метасоматиты здесь представлены преимущественно кварцевыми серицититами и редко монокварцевыми породами; в верхних частях зон, среди туфов дацитового состава появляется обильный хлорит.

Кварцево-сульфидные руды этого типа обогащены халькопиритом и арсенопиритом при подчиненном развитии других сульфидов. Медно-вольфрамово-оловянные руды с глубиной переходят в вольфрамово-оловянные. Состав некоторых минералов также меняется. В турмалине с глубиной при снижении содержания суммарного железа повышается роль его закисной формы; в вольфрамитах заметно увеличивается содержание марганца. Температуры рудоносного кварца возрастают от 350 (верхние части зон) до 400° (нижние части зон).

Наиболее контрастные различия присущи минерализованным зонам Северной площади. На участках, слабо вскрытых эрозией, здесь прослеживаются лишь сложные зоны пропилитизации с прожилково-вкрапленной свинцово-цинковой, реже касситеритово-хлоритовой минерализацией. С глубиной прожилковые зоны сливаются в единую кварцево-сульфидную жилу, в которой появляется касситерит, а иногда и вольфрамит. И, наконец, на глубоких горизонтах полу-


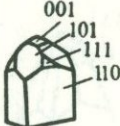
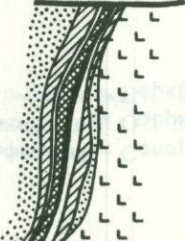
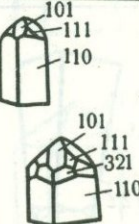
Рудоносные площади	Типы проявлений	Представители	Морфология зон	Температуры формирования (°C)	Профилирующие рудные элементы	Главные минералы	Состав минералов	Типоморфные элементы-примеси	Форма кристаллов касситерита
Юго-Западная	Полевошпатовый грейзеновый	Проявление в гранитах		550-150	Sn, Mo, Bi,	Кварц, турмалин, мусковит, полевой шпат, касситерит	Дравит		
	Турмалиновый	Поисковая, Широкая		450-100					
Центральная		Главная, Центральная, Придорожная, Лунная		380-70	Sn-W	Кварц, турмалин, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, халькопирит	Промежуточная разновидность ряда шерла - дравита Гюбнерит	W, Nb	
	Турмалиново-сульфидный	Ягодная, Левобережная		350-50	Sn-W- As-Cu	Кварц, турмалин, хлорит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит	Шерл, прохлорит, тюрингит Ферберит	W, Jn Bi, Co	


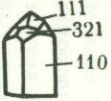
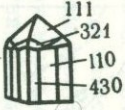
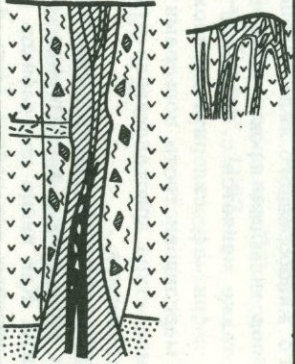


Северная	Сульфидный пропилитовый	Северная, Озерная, Верхняя		280-30	Pb Zn Sb Sn	Хлорит, эпидот, аксинит, карбонаты, кварц, галенит, сфалерит, касситерит	Пеннин-афросидерит, дафнит, кальцит, анкерит, сидерит, марматит	Sb Jn, Cd Jn, Sc, V	
Северо-восточное обрамление района	Сурьмяно-ртутный	Северное, Нетка		150-30	Sb Hg	Халцедон, киноварь, антимонит, метациннабарит		Zn, Sn	



Фиг. 2. Признаки горизонтальной зональности минерализации

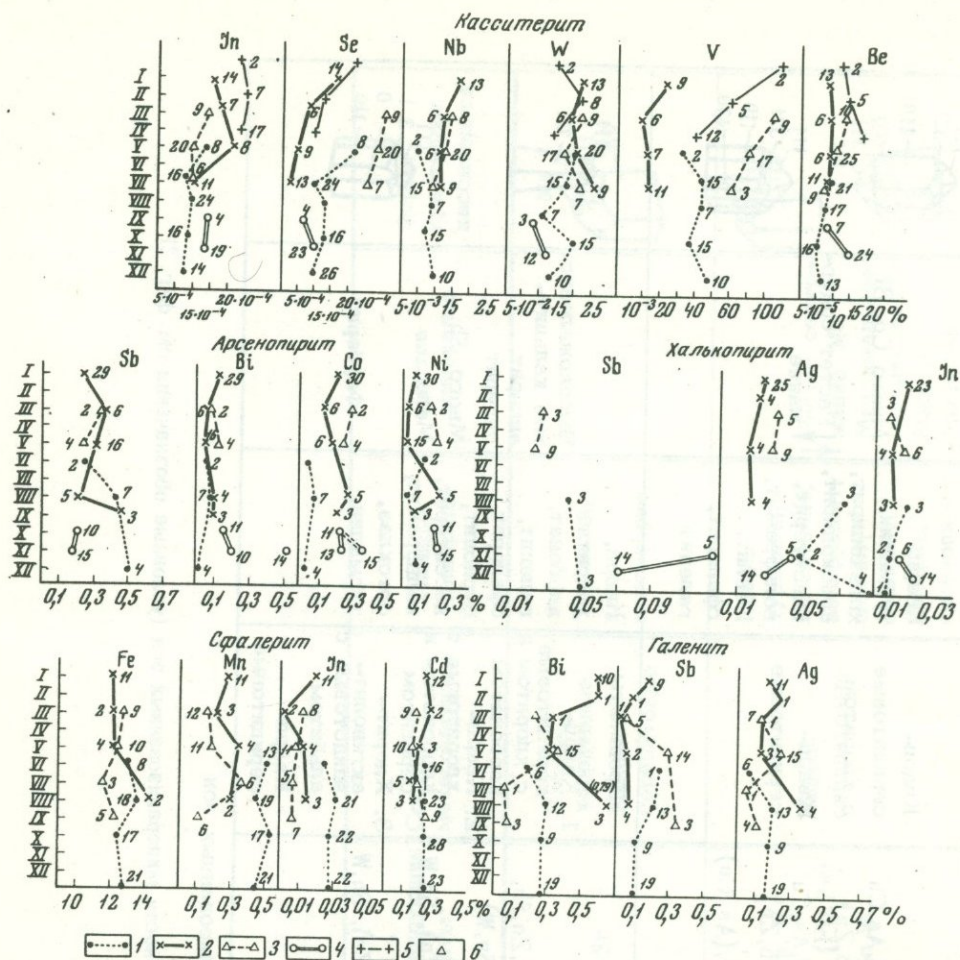
1 - верхнемеловые вулканогенные породы; 2 - нижнемеловые туфы кварцевых порфиров; 3 - нижнемеловые туфоконгломераты; 4 - юрские осадочные породы; 5 - диоритовые порфириды; 6 - кварц-серицитовые породы; 7 - пропилиты; 8 - кварц-сульфидные руды; 9 - кварц-касситеритовые руды; 10 - кварцевые турмалиниты; 11 - зоны дробления

Рудные площади	Морфологические типы зон	Температурные интервалы	Профилирующие элементы*	Состав метасоматитов	Главные минералы	Состав минералов	Форма кристаллов касситерита
Юго-Западная		420 500	Sn	Кварц-хлоритовые Кварц-серицитовые	Турмалин, кварц, касситерит		
Центральная		380 440	Sn, W Sn, W, (Pb, Zn) Sn, W	Кварц-серицитовые	Кварц, турмалин, касситерит, вольфрамит, шеелит, сфалерит, галенит, арсенопирит	↓ Растет содержание Mn Максимальное содержание Mn Мало Sb Много Sb	

Центральная		350	Sn, W, As, Cu (Pb, Zn)	Кварц- серицитовые с хлоритом	Кварц, турмалин, халькопирит, арсенопирит, касситерит, вольфрамит, шеелит, сфалерит, галенит	Много Co, Bi ↓ Растет содержание	
		400	Sn, W, As, Cu (Pb, Zn)	Кварц- серицитовые			
Северная		280	Pb, Zn, Sb, (Sn, W)	Пропилиты 1. Кварц- серицитовые с хлоритом и карбонатом	Кварц, хлориты, карбонат, галенит, сфалерит, бурнонит, касситерит, вольфрамит, ортоклаз, турмалин	Высокожелезистые кальцит- анкерит, сидерит Много Sb Мало Ферберит	
		380	(Pb, Zn), Sn, W (Pb, Zn), Sn, W	2. Кварц- хлоритовые с карбонатом и серицитом 3. Хлорит- актинолит- эпидотовые с альбитом Кварц- серицитовые			

* Шрифтом выделены главные элементы минерализованных зон

Фиг. 3. Признаки вертикальной зональности минерализованных зон (условные обозначения см. фиг. 2)



Фиг. 4. Распределение элементов-примесей в рудных минералах по горизонтам (I-XII)
 1-5 - рудные зоны: 1 - Главная, 2 - Ягодная, 3 - Северная, 4 - Придорожная, 5 - Тропная, 6 - количество проб

чает развитие турмалин - вначале в виде обломков в жильном кварце, а затем в составе мощного жильобразного тела кварцевых турмалинитов, переходящего по падению в подстилающие юрские осадочные породы.

Состав минералов также меняется с глубиной. Так, уменьшается железистость хлоритов от дафнит-афросидерита до прохлорита; повышается железистость карбонатов, марганцовистость вольфрамитов. Соответственно с глубиной повышается температура кристаллизации рудоносного кварца и меняются формы кристаллов касситерита.

Дополнительную информацию по зональности дает анализ элементов-примесей в главных рудных минералах - касситерите, арсенипирите, сфалерите, халькопирите и галените. Как видно из графиков распределения микроэлементов, построенных для типовых зон района (фиг. 4), содержание этих элементов, в первую очередь, характеризует геохимические особенности рудоносных площадей и отражает глубинность оруденения. Так, касситериты Центральной площади содержат повышенные количества ниобия и вольфрама, а Северной - индия, ванадия и особенно скандия (зона Северная). С глубиной в касситеритах зоны Главной на вертикальном интервале около 300 м содержание индия и скандия понижается, а вольфрама, ниобия и ванадия, наоборот, увеличивается.

Арсенопириты зоны Главной обогащены сурьмой, содержание которой с глубиной заметно увеличивается, обеднены висмутом и кобальтом, в то время как в других зонах соотношение этих элементов обратное. При общей обогащенности железом наиболее высокие содержания марганца, индия и кадмия установлены в сфалеритах зоны Главной, а минимальные — в зоне Северной. В галенитах максимальные содержания висмута обнаруживаются в зоне Ягодной, несколько ниже в зоне Главной и минимальные в зоне Северной. Вместе с тем галениты последней отличаются повышенной сурьмянистостью, что характерно для всей Северной площади.

Рассмотренная выше однотипная направленность изменения признаков зональности как в плане (зональность рудных узлов), так и в разрезе (зональность месторождений) создает объемную зональность Комсомольского района. С использованием основных положений этой зональности проведена предварительная оценка рудоносности района.

Наиболее благоприятные перспективы на выявление слепых рудных тел имеет Северная рудоносная площадь. Известные в ее пределах участки проявления постмагматической минерализации являются первоочередными для детального изучения и последующей проверки на глубину.

По комплексу признаков объемной зональности можно предполагать, что потенциальные возможности рудных узлов Центральной рудоносной площади остаются достаточно высокими и связываются прежде всего с установлением рудных тел ниже разведанных горизонтов месторождений.

Наименее надежной на выявление промышленных зон турмалинового типа и установление крупных рудных тел представляется южная часть района. Проявленная здесь минерализация по своим генетическим особенностям сопоставляется с кварцевым типом и при сравнении с промышленными оловорудными месторождениями турмалинового типа соответствует их прикорневым частям.

Проводимые в настоящее время в Комсомольском районе исследования по оценке конкретных рудопроявлений и локальных участков, несомненно, покажут разрешающую способность рассмотренных выше признаков зональности минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

Онихимовский В.В. Важное звено Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Геология, геоморфология и полезные ископаемые Приамурья, вып. 1 (72). Хабаровск, 1961.

Радкевич Е.А., Асманов В.Я., Бакулин Ю.И. и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М., Изд-во "Наука", 1971.

Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Коростелев П.Г. и др. Минерализованные зоны Комсомольского района. М., Изд-во "Наука", 1967.

Л. В. Таусон, Г. М. Гундобин

КРИТЕРИИ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ ХАПЧЕРАНГИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (на основе зональности первичных ореолов)

Проблема зональности всегда стояла в центре внимания геологов, занимающихся изучением рудных месторождений, так как правильное понимание зональности дает возможность не только решать генетические вопросы формирования месторождений, но и целенаправленно вести поисково-разведочные работы.

Оловянно-полиметаллическое оруденение Хапчерангинского рудного узла связано с одноименной интрузией гранитов харалгинского комплекса, залегающей на глубинах 0,5–1,5 км и вытянутой вдоль зоны Тарбальджейского раз-

лома на 20 км. В современном срезе она обнажается в районе Хапчеранги, где откартирован небольшой шток гранит-порфиров.

В пределах района отмечены три типа руд. Оловородные и редкометалльные грейзены развиты на Гранитовом месторождении в зоне эндоконтакта Хапчерангинского штока и в зоне удаленного экзоконтакта на Тарбальджейском месторождении. Сульфидно-касситеритовый и сульфидно-хлоритовый типы руд распространены на Хапчерангинском, Тарбальджейском и Харатуйском месторождениях. Здесь, а также на Курултыкенском месторождении, широкое развитие получают полиметаллические руды.

В основе оценки перспективности рудного узла по геохимическим данным лежит представление о направленном изменении состава гидротермальных растворов, приведшем к зональному размещению рудной минерализации относительно кровли материнской интрузии. В соответствии с этим меняется элементный состав рудных тел и сопровождающих их ореолов. Меньшая зависимость состава ореолов от локальных причин позволяет использовать их в качестве критерия зональности.

Типы первичных ореолов

Приступая к характеристике особенностей формирования первичных ореолов, прежде всего, следует отметить их полигенность, обусловленную многоэтапным развитием рудного процесса, а также процессами дегазации интрузии, имевшими место в ранний период ее становления. Соответственно выделяются: надинтрузивный эманационный ореол, ореолы грейзенового и гидротермального этапов с подразделением их на ореолы рудных полей и месторождений и ореолы рудных тел.

При качественно одинаковом составе, для каждого типа ореолов характерно преимущественное накопление определенной группы элементов: для эманационного в основном летучих - F, Cl, H₂O и в меньшей степени рудных - Sn, Pb; для грейзенового - F, W, Sn, As, Bi, Zn; для гидротермального - Sn, Zn, Pb, Ag.

Для ореолов всех типов характерно зональное строение с закономерной сменой одних элементов другими в направлении движения растворов. Ряды зональности по типам ореолов не совпадают друг с другом и часто отличаются даже в пределах одного типа, если формирование ореолов происходило в различной геолого-структурной обстановке (табл. 1). Изменение рядов зональности связано с особенностями физико-химических условий осаждения и, вероятно, с изменением изначальных концентраций элементов в растворах.

Выделенные типы ореолов отличаются по масштабам, морфологии и контрастности. Наиболее масштабным является эманационный ореол, охватываю-

Таблица 1

Ряды зональности по типам первичных ореолов

Типы ореолов	Ряды зональности
Эманационный	W - Sn - F ⇌ Pb ⇌ Ag
Грейзеновый:	
Гранитовое месторождение	W - Ag - Sn - As - Zn - Pb
Тарбальджейское месторождение	W - Sn ⇌ As - Ag - Zn - Pb
Гидротермальный	W - As - Sn - Zn - Pb - Ag

щий площадь свыше 100 км², площади ореолов рудных полей и месторождений не превышают первых квадратных километров. Около рудных тел формируются узкие (первые метры) линейные ореолы, затухающие на выклинивании рудоносных трещин. По морфологии эманационный и грейзеновый ореолы относятся к площадным. Морфология ореолов рудных полей и месторождений определяется условиями их становления. В обстановке малых глубин образуются ореолы площадного типа с концентрическим характером зональности. Возрастание глубины формирования ведет к повышению роли крупных разрывных нарушений и, как следствие, к линейно-площадной форме ореолов с линейным типом зональности. Контрастность ореолов резко (на один – два порядка) возрастает от ореолов большого масштаба к меньшему и служит надежным критерием их отличия.

Зональность ореолов и критерии перспективной оценки площади

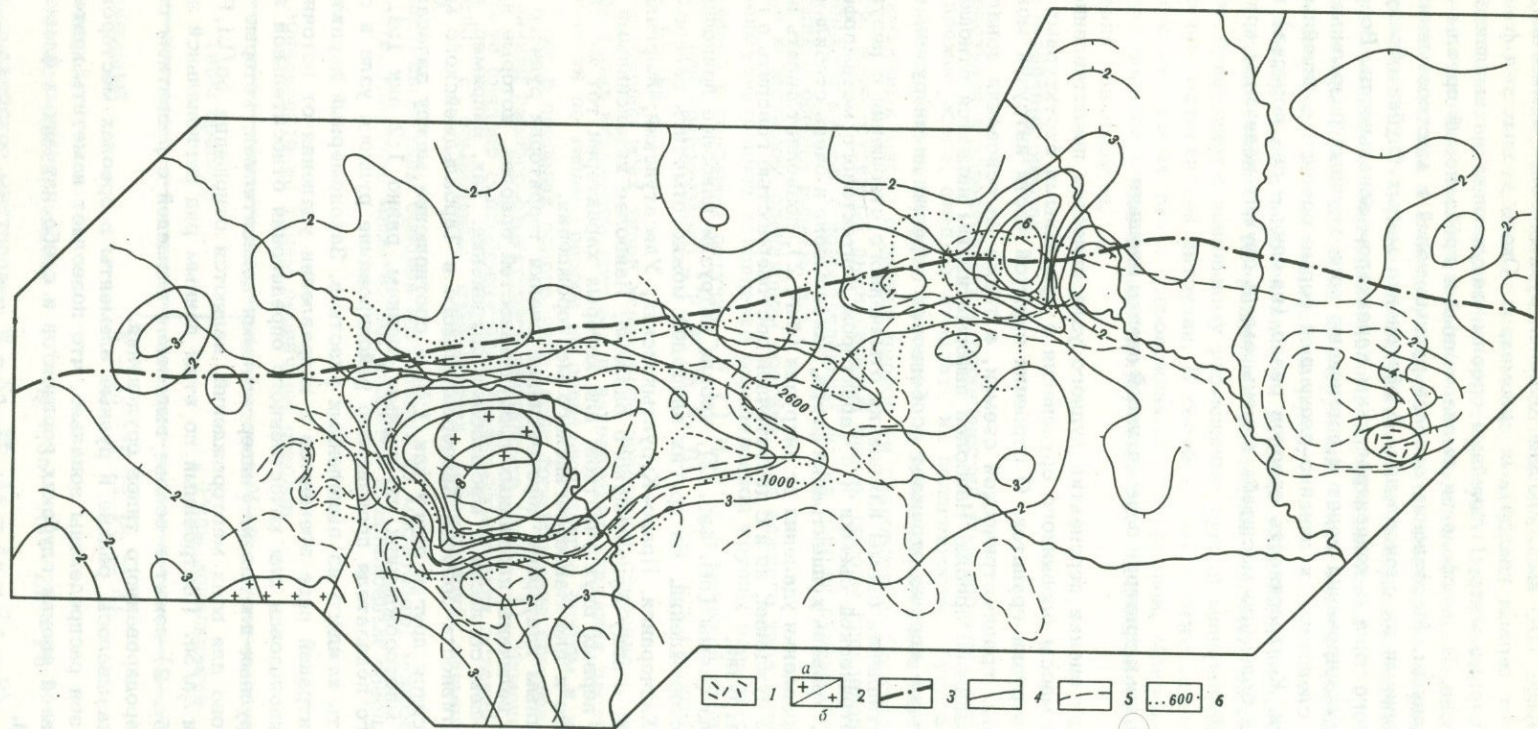
Исходным при оценке перспектив рудного узла является представление о связи основной массы оловянного оруденения с купольными структурами Хапчерангинской интрузии гранитов. О строении скрытой части интрузии можно судить по данным гравиметрической съемки, а также на основании зональности надинтрузивного ореола. Наиболее информативным является отношение $(\text{Sn} + \text{Li})/\text{Pb}$, которое хорошо отражает особенности морфологии интрузии, что видно из сопоставления схемы изменения отмеченного отношения с результатами гравиметрической съемки и с характером контактового метаморфизма пород (фиг. 1.). Уровень концентрации фтора, закономерно и очень стабильно изменяющийся в направлении удаления от интрузии (фиг. 2), позволяет делать не только качественные суждения, но и с достаточной достоверностью говорить о глубине залегания интрузии.

Как видно из схемы (см. фиг. 1), кровля интрузии наиболее приподнята в пределах месторождений. Из других площадей можно отметить северо-западный фланг Хапчеранги, Право-Курултыкенский, Улясатуйский, Жергалантуйский участки и зону Курултыкского разлома. Наиболее интенсивными являются ореолы первых двух участков, для которых характерен тот же тип зональности, что и для Хапчерангинского месторождения.

Количественным критерием перспективной оценки территории рудного узла могут служить величины площадных продуктивностей ореолов, которые находятся в хорошем согласии с масштабами оруденения. Так, например, площадные продуктивности ореолов Хапчерангинского и Тарбальджейского месторождений относятся друг к другу как 1:3, а соотношение между запасами олова на этих месторождениях, по разным оценкам, равно 1:2 или 1:4. На основании этого показателя произведено районирование рудного узла и оценена значимость каждого из выделенных участков. Закономерный характер изменения концентраций ряда элементов в направлении удаления от источника может быть использован для качественного определения относительной эродированности рудных площадей. Универсальными показателями, которые изменяются одинаково для всех месторождений, являются отношения Sn/Li , Pb/Li , Zn/Li , Pb/Sn и Zn/Sn . Построенный по этим данным ряд региональной зональности (табл. 2) лежит в основе выделения площадей с развитием скрытого и слабо эродированного типов оруденения.

Как уже указывалось, редкие и рудные элементы в ореолах месторождений и рудных зон распределены зонально, что позволяет наметить критерии для перспективной оценки глубоких горизонтов и слабо изученных флангов месторождений.

Хапчерангинское месторождение. Для ореолов Хапчерангинского месторождения характерно линейно-полосчатое строение с закономерным снижением концентраций Sn , W , As и возрастанием – Zn , Pb , Ag в сторону от штока гранитов. Единство изменения параметров ореолов (по вертикали и го-



Фиг. 1. Схема изменения отношения $(Sn + Li)/Pb$ в ореоле Халчерангинского рудного узла
 1 – кварцевые порфиры, Харатуйский нект; 2 – халчерангинские гранит-порфиры (а), кыринские граниты (б); 3 – Тарбальджейский разлом; 4 – изолинии отношения $(Sn + Li)/Pb$; 5 – границы зон контактового метаморфизма (падение степени метаморфизма происходит в направлении от контакта гранитов); 6 – изолинии глубин залегания кровли гранитов по гравиметрическим данным

горизонтали) в направлении движения растворов дает возможность экстраполировать результаты, полученные по горизонтальным сечениям на глубину. Показательным является изменение величины отношений Sn, Pb, Zn и Ag к Li и Pb, Zn и Ag к Sn (табл. 3). Из таблицы видно, что величина изменения отношения по зоне Центральной, равная 3, соответствует размаху оруденения по вертикали в 250–300 м. Близкое к этому значение получается при сопоставлении рассматриваемого отношения по зонам Центральной и Западной, величина его изменения на каждые 100 м по вертикали близка к 1.

Сопоставление рудных зон месторождения по указанному отношению свидетельствует о слепом залегании оловянных руд по зонам Западной, Центральной и Тьринской, что служит основанием для положительной оценки перспектив их нижних горизонтов. Критерием рудоносности зон являются величины удельных линейных продуктивностей, которые сопоставимы с показателями по эксплуатировавшейся зоне Центральной (см. табл. 3).

Харатуйское месторождение. Проведенные исследования первичных ореолов месторождения и отдельных рудных тел говорят об ошибочности выдвигавшегося ранее представления о закономерной смене состава жил по мере удаления от Харатуйского некка кварцевых порфиров. Анализ зональности первичных ореолов показал, что эпицентр развития элементов высокотемпературной группы (W, Sn, As) смещен относительно некка на северо-запад на 1–1,5 км. В сторону некка наблюдается смена высокотемпературной ассоциации элементов более низкотемпературной (Zn, Pb, Ag).

Показателем зональности, хорошо отражающим особенности размещения минеральных ассоциаций, служит отношение Sn/Pb, которое может быть рекомендовано в качестве критерия относительной эродированности площади месторождения (фиг. 3).

В отличие от Хапчерангинского для Харатуйского месторождения, несмотря на широкое распространение крупных хорошо проработанных разломов, характерен площадной тип ореолов с концентрической зональностью. Это отличие, вероятно, обусловлено локальностью рудоносного очага и высокой проницаемостью вмещающих пород в условиях малой глубины формирования, которая по геологическим данным оценивается в 0,5–0,7 км.

Тарбальджейское месторождение. Для центральной части месторождения, где преимущественное развитие получают процессы грейзенизации, характерна концентрическая зональность, нашедшая отражение в смене элементного состава первичных ореолов. От центра к флангам наблюдается уменьшение концентраций W, As, Sn, F и возрастание — Zn, Pb, Ag. Важной особенностью является возрастание концентраций олова синхронно с ростом содержаний W, As, Li, F. Последнее подтверждается высоким значением коэффициентов корреляции, рассчитанных для пары W—Sn (соответственно 0,6 и 0,5). Возрастание концентраций олова синхронно с увеличением эрозионного среза отмечается для всех штокверков, что говорит о вероятности сохранения этой тенденции на большие глубины. Не противоречит сказанному и наблюдаемая во многих грейзеновых месторождениях приуроченность богатых руд к зоне ближнего экзо- и эндоконтакта. Поэтому разбуривание штокверков до уровня залегания кровли материнской интрузии представляется весьма актуальным.

Анализ первичных ореолов месторождения показывает, что на его северном фланге намечается зона повышенных концентраций W, As, Sn, сопровождающаяся понижением содержаний Zn, Pb, Ag. Аномалия имеет зональное строение с тенденцией возрастания концентраций элементов высокотемпературной ассоциации в северном направлении. По своей структуре она аналогична центральному ореолу и может быть рекомендована для проведения поисково-оценочных работ. Наблюдаемое от центра к флангам увеличение контрастности ореолов указывает на возможность встречи здесь руд жильного типа. Правомочность этого вывода подтверждена разведочными работами в западной части площади, где выявлены жилы с олово-полиметаллическим оруденением. Одна из них прослежена по простиранию более чем на 700 м.

Таблица 2

Удельные продуктивности и парные отношения элементов в ореолах

Месторождения, участки	Удельные продук- тивности, усл. ед.				Sn/Li	Pb/Li	Zn/Li	Pb/Sn	Zn/Sn
	Sn	Pb	Zn	Li					
Зона южного экзоконтакта Хапчерангин- ского штока	21	5	18	252	0,08	0,02	0,1	0,2	0,8
Зона вос- точного эк- зоконтакта	7	2	10	46	0,15	0,04	0,2	0,3	1,4
Тарбальджей- ское	52	59	150	315	0,17	0,19	0,5	1,1	3
Хапчерангин- ское	8	8	58	65	0,12	0,12	0,9	1	7,2
Харатуйское	38	46	275	145	0,26	0,32	1,9	1,2	7,2
Право-Курул- тыкенский	6	7	48	22	0,27	0,32	2,2	1,2	8
Зона север- ного экзо- контакта	11	9	22	5	2,20	1,80	4,4	0,8	2
Курултыкен	2	18	160	11	0,18	1,63	14,5	9	80

Таблица 3

Удельные продуктивности и изменения величин отношения элементов в различных зонах Хапчерангинского месторождения

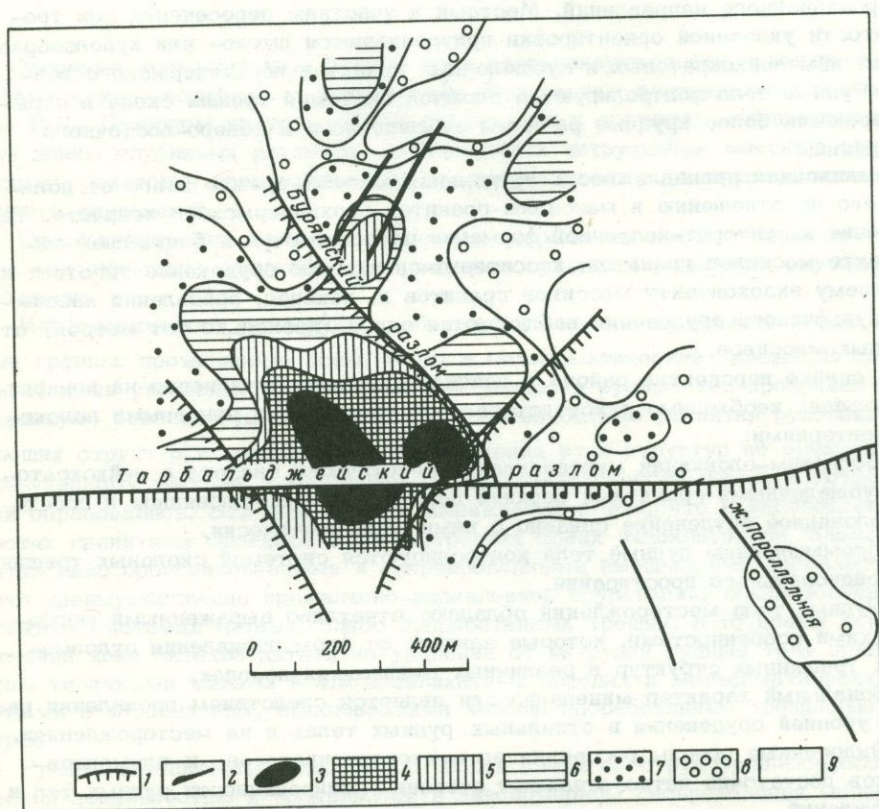
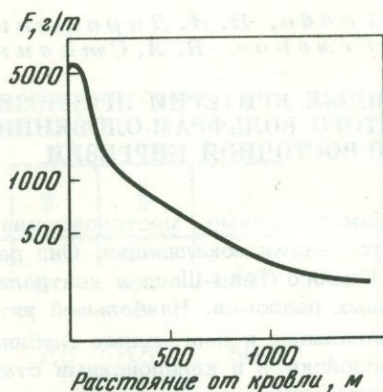
Рудные зоны	Удельные продуктивности, усл. ед.				Отношение кратных к фону	
	Sn	Pb	Zn	Ag	$\frac{\text{Sn}+\text{Pb}+\text{Zn}+\text{Ag}}{\text{Li}} + \frac{\text{Pb}+\text{Zn}+\text{Ag}}{\text{Sn}}$	
					n*	
Центральная	9	3	39	0,06	2,3	
Западная	2	24	32	0,42	4,2	
Канавная	8	19	143	0,44	4,0	
Тыринская	1	8	32	0,10	6,9	
Спектральная	21	7	44	0,17	0,5	

* - количество компонентов.

Заканчивая рассмотрение особенностей формирования первичных ореолов, необходимо отметить общую тенденцию в их развитии. Эволюция состава ореолов разновременных и разномасштабных процессов идет в одном направлении. Однако переход от этапа к этапу осуществляется скачкообразно, со смещением его в более высокотемпературную область.

Зональность ореолов регламентируется теми же причинами, что и минеральная зональность, которые между собой неразрывно связаны. Универсальный ряд зональности, вероятно, отвечает общей тенденции эволюции гидро-

Фиг. 2. Изменение концентраций фтора в надинтрузивной толще по мере удаления от кровли интрузии гранитов



Фиг. 3. Изменение отношения Sn/Pb в ореоле Тарбальджейского месторождения
 1 — разломы; 2 — рудные жилы; 3–9 — пределы изменения значений отношения Sn/Pb : 3 — >5; 4 — 5–3,1; 5 — 3–2,1; 6 — 2–1,1; 7 — 1–0,7; 8 — 0,5–0,7; 9 — <0,5

термальной системы. В конкретных же условиях он может существенно изменяться в зависимости от геологической обстановки становления месторождений. При построении рядов зональности необходимо учитывать полигенный характер образования ореолов, обусловленный пульсационным развитием рудного процесса.

Изучение первичных ореолов рассеяния дает большую информацию об особенностях рудной зональности различных масштабов и позволяет оценивать перспективы рудных зон, месторождений и рудных узлов как в горизонтальном, так и в вертикальном срезе.

*Г. П. Габба, Н. И. Дорошенко, А. Б. Павловский,
Г. И. Семенов, В. А. Ставинский*

ОСНОВНЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ СКРЫТОГО ВОЛЬФРАМ-ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КИРГИЗИИ

Вольфрам-оловянные месторождения Юго-Восточной Киргизии обладают сходными условиями локализации. Они располагаются в складчатой области герцинид Южного Тянь-Шаня и контролируются крупными поперечными зонами глубинных разломов. Наибольшей интенсивности оруденение достигает на стыках продольных и поперечных глубинных разломов в области, пограничной с протерозойскими и каледонскими стабильными массивами.

Позднегерцинская активизация тектонических подвижек выражается в этих участках широко развитой сетью дизъюнктивных дислокаций северо-восточного и северо-западного направлений. Местами к участкам пересечения зон трещиноватости указанной ориентировки приурочиваются штоко- или куполообразные массивы лейкократовых и субщелочных гранитов верхнепермского возраста. Рудные тела контролируются сложной системой трещин скола и отрыва, оперяющих более крупные разломы субширотного и северо-восточного простираний.

Формационная принадлежность оруденения зависит прежде всего от положения его по отношению к массивам гранитов верхнепермского возраста. Так, оруденение касситерит-кварцевой формации располагается в ближайшем эндоконтакте массивов гранитов, касситерит-силикатное оруденение тяготеет к ближайшему экзоконтакту массивов гранитов и, наконец, проявления касситерит-сульфидного оруденения наблюдаются вдали (несколько сот метров) от гранитных массивов.

При оценке перспектив района и поисках скрытого оруденения на конкретных площадях необходимо руководствоваться следующими основными поисковыми критериями:

1. Вольфрам-оловянная минерализация генетически связана с лейкократовыми субщелочными гранитами верхней перми; вольфрам-оловянное и собственно оловянное оруденение связано с ними парагенетически.
2. Промышленные рудные тела контролируются системой сколовых трещин близмеридионального простирания.
3. Рудные тела месторождений обладают отчетливо выраженными морфологическими особенностями, которые зависят от форм проявления рудовмещающих трещинных структур в различных вмещающих породах.
4. Зональный характер минерализации является следствием проявления различных уровней оруденения в отдельных рудных телах и на месторождениях.
5. Эндогенные ореолы рассеяния элементов-индикаторов и элементов-спутников достаточно четко отражают степень эродированности рудных тел и месторождений.

Оловоносный магматический комплекс района представлен интрузиями гранитоидов верхнего палеозоя. На рассматриваемой площади проявились три последовательные интрузивные фазы (Павловский, Маршукова, 1971). Интрузивные

зии ранней фазы представлены небольшими дайкообразными телами гибридных пород габброидного ряда. Интрузии основной фазы – нормальными крупнозернистыми порфириновидными гранитами, слагающими довольно крупные массивы. Граниты конечной интрузивной фазы слагают штокообразные тела, нередко с многочисленными апофизами и представлены лейкократовыми субщелочными равномерно-среднезернистыми разновидностями. Сравнение содержаний олова, бериллия, вольфрама, бора и фтора в гранитах конечной фазы с кларковыми содержаниями этих элементов по А.П. Виноградову (1962) указывают на отчетливую первичную рудномагматическую специализацию лейкократовых субщелочных гранитов верхней перми (табл. 1) в отношении ряда рудных элементов и минерализаторов.

Таблица 1

Содержание рудных элементов и минерализаторов в верхнепермских гранитах района (г/т)

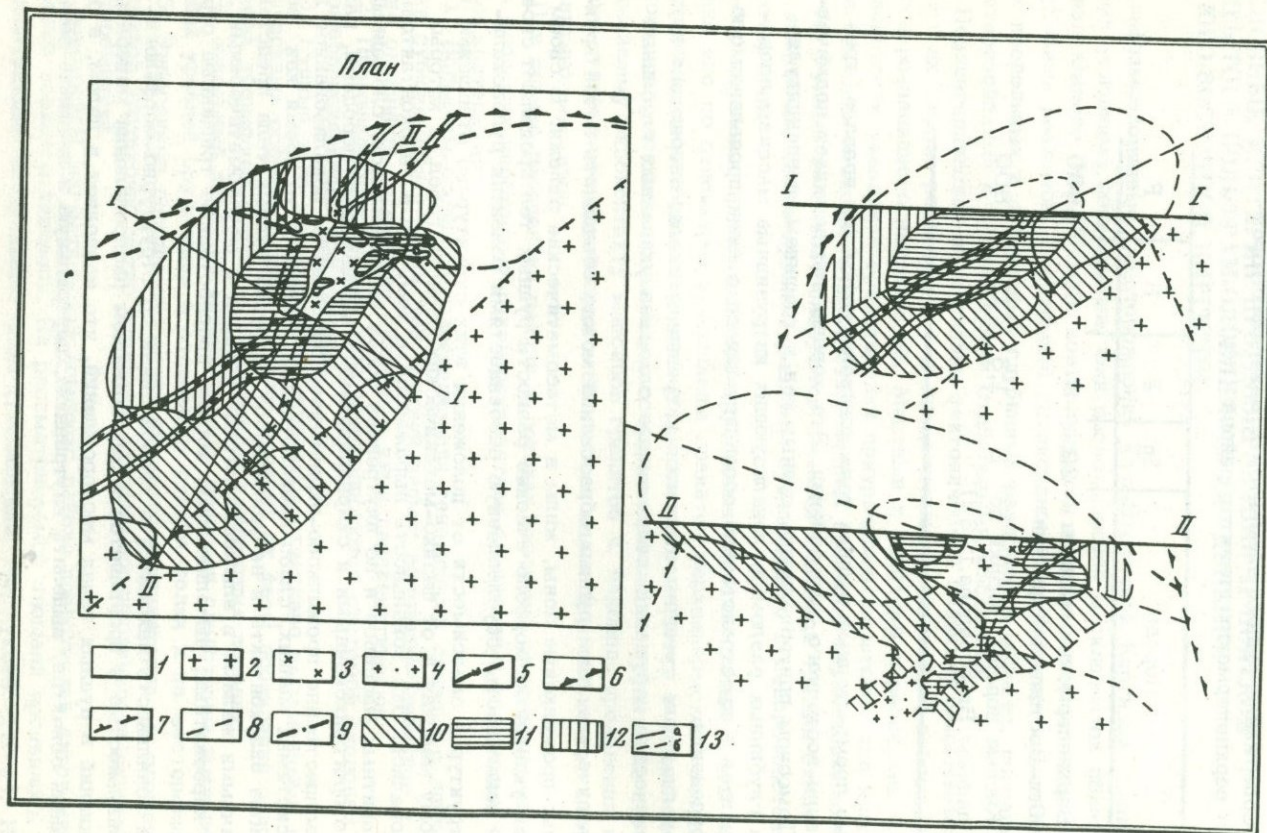
Породы	Sn	W	B	F
Верхнепермские граниты Юго-Восточной Киргизии	22	8	60	1600
Кислые породы (кларки по данным Виноградова, 1962)	3	1,5	15	800

Основные промышленные рудные тела контролируются, как правило, трещинами северо-восточного направления. Это хорошо подтверждает замеченную И.Н. Томсоном приуроченность рудных тел к трещинам, перпендикулярным зонам глубинных разломов, локализирующих интрузивные массивы оловянных гранитов и пространственно ассоциирующиеся с ними проявления оловянного оруденения.

Рудолокализирующие трещины относятся к трещинам скола, оперяющим крупные тектонические нарушения, сопряженные с зонами указанных глубинных разломов.

Морфологические типы рудных образований можно объединить в три крупные группы: прожилковые зоны, жилы и метасоматические залежи. В своем размещении указанные морфологические разновидности рудных тел проявляют своеобразную зональность, обусловленную особенностями развития рудолокализирующих структур в зависимости от положения этих структур по отношению к интрузивному массиву и от физико-механических свойств пород, в которых они образовались. Эта зональность выражается в том, что в эндоконтактных частях гранитных массивов и во внутренних зонах экзоконтактов, сложенных интенсивно ороговикованными и скарнированными вмещающими породами, развито преимущественно прожилково-вкрапленное оруденение, локализованное в сложных системах мелких, слабо проработанных трещин, в то время как во внешней зоне экзоконтакта и на удалении от интрузий рудные тела представлены типичными жилами в аломосиликатных породах и метасоматическими залежами в карбонатных, выполняющими хорошо проработанные трещинные структуры.

Рудная зональность находится в тесной связи со структурно-морфологической зональностью и проявляется в закономерном распределении минеральных ассоциаций в рудных телах месторождений, что позволяет в целом, в объемной модели объектов, выделять внутреннюю, центральную и внешнюю зоны (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема строения рудного блока месторождения

1 – известково-терригенная толща C_3 ; 2 – крупнозернистые биотит-микродлиновые граниты $\gamma_1 C_3 - P$; 3 – гранит-порфиры; 4 – мелкозернистые биотитовые граниты $\gamma_2 C_3 - P$; 5 – граница контактового метаморфизма; 6 – Бельбулакский разлом; 7 – Контактный разлом; 8 – Даковский разлом; 9 – субширотная ослабленная зона с брекчиями; 10–12 – зоны рудного блока: 10 – внутренняя, 11 – центральная, 12 – внешняя; 13 – установленные (а) и предполагаемые (б) контуры геологических тел

Внутренняя зона отвечает корневой части месторождения. Она характеризуется широким развитием апофиз лейкократовых субшелочных гранитов верхнепермского возраста и генетически связанных с ними продуктов минерализации раннего этапа в виде проявлений альбитизации и грейзенизации с оловянным комплексом рудных образований.

Центральная зона включает ближайшие эндо- и экзоконтакты массивов гранитов конечной фазы. Эта зона наиболее продуктивна в отношении промышленного вольфрам-оловянного и собственно оловянного оруденения. Для нее характерны три стадии минерализации основного рудного этапа: кремний-фторборовая, кремний-сернистая и кремний-фтор-углекислая. В отличие от ранней минерализации, продукты минералообразования этих стадий, представленные кварц-флюорит-турмалин-шеелит-касситеритовыми и боросиликатно-норденшельдин-касситеритовыми рудами, а также кварц-сульфидной и сульфидно-карбонатной ассоциациями, связаны с верхнепермскими гранитами лишь парагенетически.

Внешняя зона охватывает фланги и верхние части месторождений. В пределах этой зоны рудная минерализация развита слабо и представлена в основном кварц-галенитовыми и кварц-карбонатными образованиями, слагающими верхние и периферические части рудных жил.

Эндогенные ореолы рассеяния, по которым проводились поиски слепого оруденения, характеризуют практически все морфологические разности рудных тел различного состава в разнотипных оловянных месторождениях рассматриваемого региона.

В процессе наших работ применялись различные методики обработки исходных данных: корреляционный анализ, расчет энергии концентраций (или рудообразования) по Н.И. Сафронову (1966), расчет продуктивности и их отношений, определение миграционной подвижности, геохимических спектров и т.д. Это позволило во многих случаях более уверенно оценивать результаты обработки по разным методикам, поскольку совпадение оценок свидетельствует об их объективности и закономерности выявленных параметров, а расхождения, наоборот, о случайных связях, обусловленных либо только пространственным совпадением повышенных содержаний, либо спецификой абстрагирования, присущей данной методике.

Среди большого числа элементов, аномальные концентрации которых обнаруживаются в эндогенных ореолах, выделяются группы или комплексы элементов-индикаторов, имеющих тесную генетическую связь с оруденением. Эти элементы в пределах рудного горизонта практически всегда входят в состав ореолов, окружающих непосредственно рудные тела. Во вторую группу обособляются элементы, нередко более многочисленные, которые названы нами "спутниками". Ореолы элементов этой группы сопровождают не собственно рудные тела, а рудные зоны целиком. Эти ореолы имеют, как правило, большую эффективную ширину, нежели ореолы элементов-индикаторов, и всегда перекрывают последние. В тех редких случаях, когда удастся опробовать заведомо подрудный горизонт, выделяется группа элементов-индикаторов этого горизонта.

В качестве типичных элементов-индикаторов оловянного оруденения, кроме олова, устанавливаются: вольфрам, медь, индий, иногда висмут, мышьяк, серебро и сурьма. К числу элементов-спутников, характеризующих не рудные тела, а целиком рудные зоны и, вместе с тем, надрудные горизонты, относятся: цинк, свинец, галлий, таллий, ртуть, реже германий, висмут и серебро. Индикаторами подрудного горизонта, как правило, являются более высокотемпературные (энергоёмкие) элементы - литий, в ряде случаев вольфрам (иногда он отсутствует в рудах), тантал, ниобий и некоторые другие. Такое распределение изученных элементов в первичных (эндогенных) ореолах в общих чертах приближается к так называемому универсальному ряду, выделенному Л.Н. Овчинниковым и С.В. Григоряном (1970).

Зональное строение эндогенных ореолов характеризуется специфическим строением, определяемым распределением перечисленных выше групп. На уровне рудного горизонта элементы-спутники оловянного оруденения образуют орео-

лы с максимальной эффективной шириной десятки – первые сотни метров, ореолы элементов-индикаторов располагаются вокруг рудных тел (эффективная ширина – первые десятки метров), а часть элементов-индикаторов (индий, сурьма) практически не выходят за пределы минерализованных зон.

В надрудном горизонте эта зональность в общем сохраняется; ореолы элементов, являющихся индикаторами оруденения, заметно увеличивают свои размеры, растет миграционная подвижность этих элементов и вместо концентрации происходит их рассеяние. Элементы-индикаторы подрудного горизонта в аномальных содержаниях здесь не обнаруживаются.

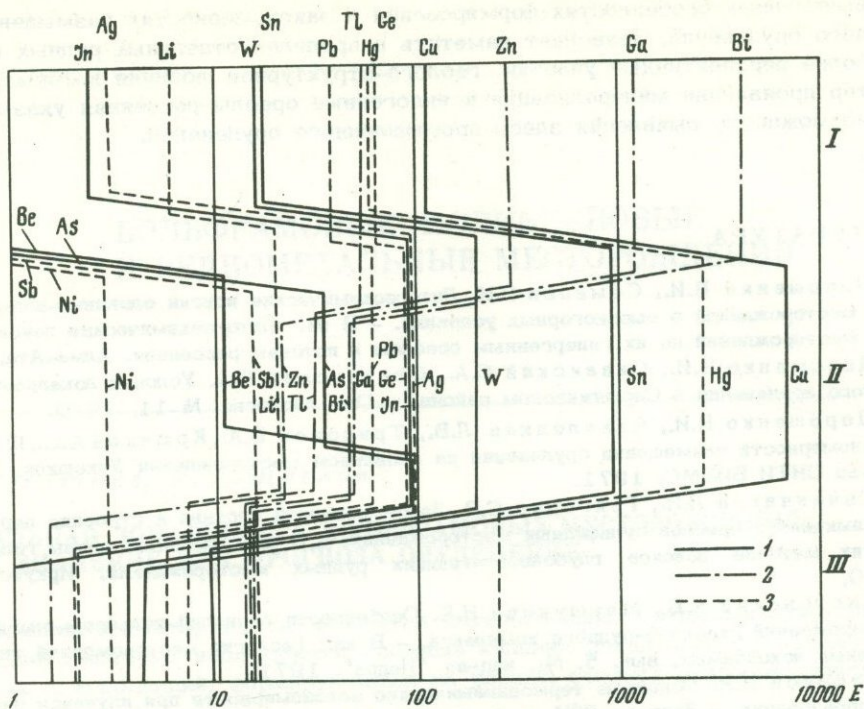
Сказанное хорошо иллюстрируется данными табл. 2 и фиг. 2, где приведено соотношение энергий концентраций (рудообразования) отдельных элементов и их сумм для перечисленных выше групп на месторождении Лесистом. Расчет суммарных затрат энергий для различных групп элементов (индикаторов и спутников) позволяет определять ориентировочно глубину эрозионного среза, а обнаружение специфических индикаторов оловянного оруденения (олово, вольфрама, индий, сурьмы) в пределах комплексных ореолов элементов-спутников делает возможным прогнозирование внутри крупных рудных зон участков, перспективных для обнаружения скрытых рудных тел.

Исходя из изложенного, для прогнозирования скрытого вольфрам-оловянного оруденения была применена следующая методика и последовательность работ:

Таблица 2

Величины энергии рудообразования элементов-индикаторов разных уровней эрозионного среза, месторождение Лесистое (Сафронов, 1966)

Элементы	Надрудная толща	Рудный горизонт	Подрудный горизонт
Надрудные индикаторы			
Цинк	277	20	14
Свинец	37	60	2
Галлий	1190	49	14
Таллий	52	31	1,5
Висмут	4106	48	14
Сумма	5727	293	47,5
Рудные индикаторы			
Олово	17	960	3,5
Вольфрам	16	210	9
Медь	111	6908	4
Индий	2,5	89	-
Серебро	3	94	5,5
Сумма	149,5	8261	22
Подрудные индикаторы			
Литий	6	20	7
Мышьяк	-	34	89
Никель	-	3	3
Прочие	0,2	11	98
Сумма	6,2	68	197



Фиг. 2. Распределение энергий рудообразования элементов в эндогенных ореолах рассеяния

I — надрудная толща, II — рудный горизонт, III — подрудный горизонт

1 — типоморфные комплексы элементов-индикаторов; 2 — типоморфные комплексы элементов-спутников оловянного оруденения, выделяемые по величине энергии рудообразования; 3 — предполагаемые компоненты комплексов

1. Выделение при картировании масштабов 1:25 000 — 1:50 000 площадей развития оловоносных верхнепермских гранитов.

2. Установление крупных зон дислокации и оперяющих их систем трещин скола. При этом особое внимание уделялось крупным трещинам субмеридионального простирания — потенциальным рудолокализирующим структурам.

3. Изучение закономерностей распределения минеральных парагенезисов в зонах трещин север-северо-восточного простирания в эндо- и экзоконтактах массивов лейкократовых субщелочных гранитов верхней перми с целью установления зональности перспективных площадей и выявления промышленного вольфрам-оловянного оруденения.

4. Выявление эндогенных ореолов рассеяния с целью более четкого разграничения специфических групп элементов-индикаторов различных уровней эрозионного среза месторождений, отвечающих по составу и зональному распределению универсальному ряду Овчинникова — Григоряна.

В результате такого комплексного использования геологических, структурных, минералогических и геохимических критериев прогноза и поисков скрытого оруденения было высказано предположение о значительных перспективах северо-восточного и северо-западного участков одного из месторождений, в которых на поверхности вскрывались лишь слабо оруденелые верхние части жил. Проведенные на северо-восточном участке разведочные работы выявили новые промышленные рудные тела, увеличивающие промышленные перспективы месторождения в полтора — два раза. Обнадеживающие результаты получены и по северо-западному участку, где еще только начаты работы по изучению глубоких горизонтов. Учет всех благоприятных факторов, основанных

на выявленных особенностях формирования и закономерностях размещения оловянного оруденения, позволяет наметить в пределах отдельных рудных полей наиболее перспективные участки, геолого-структурная позиция которых, характер проявления минерализации и эндогенные ореолы рассеяния указывают на возможность выявления здесь промышленного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Дорошенко Н.И., Семенов Г.И. Литогеохимические поиски оловянно-вольфрамовых месторождений в высокогорных условиях. – В кн.: Литогеохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968.
- Дорошенко Н.И., Синаиский С.А., Ставинский В.А. Условия локализации оловянного оруденения в Сарыджазском районе. – Сов. геология, № 11, 1970.
- Дорошенко Н.И., Сквалецкая Л.В., Трифонов Б.А., Крючков А.С., Шкиль Н. Закономерности размещения оруденения на оловянном месторождении Учкошкон. М., Изд-во ОНТИ ВИЭМС, 1971.
- Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. – В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970.
- Павловский А.Б., Маршукова Н.К. Особенности бериллий-вольфрам-оловянных месторождений скарново-рудного комплекса. – В кн.: Геология месторождений твердых полезных ископаемых, вып. 5. М., изд-во "Недра", 1971.
- Сафонов Н.И. Основные термодинамические закономерности при изучении энергии рудообразования. – Записки ЛГИ, т. 1, вып. 2. М., изд-во "Недра", 1966.

ВОЛЬФРАМОВЫЕ, МОЛИБДЕНОВЫЕ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д. О. Онтосов, А. Д. Щеглов

ЛОКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ

Вольфрамовые месторождения являются интереснейшими рудными объектами, в пределах которых наблюдаются сложные явления зонального размещения минеральных ассоциаций, формирующихся на разных стадиях рудообразующих процессов.

Вольфрамовые месторождения возникают в различных геотектонических обстановках — подвижных зонах, платформах и областях тектоно-магматической активизации, при этом они локализируются в различных по составу вмещающих породах, причем практически всегда отмечается необыкновенно "чуткая" реакция вольфрама на повышенное содержание окиси кальция в последних. Следует отметить, что для вольфрама весьма характерна способность в рудном процессе к широким геохимическим связям с оловом, молибденом, цинком, свинцом, медью, ртутью, сурьмой, теллуrom, золотом и другими элементами. Все это вместе взятое является своеобразной и благоприятной геологической и физико-химической основой формирования вольфрамовых месторождений, предопределяющей возникновение в последних различных типов зональности.

Локальная зональность проявляется достаточно контрастно в месторождениях скарново-шеелитовой, грейзеновой вольфрамитовой, кварц-(золото)-шеелитовой, молибденит-(шеелит)-вольфрамитовой, кварц-касситерит-вольфрамитовой и кварц-сульфидно-вольфрамитовой формаций и менее отчетливо (или отсутствует совсем) в месторождениях пегматитовой, кварц-вольфрамитовой, киноварно-антимонит-ферберитовой (шеелитовой) формаций.

Применительно к вольфрамовым месторождениям по масштабу проявления можно выделить зональность рудных полей, зональность месторождений и зональность рудных тел.

Наиболее часто наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность рудных полей и месторождений.

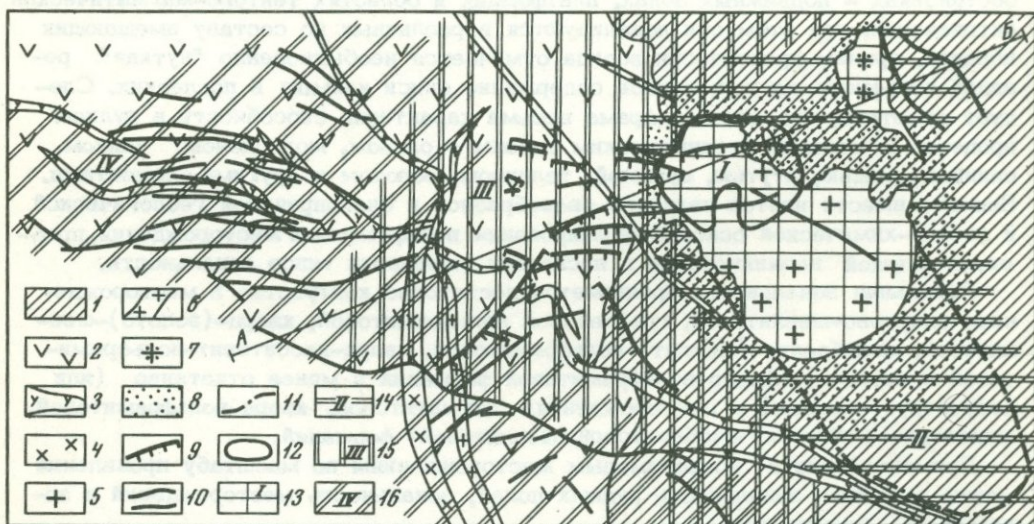
Зональность рудных полей и месторождений

Горизонтальная зональность в пределах рудных полей проявляется, как правило, относительно вскрытых эрозией рудоносных штоков гранитов и выражается в локализации ранних (наиболее высокотемпературных) минеральных комплексов в апикальной части интрузивов и в их ближайшей экзоконтактной зоне, а поздних минеральных ассоциаций — в удаленных от интрузива участках рудного поля. Для месторождений, в которых совместно проявляется вольфра-

мовая и молибденовая минерализация, установлено два типа такой зональности. В первом случае (фиг. 1) в пределах апикальной части рудоносного штока гранитов локализуется молибденитовая минерализация, в ближайшей экзоконтактовой зоне – вольфрамитовая, иногда совместно с молибденитом, а в удаленной зоне – сульфидно-вольфрамитовая (Джидинское, Бом-Горхонское и другие месторождения). Во втором случае наблюдается обратная картина, когда молибденовое оруденение проявляется в экзоконтактовой зоне при развитии вольфрамовой минерализации в самих рудоносных гранитах или вблизи них (Витимское месторождение).

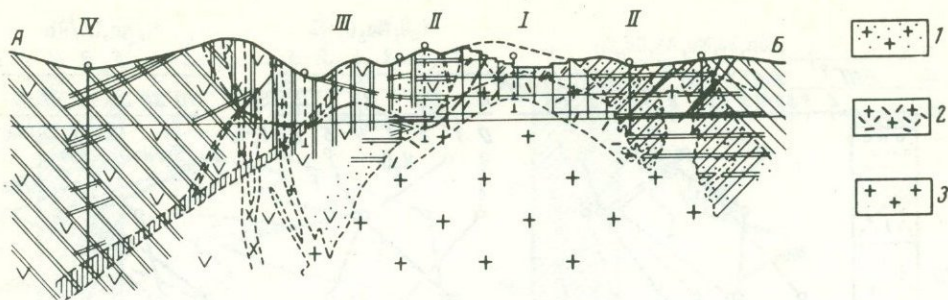
Как особый тип выделяется объемная зональность рудного поля, которая часто проявляется в сочетании с горизонтальной зональностью и выражается в различной глубине распространения оруденения: вертикальная протяженность рудных зон минимальна (80–100 м) в апикальной части интрузива или штока (фиг. 2) и максимальна (600–1000 м) – в удаленной зоне рудного поля. При этом рудные зоны, наблюдаемые в горизонтальном сечении, не повторяются в вертикальном направлении, а закономерно выклиниваются на разных глубинах.

Горизонтальная зональность месторождений четко выражается в локализации разных типов оруденения в породах различного литологического состава. Так, на контакте гранитов и карбонатных пород часто залегают скарново-шеелитовые тела. За их пределами в сланцах, филлитах и других осадочно-метаморфических породах и частично в гранитах распространены многочисленные кварц-вольфрамитовые жилы и, наконец, в эффузивных породах основного состава (порфириды и их туфы) преимущественно развиты кварц-шеелитовые жилы (месторождения Илю и Хуанподи, КНР; Быбочкин, 1965). В ряде месторождений (например, Тырны-Ауз) отмечается приуроченность шеелитово-



Фиг. 1. Схема горизонтальной зональности Джидинского рудного поля

1 – метаморфические сланцы с прослоями эффузивных пород ($Ст_1$); 2 – диориты и кварцевые диориты (Pz); 3 – дайки бостонитов; 4 – дайки плагиигранитов; 5 – биотитовый гранит (Mz); 6 – дайки гранит-порфириров; 7 – гранит-порфиры II фазы; 8 – зона контактового метаморфизма; 9 – кварц-молибденитовые и кварц-гюбнеритовые жилы ранних стадий минерализации; 10 – кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы поздней стадии; 11 – контур продолжения гранитного массива на глубине; 12 – контур молибденового штокверка; 13–16 – минеральные зоны: 13 – штокверковое молибденитовое оруденение (зона I), 14 – штокверковая шеелит-молибденит-гюбнеритовая минерализация (зона II), 15 – штокверковая шеелит-гюбнеритовая минерализация (зона III – Инкурское месторождение), 16 – жильное кварц-сульфидно-гюбнеритовое оруденение (зона IV – Холтосонское месторождение)



Фиг. 2. Глубина распространения минеральных зон Джидинского рудного поля в разрезе по линии А-В

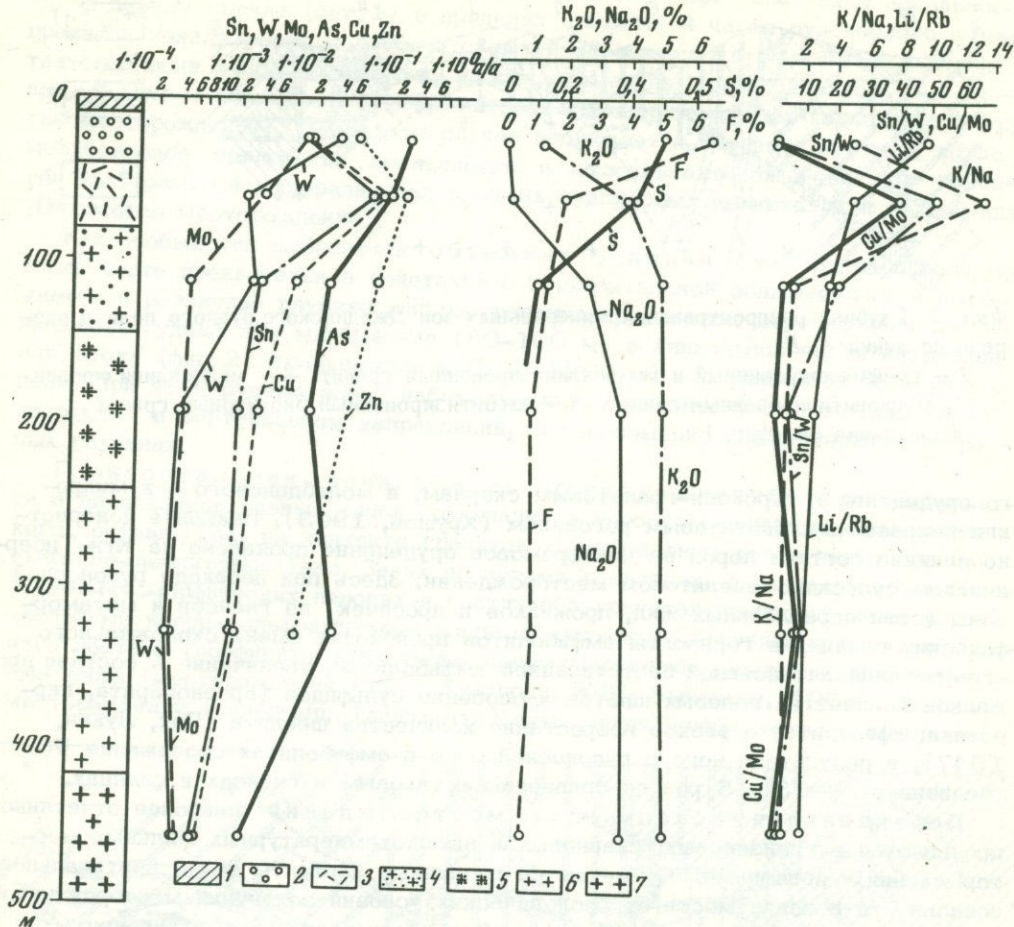
1 — грейзенизированный и микроклинизированный гранит; 2 — микроклинизированный и мусковитизированный гранит; 3 — альбитизированный биотитовый гранит
Обозначения см. фиг. 1

го оруденения к пироксен-гранатовым скарнам, а молибденового — к микроклинизированным биотитовым роговикам (Хрушов, 1963). Наиболее контрастно влияние состава пород на вольфрамовое оруденение проявлено на Кти-Тибердинском сульфидно-шеелитовом месторождении. Здесь при переходе рудоносной зоны (сети параллельных жил, прожилков и просечек) из гнейсов и метаморфических сланцев в горизонты амфиболитов происходят смена околожильного окварцевания интенсивной биотитизацией амфиболитов, увеличение в составе прожилков количества полевых шпатов и особенно сульфидов (арсенопирита, пирротина, сфалерита) и резкое возрастание количества шеелита (Пэк, Лукин, 1947), в результате чего в рудоносной зоне в амфиболитах содержание WO_3 увеличивается в 3 — 5 раз по сравнению с таковым в гнейсах и сланцах.

Вертикальная зональность месторождений наиболее отчетливо проявляется в грейзеновых, скарновых и высокотемпературных жильных месторождениях вольфрама. Намечаются различные варианты такой вертикальной зональности в зависимости от геологических условий залегания месторождений.

Так, в некоторых оловянно-вольфрамовых месторождениях, приуроченных к апикальным частям рудоносных интрузивов, наблюдается смена (сверху вниз) зоны кислотного выщелачивания (грейзены и грейзенизированные граниты) с вольфрамом и оловом зоной мусковитизированных и микроклинизированных гранитов, переходящей на глубине в альбитизированные биотитовые граниты, а в наиболее глубоких частях массива в неизменные биотитовые граниты: Забайкалье (Онтоев, 1972), Циновец, ЧССР (Stemprok, 1960). При этом самая верхняя зона грейзенов сложена либо кварц-топазовой и кварцевой фацией, либо топаз-цинвальдитовой, кварц-топаз-цинвальдитовой, сменяющейся с глубиной кварц-мусковитовой фацией и далее грейзенизированными гранитами.

Весьма примечательно, что максимальное содержание WO_3 , Mo и F в одном из месторождений Забайкалья приурочено к кварц-топазовой и кварцевой фации грейзенов, а олова, меди и цинка — к кварц-мусковитовой фации. Соответственно максимальная величина отношений S/W, Cu/Mo и K/Na характерна для кварц-мусковитовой фации (фиг. 3). Иными словами, вольфрамовое оруденение локализовано в зоне максимального кислотного выщелачивания, тогда как оловянное и медно-цинковое приурочено к зоне кварц-мусковитовых грейзенов, возникших, вероятно, из менее кислых растворов. В целом, зональность в распределении вольфрама и олова в различных фациях грейзенов обусловлена изменением кислотности растворов. В месторождениях также наблюдается близкая к описанной вертикальная зональность измененных гранитов, при этом вольфрам приурочен к самой верхней кварцмусковитовой фации грейзенов и к зоне грейзенизированных гранитов, а бериллий прослеживается на значительно большую глубину, среди альбитизированных и мусковитизированных гранитов (Беус и др., 1962; Сырицо, 1967).

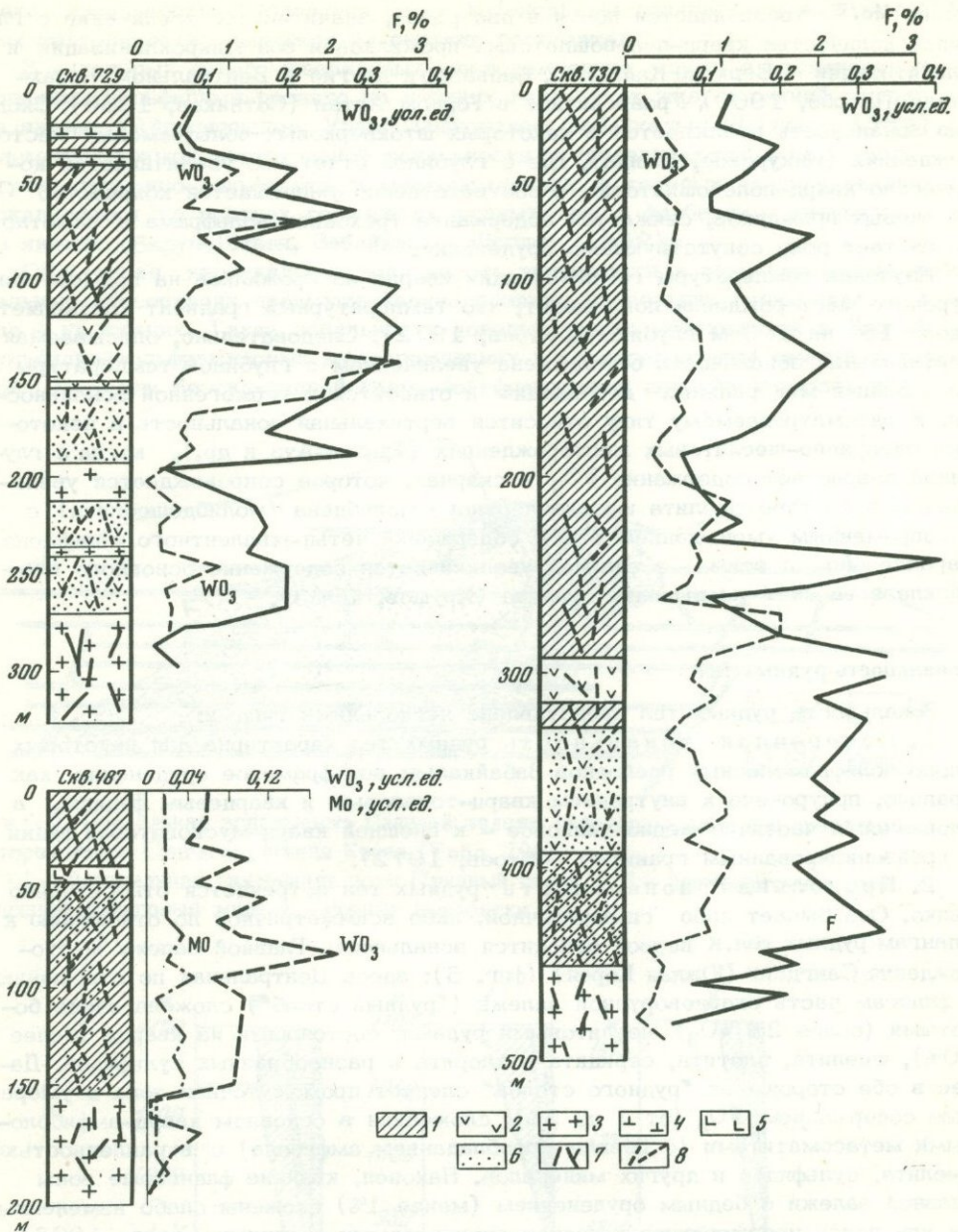


Фиг. 3. Вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов и сопутствующего оруденения Гранитового месторождения Халчерагинского рудного поля, Восточное Забайкалье

1 – роговики и ороговикованные песчаники (Pz); 2 – топазовые, кварц-топазовые и топаз-кварцевые грейзены; 3 – кварц-мусковитовые и мусковитовые грейзены; 4 – грейзенизированные граниты; 5 – микроклинизированные и мусковитизированные граниты порфиروبластовой структуры; 6 – альбитизированные двуслюдяные и биотитовые граниты; 7 – почти неизмененные биотитовые граниты

В некоторых штокверковых вольфрамитовых месторождениях, залегающих в зоне перехода от гранитов во вмещающие породы, богатые основаниями (CaO, MgO, FeO) – диориты, порфириты и метаморфические биотитовые сланцы – наблюдается вертикальная зональность, выражающаяся в том, что при переходе снизу из гранитов во вмещающие породы кварцевые прожилки сменяются кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми, в составе прожилков увеличивается количество пирита, флюорита, гюбнерита и шеелита, что обуславливает резкое возрастание содержаний WO_3 , Mo, F, S (фиг. 4), иногда в 2–5 раз (Онтоев, 1970). Такая зональность, несомненно, обусловлена влиянием на рудный процесс состава вмещающих пород.

В месторождениях, расположенных в надинтрузивной зоне неглубоко (200–300 м) залегающих рудоносных гранитов, наблюдается смена с глубиной жильного и штокверкового вольфрамового оруденения зоной кислотного выщелачивания с вкрапленным оруденением в апикальных частях скрытых массивов гранитов, переходящей затем в зоны микроклинизированных и альбитизирован-



Фиг. 4. Вертикальная зональность Инкурского вольфрамового штокерка (Джида)

1 – метаморфические сланцы (€); 2 – диориты и кварцевые диориты (Pz); 3 – биотитовые граниты (Mz); 4 – дайки сиенит-порфиров; 5 – дайки порфиров, диорит-порфиров и лампрофиров; 6 – зона контактового метаморфизма; 7 – существенно кварцевые прожилки; 8 – кварц-микроклиновые, микроклиновые и кварц-альбит-микроклиновые прожилки

ных гранитов. Характерными примерами являются Иультин (Зильберминц, 1966), Центральный Казахстан (Щерба, 1960), Панаскейрос, Португалия (Clark, 1964) и др.

В штокерковых молибден-вольфрамовых месторождениях, локализующихся во вмещающих породах над глубоко залегающими (более 600–1000 м) интрузивами гранитов, отмечается постепенное уменьшение с глубиной трехоксида вольфрама при отчетливом возрастании содержаний молибдена (при этом отно-

шение Mo/W увеличивается почти в два раза), значительное увеличение с глубиной количества кварц-полевошпатовых прожилков и зон микроклинизации и альбитизации - Верхние Кайракты, Байназар и другие в Центральном Казахстане (Шерба, 1960), Узарсайское в Горном Алтае (Сотников, 1966). Сходная зональность наблюдается в некоторых штокверковых вольфрамовых месторождениях (Инкурское, Джида), где с глубиной отчетливо увеличивается количество кварц-полевошпатовых и соответственно уменьшается количество кварцевых прожилков, снижается содержание трехоксида вольфрама и заметно возрастает роль сопутствующего оруденения.

Изучение температуры гомогенизации кварца из прожилков на примере Инкурского месторождения показывает, что температурный градиент составляет около 18° на 100 м глубины (Онтоев, 1972). Следовательно, описываемая вертикальная зональность обусловлена увеличением с глубиной температуры образования минеральных ассоциаций и относится к термогенной зональности. К рассматриваемому типу относится вертикальная зональность в некоторых скварново-шеелитовых месторождениях (Тырны-Ауз и др.), когда с глубиной возрастает содержание WO_3 в скарнах, которое сопровождается увеличением в составе шеелита шестивалентного молибдена (молибдошеелита) с одновременным уменьшением в нем содержания четырехвалентного молибдена. Параллельно с этим в скарнах увеличивается содержание основного плагиоклаза за счет уменьшения граната (Хрушов, 1963).

Зональность рудных тел

Зональность рудных тел представлена несколькими типами:

1. Поперечная зональность рудных тел характерна для некоторых олово-вольфрамоносных грейзенов Забайкалья: вольфрамовое оруденение, как правило, приурочено к внутренним кварц-топазовым и кварцевым фациям, а оловянное и частично медно-цинковое - к внешней кварц-мусковитовой фации и грейзенизированным гранитам (Онтоев, 1972).

2. Продольная зональность рудных тел встречается относительно редко. Она бывает либо симметричной, либо асимметричной по отношению к флангам рудных тел. К первой относится зональность Главной залежи месторождения Сангдонг (Южная Корея) (фиг. 5): здесь Центральная по отношению к флангам часть скарноворудной залежи ("рудный столб") сложена очень богатыми (более 2% WO_3) шеелитовыми рудами, состоящими из кварца (более 60%), шеелита, биотита, серицита и хлорита и разнообразных сульфидов. Далее в обе стороны от "рудного столба" следует промежуточная зона с умеренным содержанием WO_3 (от 1 до 2%), сложенная в основном кварц-амфиболовыми метасоматитами (с резким преобладанием амфибола) с вкрапленностью шеелита, сульфидов и других минералов. Наконец, крайние фланговые зоны Главной залежи с бедным оруденением (менее 1%) сложены слабо измененными или почти неизмененными гранат-диопсидовыми скарнами (Yohn, 1963). Сходная, но менее контрастная зональность наблюдается в скварново-шеелитовом месторождении Восток-2, где богатые кварц-шеелитовые и кварц-сульфидно-шеелитовые руды образуют линзо- и жилообразные тела среди пироксеновых и амфибол-плагиоклазовых скарнов (Степанов, 1971).

Возникновение рассматриваемого типа зональности связано с наложенным на скарны процессом кислотного выщелачивания и образованием за счет скарнов кварцевых, кварц-мусковитовых, кварц-биотитовых и биотитовых фаций грейзенов с богатым вольфрамовым оруденением.

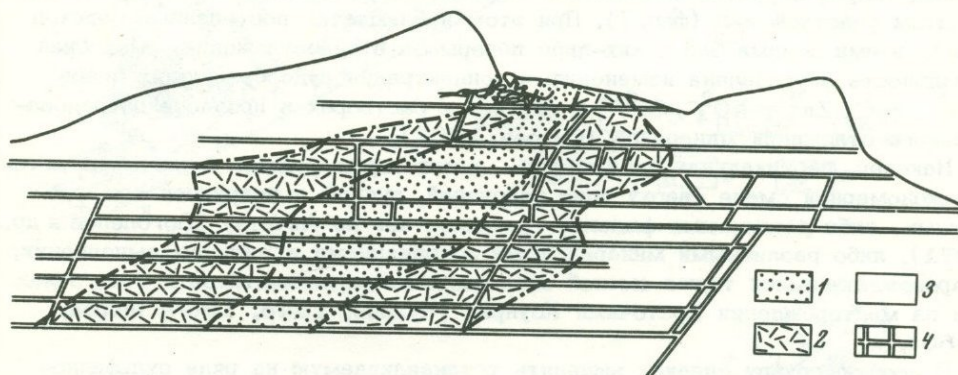
3. Вертикальная зональность рудных тел в различных месторождениях проявлена достаточно разнообразно.

По пространственному положению ранних и поздних минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела, могут быть выделены различные типы вертикальной зональности. Прямая, когда ранние минеральные ассоциации локализованы на нижних горизонтах, а поздние - на верхних (фиг. 6) как на Букукинском и Холтосонском месторождениях в Забайкалье (Щеглов, 1956; Антоев, 1966).

Такая зональность обусловлена более интенсивным проявлением внутримагматических тектонических подвижек на верхних горизонтах.

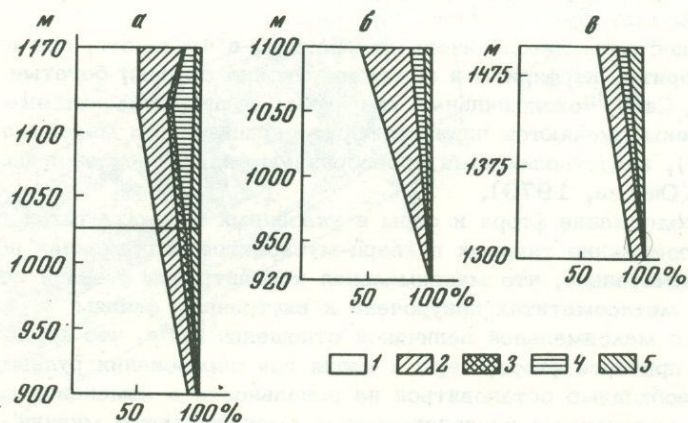
В некоторых золото-шеелитовых месторождениях золото в ассоциации с поздними сульфидами развито на верхних горизонтах жил, а ранний шеелит — на нижних (Айдырлинское, Урал; Пашковское, Забайкалье; Щеглов, 1964). Элементы прямой вертикальной зональности устанавливаются в некоторых ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях, в которых поздняя киноварь локализуется на верхних горизонтах рудных тел, а ферберит и антимонит — на нижних (Барун-Шивея, Забайкалье; Щеглов, 1959).

Обратная вертикальная зональность выражается в том, что ранние минеральные ассоциации преимущественно развиты на верхних горизонтах, а поздние — на нижних. Такая зональность довольно часто наблюдается в жильных сульфидно-вольфрамитовых месторождениях и характеризуется сменой с глубиной мало- или безсульфидной кварц-вольфрамитовой ассоциации более поздней,



Фиг. 5. Продольная зональность Главной залежи скарново-сульфидно-шеелитового месторождения Сангдонг, Южная Корея (Yohn, 1963)

1 — центральная внутренняя зона ("рудный столб"); 2 — промежуточная зона, 3 — внешние фланговые зоны, 4 — горные выработки



Фиг. 6. Прямая вертикальная зональность кварц-сульфидно-гюбнеритовых жил Букукинского (а — жила № 37, б — жила "Озерная") и Холтосонского (в — жила № 103) месторождений Забайкалья

1 — крупнокристаллический кварц II с гюбнеритом I, пиритом, сфалеритом и др.; 2 — мелко- и среднезернистый кварц II с гюбнеритом II, сфалеритом, галенитом, триплитом, родохрозитом и др.; 3 — мелкозернистый гребенчатый кварц III с флюоритом и пиритом; 4 — сахаровидный кварц IV; 5 — халцедоновидный кварц V с кальцитом и флюоритом

часто богатой сульфидами (сфалерит, пирротин, халькопирит, сложные сульфосоли висмута и свинца), что обуславливает возрастание с глубиной содержания халькофильных элементов — Bi, Zn, Pb, Cu и др. (Букука, Белуха, Бом-Горхон в Забайкалье; Синьхуашань в КНР). При этом в одних случаях с глубиной происходит смена висмутита, развитого на верхних горизонтах, преимущественно сложными сульфосолями висмута и свинца — козалитом, лиллианитом, галено-висмутитом и другими, что указывает на возрастание щелочности растворов (Годовиков, 1972; Кляхин, 1968). В других случаях имеет место смена с глубиной высокосернистой сульфидной ассоциации (висмутин-пиритовой) мало- или бессернистой ассоциацией — пирротин, самородный висмут, сульфотеллуриды висмута, свидетельствующая о возрастании с глубиной восстановительных условий среды минералообразования.

Концентрическая вертикальная зональность в некоторых кварц-сульфидно-вольфрамитовых жилах выражается в образовании зоны существенно сульфидных (пирит-пирротин-халькопирит-сфалеритовых) руд вокруг богатых вольфрамитом участков жил (фиг. 7). При этом наблюдается постепенный переход между этими зонами без каких-либо перерывов в рудоотложении. Подобная зональность обусловлена изменениями концентрации рудообразующих ионов (Mn^{2+} , Fe^{2+} , Zn^{2+} , WO_4^{2-} , Cu^{2+} и других) в растворах в процессе последовательного отложения минералов (Онтоев, 1962).

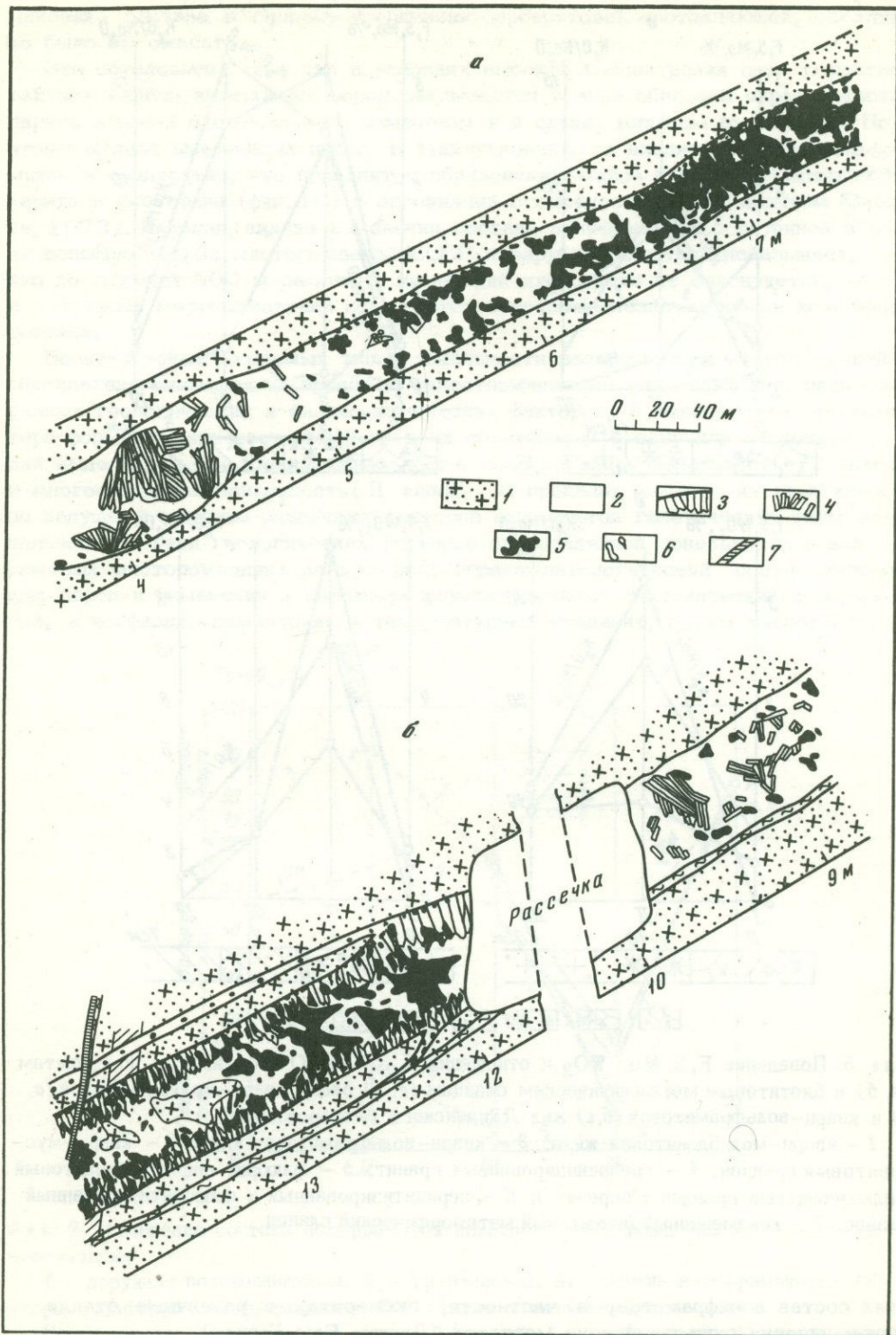
Наконец, вертикальная зональность в некоторых рудных телах выражается в закономерной смене сверху вниз надрудной, рудной и подрудной зон, сложенных либо различными фациями грейзенов как на Акчатау (Боголепов и др., 1971), либо различными минеральными ассоциациями в жильном выполнении, сопровождающимися также сменой околожильных метасоматитов в этих зонах как на месторождении Восточный Коунрад (Чухров, 1948, 1964; Щерба, 1960).

В особую группу следует выделить устанавливаемую на ряде сульфидно-вольфрамитовых месторождений зональность околорудных метасоматитов, которая на разных месторождениях проявляется неодинаково и во многом предопределяется характером вмещающих пород. В однородных по литологическому составу породах обычно наблюдается зональное размещение различных фаций околорудных грейзенов вокруг рудных тел, иногда происходит смена с глубиной внутренних фаций грейзенов внешними и сравнительно редко — зоной калишпатовых метасоматитов.

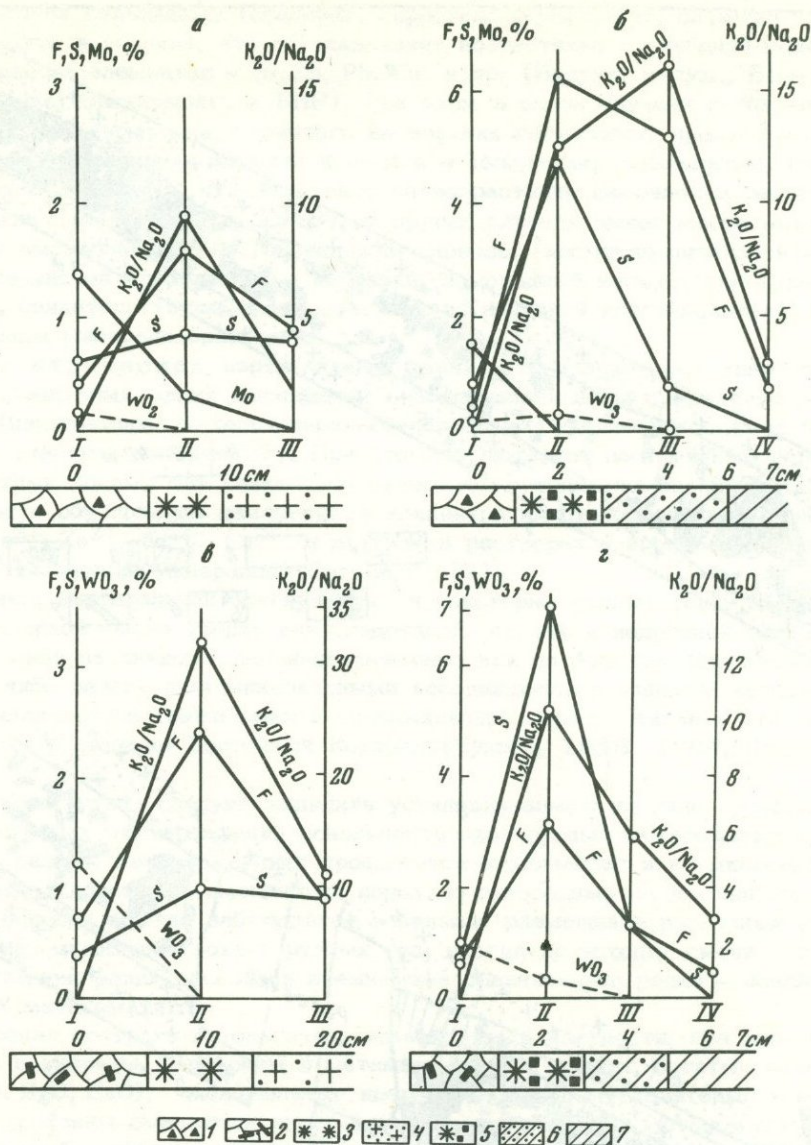
В породах пестрого литологического состава, в частности, при переходе из гранитов в диориты, порфириды и метаморфические сланцы, богатые основаниями (FeO , MgO , CaO), околожильные кварцевые, кварц-мусковитовые и мусковитовые грейзены сменяются пирит-флюорит-серичитовыми метасоматитами ("березитами"), представляющими своеобразную фацию грейзенов по указанным породам (Онтоев, 1970).

При этом содержание фтора и серы в указанных метасоматитах в 3-4 раза превосходит содержание таковых в кварц-мусковитовых грейзенах по гранитам (фиг. 8). Примечательно, что максимальная концентрация фтора и серы в рассматриваемых метасоматитах приурочена к внутренним фациям и, как правило, совпадает с максимальной величиной отношения K/Na , что свидетельствует о совместном привносе фтора, серы и калия при образовании рудных жил.

Наконец, необходимо остановиться на зональности в изменении состава вольфрамитов. Отдельными исследователями высказываются мнения, что состав вольфрамитов в основном зависит либо от температуры (Öelsner, 1954; Letuwein, 1959; Хасин, 1949), либо от состава вмещающих пород (Барабанов, 1967) или от кислотности — щелочности растворов. Вместе с тем другие исследователи (Левитский, 1939; Чухров, Ермилова, 1964; Онтоев, 1962) отмечают зависимость состава вольфрамитов от состава самих растворов. Так, в частности, выяснено, что в некоторых сульфидно-вольфрамитовых месторождениях, сформированных в различные стадии минерализации, состав вольфрамитов закономерно меняется от ранней к поздней стадии в сторону возрастания гюбнеритовой составляющей (фиг. 9). Вместе с тем в других месторожде-



Фиг. 7. Зональная смена богатых вольфрамитовых руд существенно сульфидными в жиле № 7 Букуинского месторождения по восстающему № 2 (а) и уклонке № 2 (б)
 1 - грейзенизированный гранодиорит; 2 - крупнокристаллический кварц I; 3 - то же гребенчатой текстуры; 4 - крупнотаблитчатые агрегаты вольфрамита; 5 - включения, гнезда и неправильные обособления сульфидных минералов - сфалерита, пирита, пирротина, халькопирита и висмутина; 6 - гнезда кальцита; 7 - поздний халцедоновидный кварц



Фиг. 8. Поведение F, S, Mo, WO_3 и отношения K_2O/Na_2O в грейзенах по гранитам (а, б) и биотитовым метаморфическим сланцам (в, г) около кварц-молибденитовой (а, в) и кварц-вольфрамитовой (б, г) жил Джидинского месторождения

1 - кварц-молибденитовая жила; 2 - кварц-вольфрамитовая жила; 3 - кварц-мусковитовый грейзен; 4 - грейзенизированный гранит; 5 - флюорит-пирит-серцитовый мелкозернистый грейзен ("березит"); 6 - серцитизированный и флюоритизированный сланец; 7 - неизмененный биотитовый метаморфический сланец

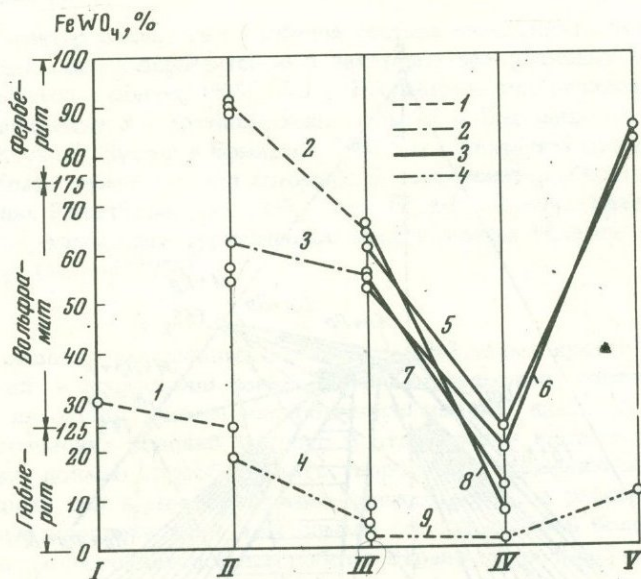
ниях состав вольфрамитов, в частности, губернита, в различные стадии минерализации существенно не меняется (Джида, Бом-Горхон).

В некоторых мало- и бессульфидных кварц-вольфрамитовых месторождениях отмечается отчетливое увеличение (не более чем в 2 раза) содержания ферберитового компонента в вольфрамитах при переходе жил из гранитов во вмещающие породы. Однако эта закономерность не проявляется в сульфидно-вольфрамитовых месторождениях. Здесь губерниты при переходе жил и прожилков из гранитов в диориты и биотитовые метаморфические сланцы, богатые железом (Джидинское, Бом-Горхонское и другие), практически не испытывают из-

менения состава в сторону увеличения ферберитовой составляющей, как можно было бы ожидать.

Это обусловлено тем, что в условиях высокой концентрации серы в растворах все железо вмещающих пород связывается в виде обильной вкрапленности пирита в зонах околожильного изменения и в самом жильном выполнении. Поэтому железо вмещающих пород в этих условиях не входит в состав вольфрамитов (и сфалеритов), что приводит к образованию мало- и безжелезистых гюбнеритов и клейофанов (фиг. 10) в ассоциации с высокосернистым пиритом (Онтоев, 1973). Наконец, анализ изменения состава вольфрамитов с глубиной в ряде вольфрамитовых месторождений СССР и зарубежных стран показывает, что до глубины 500 м заметных изменений их состава не фиксируется, хотя в отдельных месторождениях отмечаются некоторые незначительные колебания состава.

Возникновение различных типов зональности вольфрамовых месторождений обусловлено влиянием на процессы рудоотложения многих сложных и разнообразных геологических и физико-химических факторов. В зависимости от характера формирования месторождений и их образования в одну или несколько стадий выделяются два класса зональности: одностадийная зональность (I класс) и многостадийная зональность (II класс). В пределах каждого из этих классов по ведущему влиянию различных факторов выделяются генетические типы зональности. Среди геологических факторов одностадийной зональности в вольфрамовых месторождениях важную роль играют литологический состав вмещающих пород и изменения в характере внутривыходных тектонических деформаций, а из физико-химических – температурный градиент, режим кислотности –



Фиг. 9. Изменение состава вольфрамитов некоторых месторождений по стадиям минерализации

I – дорудная полевошпатовая, II – грейзеновая, III – кварц-вольфрамитовая, IV – кварц-сульфидно-вольфрамитовая, V – стадия халцедоновидного кварца

Вольфрамиты месторождений разных формаций: 1 – грейзеновой, 2 – кварц-вольфрамитовой, 3 – кварц-сульфидно-вольфрамитовой, 4 – молибденит-сульфидно-вольфрамитовой

месторождения (цифры в кружках): 1 – Восточный массив (Сырица, 1967); 2 – Лянхуашань (Li Tung, 1959); 3 – Иультинское (Лугов, 1955); 4 – Бом-Горхонское (Шмураева, 1968); 5 – Белухинское (данные авторов); 6 – Букукинское (данные авторов); 7 – Караобинское (Ермилова, 1964); 8 – Коктенкульское (Чухров, Ермилова, 1964); 9 – Джидинское (данные авторов)

щелочности растворов, изменения концентрации компонентов в растворах и окислительно-восстановительного потенциала.

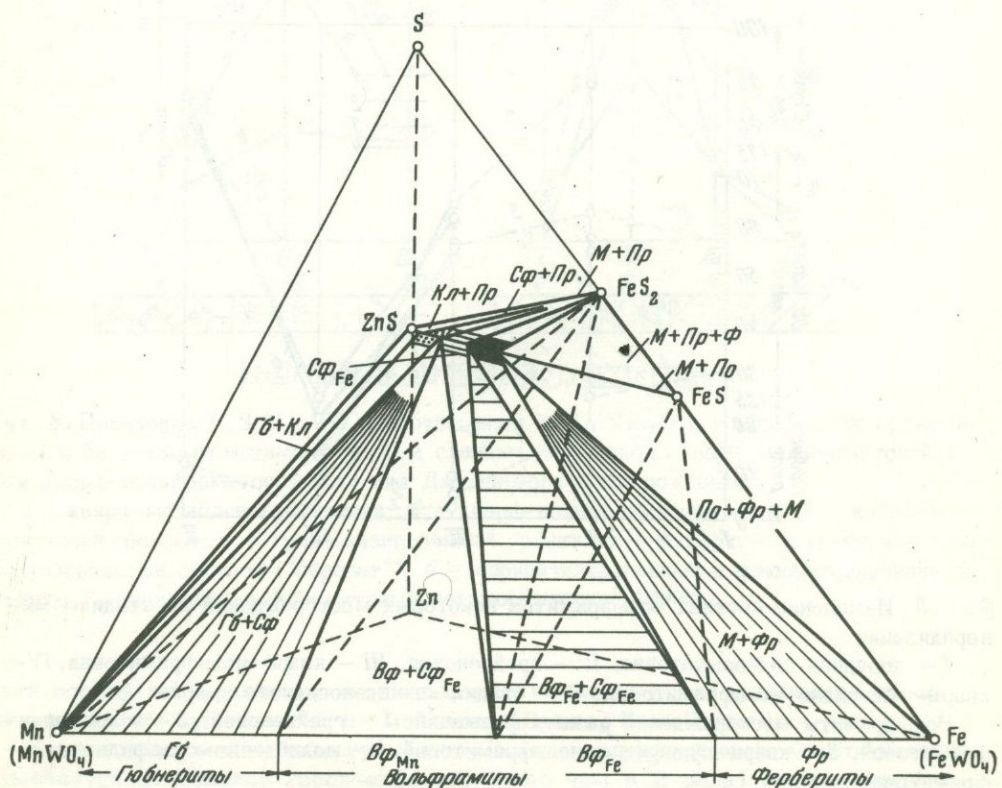
Установленные закономерности в проявлении различных типов зональности вольфрамовых месторождений могут быть использованы для целей прогноза и, в частности, для поисков скрытого оруденения:

а) при сходном характере горизонтальной зональности в пределах рудных полей и месторождений и закономерном возрастании глубины оруденения по мере удаления от рудоносных гранитов можно ожидать продолжения на значительную глубину (600–1000 м) вольфрамового оруденения в удаленных от интрузива участках рудного поля и возможность обнаружения здесь скрытых рудных тел (Джида, Бом-Горхон);

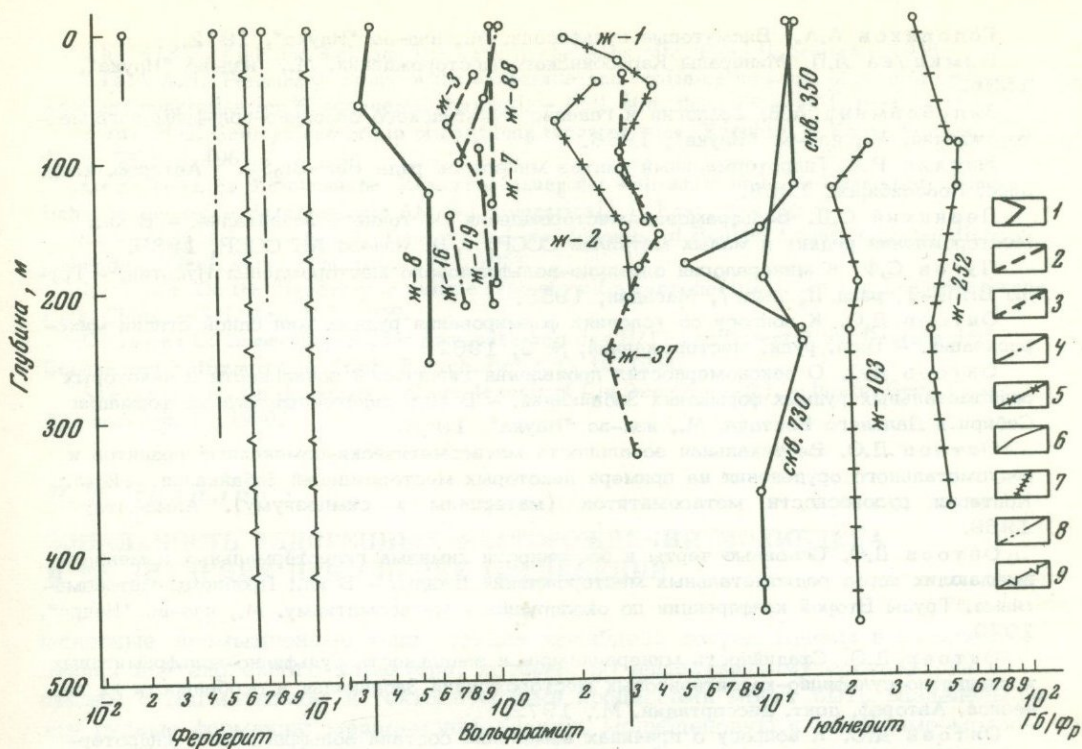
б) типы вертикальной зональности месторождений в апикальной части рудоносных гранитоидов и в надинтрузивной зоне скрытых на глубине гранитных массивов могут быть использованы при оценке степени эрозионного среза месторождений и перспектив оруденения (в том числе и скрытого) на глубину;

в) различные типы вертикальной зональности рудных тел, часто в сочетании с зональностью околорудных метасоматитов, позволяют предсказывать глубину распространения оруденения в известных рудных телах и возможность обнаружения новых скрытых рудных тел в разных частях месторождений и в целом более эффективно направлять поисково-разведочные работы; г) наличие ореола

г) наличие ореола повышенных содержаний фтора и серы во вмещающих породах, особенно в надинтрузивной зоне, а также широкое развитие интенсивно пиритизированных и флюоритизированных пород среднего и основного состава, являются хорошими индикаторами при поисках скрытого оруденения сульфидно-вольфрамитового и сульфидно-шеллитового типов.



Фиг. 10. Диаграмма состава и парагенезисы минералов в системе $Mn-Fe-Zn-WO_3-S$. Фр - ферберит, $Вф_{Fe}$ - вольфрамит железистый, $Вф_{Mn}$ - вольфрамит марганцевистый, Гб - гюбнерит, М - марматит, $Сф_{Fe}$ - сфалерит железистый, Сф - сфалерит, Кл - клейофан, Пр - пирит, По - пирротин



Фиг. 11. Характер изменения с глубиной состава вольфрамитов (отношения гюбнеритовой составляющей к ферберитовой) в некоторых вольфрамовых месторождениях: 1 - Иультинское (Лугов, 1955); 2, 3 - Букуинское месторождение (данные авторов): 2 - пологопадающие, 3 - крутопадающие жилы; 4 - Белужинское (данные авторов); 5 - Северный Коунрад (Чухров и Ермилова, 1964); 6 - Инкурский штокерк (данные авторов); 7 - Холтосонское (данные авторов); 8 - антимонит-ферберитовые месторождения: а, б - Горная Рача (Чичинадзе, 1945), в - Боулдер Каунти (Loving, Tweto, 1953); 9 - ферберит-касситерит-турмалиновые месторождения Боливии: г - Чохья, д - Чикоте-Гранде (Ahlfeld, 1958)

Использование выявленных и охарактеризованных кратко выше общих закономерностей в проявлении зональности вольфрамовых месторождений для целей прогноза на основе применения обычного метода аналогий с учетом конкретных геологических условий каждого в отдельности взятого вольфрамового месторождения, должно способствовать творческому решению задач по выявлению новых рудных тел и месторождений, прежде всего, в районах уже действующих горнорудных предприятий и тем самым способствовать более эффективному проведению геологоразведочных работ в стране на вольфрамовое сырье.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В.Ф. Минералогия и генезис вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1967.

Беус А.А., Северов Э.А., Ситнина А.А., Субботин К.Л. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.

Боголепов Г.В., Маринкин А.С., Куликовский А.С., Шурунов М.В., Гуляева Н.Я. Строение, состав и распределение оруденения в основных грейзеновых телах редкометалльного месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971.

Быбочкин А.М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., "Недра", 1965.

- Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли. М., изд-во "Наука", 1972.
- Ермилова Л.П. Минералы Караобинского месторождения. М., изд-во "Наука", 1964.
- Зильберминц А.В. Геология и генезис Иульгинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., изд-во "Наука", 1966.
- Кляхин В.А. Гидротермальный синтез минералов ряда $PbS-Bi_2S_3$. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1968.
- Левецкий О.Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. - В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР, т. II. Изд-во АН СССР, 1939.
- Лугов С.Ф. К минералогии оловянно-вольфрамового месторождения Иульгин. - Труды ВНИИ-1, разд. II, вып. 7, Магадан, 1955.
- Онтоев Д.О. К вопросу об условиях формирования рудных жил одной стадии минерализации. - Геол. рудн. месторождений, № 3, 1962.
- Онтоев Д.О. О закономерностях проявления гипогенной зональности в некоторых редкометалльных рудных формациях Забайкалья. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., изд-во "Наука", 1966.
- Онтоев Д.О. Вертикальная зональность метасоматически-измененных гранитов и редкометалльного оруденения на примере некоторых месторождений Забайкалья. - В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов (материалы к симпозиуму). Алма-Ата, 1969.
- Онтоев Д.О. Основные черты и особенности химизма гидротермальных изменений вмещающих пород редкометалльных месторождений Джиды. - В кн.: Проблемы метасоматизма. Труды Второй конференции по околорудному метасоматизму. М., изд-во "Недра", 1970.
- Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность сульфидно-вольфрамитовых и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья и особенности их генезиса. Автореф. докт. диссертации. М., 1972.
- Онтоев Д.О. К вопросу о причинах изменения состава вольфрамитов в гидротермальных месторождениях. - В кн.: Геология, минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1973.
- Пэк А.В., Лукин Л.И. Структура и генезис месторождения Кти-Тиберда (Кургашин-Чат). - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, петр. серия, вып. 84, № 27, 1947.
- Сотников В.И. Опыт систематики вольфрамового и молибденового оруденения Алтае-Саянской геосинклинальной области. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., изд-во "Наука", 1966.
- Степанов Г.Н. Скарны и грейзены месторождения Восток-2. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971.
- Сырицо Л.Ф. Вольфрамовая минерализация одного из редкометалльных месторождений Забайкалья. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1967.
- Хасин Р.А. О зональности изоморфного ряда ферберит - гюбнерит. - Докл. АН СССР, 64, № 1, 1949.
- Хрущов Н.А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I. Прага, 1963.
- Чухров Ф.В. Восточно-Коунрадское месторождение, как представитель кварцево-молибденовой формации Центрального Казахстана. - Сов. геология, № 31, 1948.
- Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. - Труды ИГЕМ, вып. 50, 1960.
- Чухров Ф.В., Ермилова Л.П. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формации Центрального Казахстана. - В кн.: Проблемы генезиса руд. М., изд-во "Недра", 1964.
- Щеглов А.Д. К вопросу о вертикальной зональности некоторых вольфрамовых месторождений Забайкалья. - Труды ИГЕМ, вып. 3, 1956.
- Щеглов А.Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. - Записки Всес. минер. об-ва, 88, вып. 1, 1959.
- Щеглов А.Д. К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Востока СССР. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 107, 1964.
- Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Шмураева Л.Я. Вольфрамовая минерализация Бом-Горхонского месторождения. - В кн.: Второе совещание по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1968.
- Чичинадзе К.И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. М., Изд-во АН СССР, 1945.

Ahlfeld F. Zink und Wolfram. Die metallische Rohstoffe. Band II. Stuttgart, 1958.

Clark A.H. Preliminary study of the temperature and confining pressure of granite emplacement and mineralisation Panasqueira, Portugal. — Bull. Min. Met., 73, p. 694, 1964.

Yohn M.G. Geology and origin of Sangdong tungsten mine, Republic of Korea. — Econ. Geol., 58, N 8, 1963.

Leutwein F. Die chemische Zusammensetzung der Wolframite und ihre Lagerstättenkundliche Bedeutung. — Acta geologica AK. Sci. Hungarica., 1, Fasc. 1-4, 1959.

Lovering T.S., Tweto C. Geology and ore deposits of Boulder County tungsten district, Colorado. — Geol. Surv., prof. paper, 245, 1953.

Li Tung. On the discovery of sulfide type of wolframitescheelite deposit in Eastern Kwangtung, China. — Sci. Rec, N 5, 1959.

Oelsner O. Bemerkungen über Anwendbarkeit des H/F-Koeffizienten zur Deutung der Genese von Wolframiten. — Frieb. Forsch. Hefte, C. 10, 1954.

Stemprok M. On the genesis of ore deposit of Cinobec (Zinwald). — Intern. Geol. Congr., XXI sess, pt. 16, 1960.

В. Т. Покалов

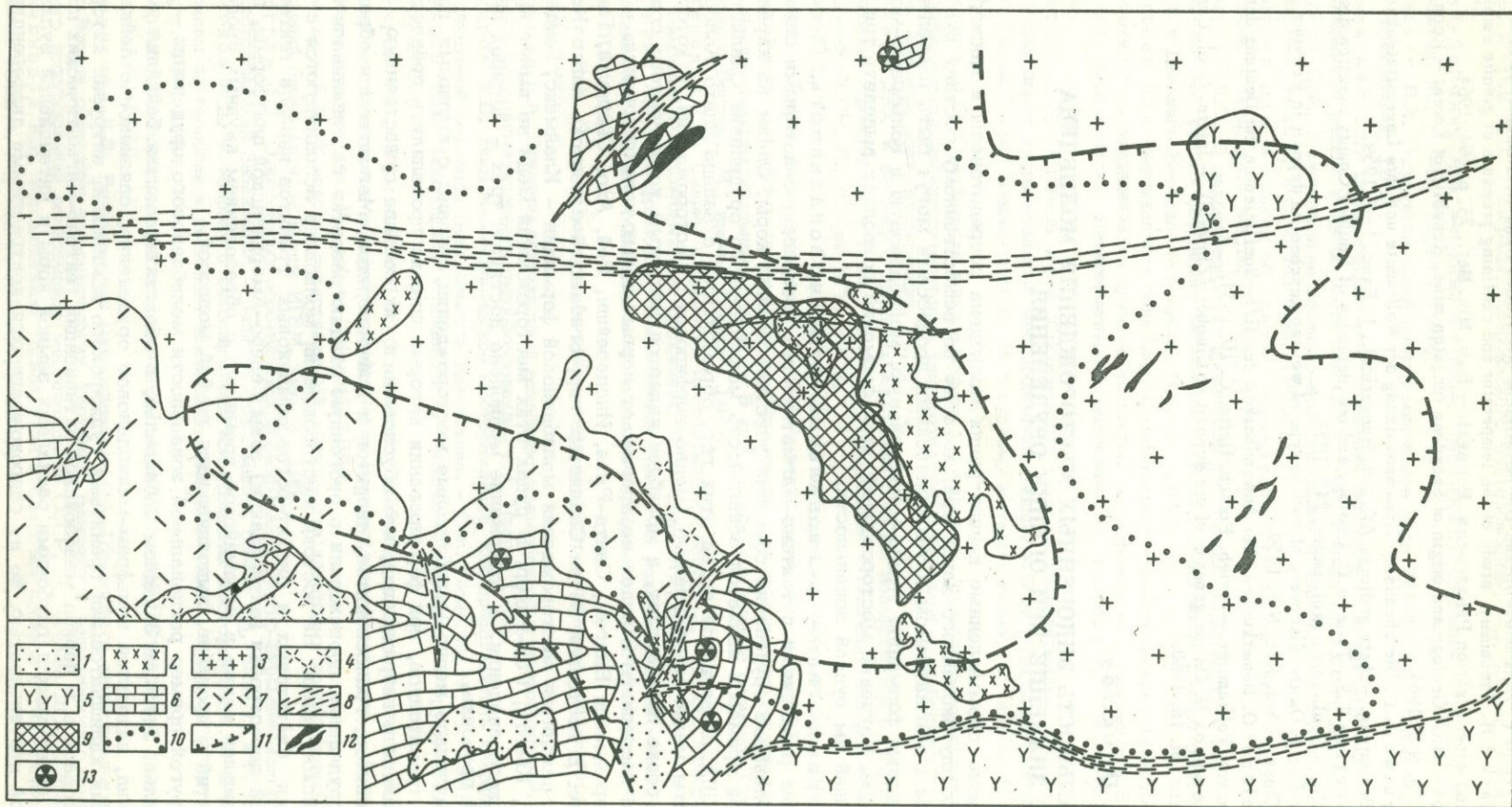
ЗОНАЛЬНОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ОЦЕНКЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Основные промышленные концентрации молибдена сосредоточены в месторождениях плутоногенного характера, которые по вещественному составу руд и связям с магматизмом и тектоническими процессами могут быть разделены на три рудные формации: медно-молибденовую, молибденовую и вольфрамо-молибденовую. Изучение месторождений этих формаций позволяет выделить три типа присущей им рудной зональности.

Первый тип — региональная рудная зональность. Она обусловлена различиями в тектоно-магматических процессах, с которыми связано молибденовое оруденение соседних участков земной коры. Одним из характерных ее примеров является зональность молибденового оруденения Скалистых гор США. В западной ветви этих гор, обрамляющей с запада плато Колорадо, развиты медно-молибденовые (медно-порфировые) месторождения, в которых медь резко преобладает, а молибден является попутным компонентом; содержание последнего в рудах не превышает первых сотых долей процента. Это месторождения Бингем, Санта-Рита, Инсперейшн, Рей, Ахо, Сьеррита, Глоб и другие. В восточной ветви Скалистых гор, огибающей с востока плато Колорадо, находятся месторождения молибденовой формации — Клаймекс, Гендерсон, Юред, Квеста, Ред-Ривер. В рудах этих месторождений медь не имеет практического значения, а содержание молибдена достигает трех — четырех десятых долей процента.

На западе медно-молибденовые месторождения связаны с крупными плутонами гранитоидов, при формировании которых широко проявлялись процессы ассимиляции и гибридизации, что обусловило в их составе существенную роль монзонитов, граносиенитов, диоритов и гранодиоритов. Магматизм и образование оруденения происходили в орогенную стадию развития геосинклинали в ларамийское время. На востоке месторождения молибдена ассоциируются с плутонами биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов периода тектонической перестройки (активизации) зоны Северо-Американской платформы, происходившей также в ларамийское время, но с образованием крупных сводовых поднятий и прогибов, выполнявшихся грубой молассой.

Другой пример региональной зональности молибденового оруденения — Забайкалье. Здесь, в Западном Забайкалье, в областях развития байкалитид и каледонид, находится вольфрамо-молибденовое оруденение, связанное с лейкократовыми калишпатовыми гранитами гуджирского комплекса, интрузии которых образовались в период мезозойской активизации тектоно-магматических процессов, начинавшихся глубокими расколами земной коры и интенсивной вулканической деятельностью, но не сопровождавшихся контрастными дифференцирован-



ными блоковыми движениями. Вольфрам-молибденовые месторождения широко распространены в бассейне р. Джиды, откуда прослеживаются на восток, в бассейны рр. Чикоя и Уды и далее на северо-восток по Удино-Витимской тектонической зоне вплоть до Калокана. Кроме того, эти месторождения распространяются на северо-запад от Удино-Витимской зоны до р. Муи и оз. Байкал в районе нижнего течения р. Баргузин.

К востоку от этой территории, в районах верхнего течения Уды и между-речья Шилки и Олекмы, а также в хребтах Становом и Джугджур, находятся месторождения молибденовой формации. Они связаны с плутонами биотит-роговообманковых гранитов средне-верхнеюрского и мелового возраста, внедрившимися в поднятия периода мезозойской активизации области Монголо-Охотского пояса. Здесь процессы тектоно-магматической активизации, в отличие от западно-забайкальских, начинались формированием крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся морской и континентальной молассой мощностью до 6-7 тыс. м. Затем поднятия распались на блоки, испытавшие дифференцированные движения, с образованием небольших приразломных впадин, заполнявшихся в основном вулканогенным материалом; в это же время внедрялись молибденоносные граниты и накапливались породы трахиандезитовой формации.

Поскольку содержания молибдена в рудах месторождений медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой формации обычно не превышают 0,06-0,1% (имеется в виду штокверковый тип оруденения, на котором базируется современная промышленность), а в месторождениях молибденовой формации они достигают 0,3-0,4%, то становится очевидным, что районирование территорий по формационным типам молибденовых месторождений имеет большое практическое значение. Так, сходство геологического развития в мезозое территорий Восточного Забайкалья и хребтов Станового и Джугджур позволило нам положительно оценить последние в отношении выявления месторождений молибденовой формации.

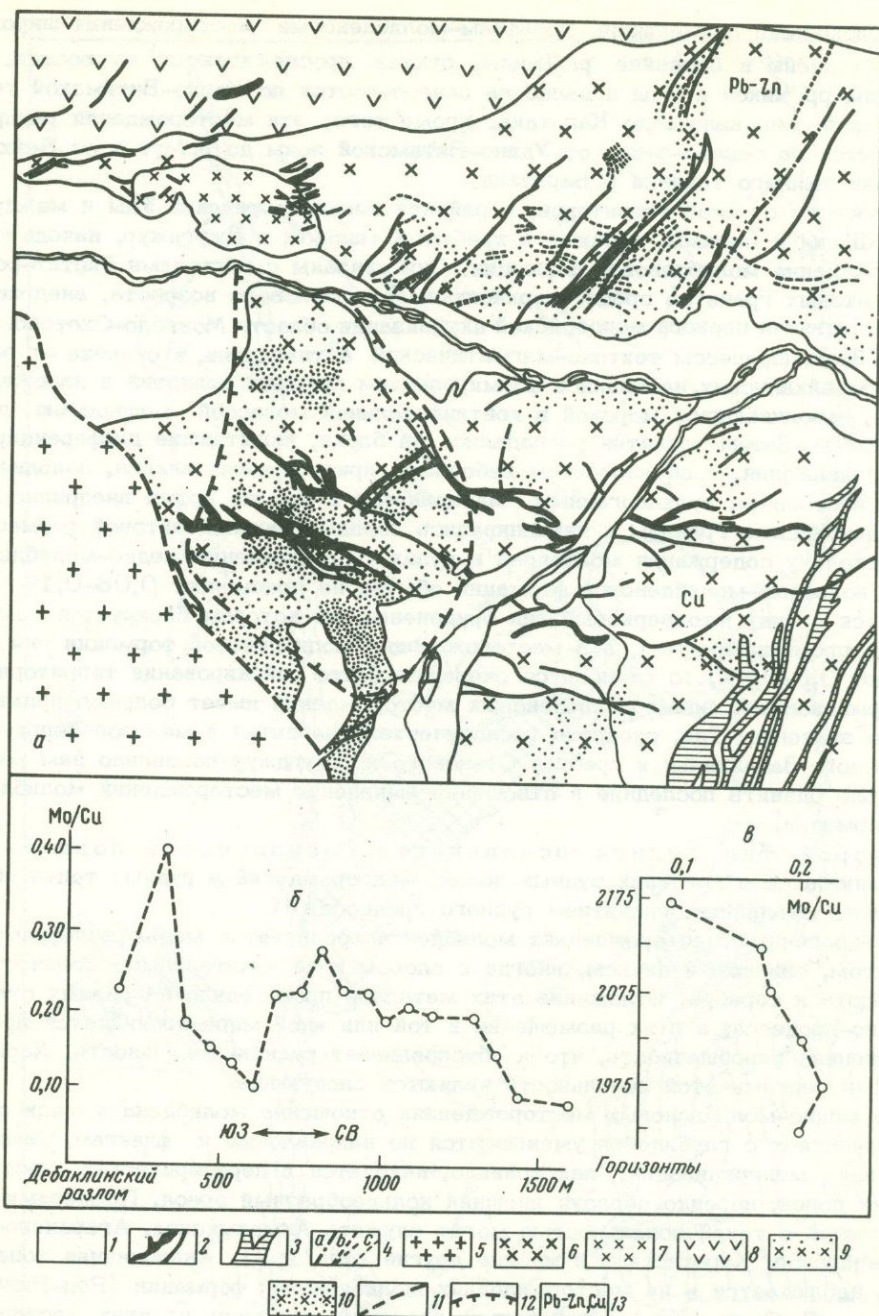
Второй тип рудной зональности - зональность локальная, проявляющаяся в пределах рудных полей, месторождений и рудных тел и обусловленная стадийным развитием рудного процесса.

В эндогенных месторождениях молибден ассоциирует с медью, вольфрамом, висмутом, свинцом и цинком, иногда с оловом и незначительными количествами золота и серебра. Отложение этих металлов происходило на разных стадиях рудного процесса, а в их размещении в той или иной мере проявляется пространственная разобщенность, что и обуславливает рудную зональность. Характерными чертами этой зональности являются следующие.

На медно-молибденовых месторождениях отношение молибдена к меди обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Свинцово-цинковая минерализация, как правило, находится в периферических частях рудных полей, нередко образуя внешний кольцеобразный ореол. Примерами месторождений с такой зональностью могут служить Алмалыкское, Агаракское, Каджаранское, Каратасское и многие другие (фиг. 1, 2). Аналогичная зональность наблюдается и на месторождениях молибденовой формации (Ред-Ривер, Жирекен, Давенда и др.) с той только разницей, что медь на этих месторождениях проявлена очень слабо (фиг. 3, 4).

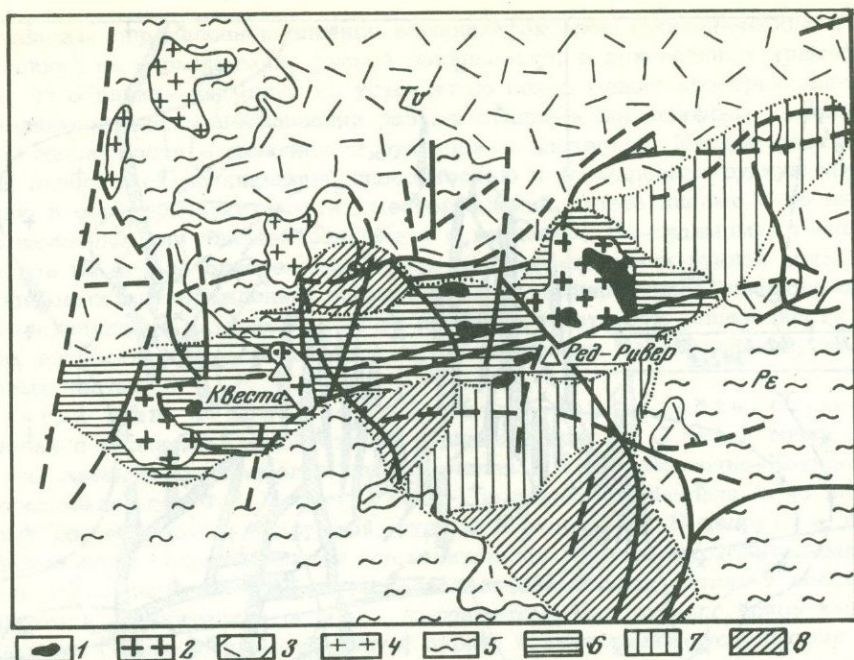
Фиг. 1. Карта первичных ореолов Алмалыкского медно-молибденового месторождения. Составлена по материалам А.Г. Хваловского и др.

1 - отложения мелового возраста; 2 - гранодиорит-порфиры позднегерцинского возраста; 3 - сиенит-диориты и диориты герцинского возраста; 4 - гранодиорит-порфиры; 5 - пироксеновые порфириты среднекаменноугольного возраста; 6 - карбонатные породы девонского возраста; 7 - кварцевые порфиры девонского возраста; 8 - зоны разрывных тектонических нарушений; 9 - медно-молибденовая минерализация; 10 - ореол меди и молибдена; 11 - ореол свинца; 12 - свинцово-цинковые рудные тела; 13 - рудопоявления свинца



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта (а) Каджаранского медно-молибденового месторождения и графики изменения отношений средних содержаний молибдена к средним содержаниям меди по горизонтам (б) и вертикальным разрезам (в), ориентированным параллельно Дебаклинскому разлому (составлены по данным С.А.Мовсеяна и материалам Каджаранской ГРП)

1 - аллювиально-делювиальные отложения; 2 - гранодиорит-порфиры II этапа; 3 - гранодиорит-порфиры I этапа; 4 - жильные породы: а - минетты амфиболовые, б - спессартиты, в - аплиты; 5 - порфириновые граниты и гранодиориты; 6 - монцониты; 7 - диориты; 8 - нижнеэоценовые андезитовые порфириты; 9 - среднеизмененные монцониты; 10 - сильноизмененные монцониты; 11 - Дебаклинский разлом; 12 - граница рудной минерализации; 13 - проявления меди, свинца и цинка



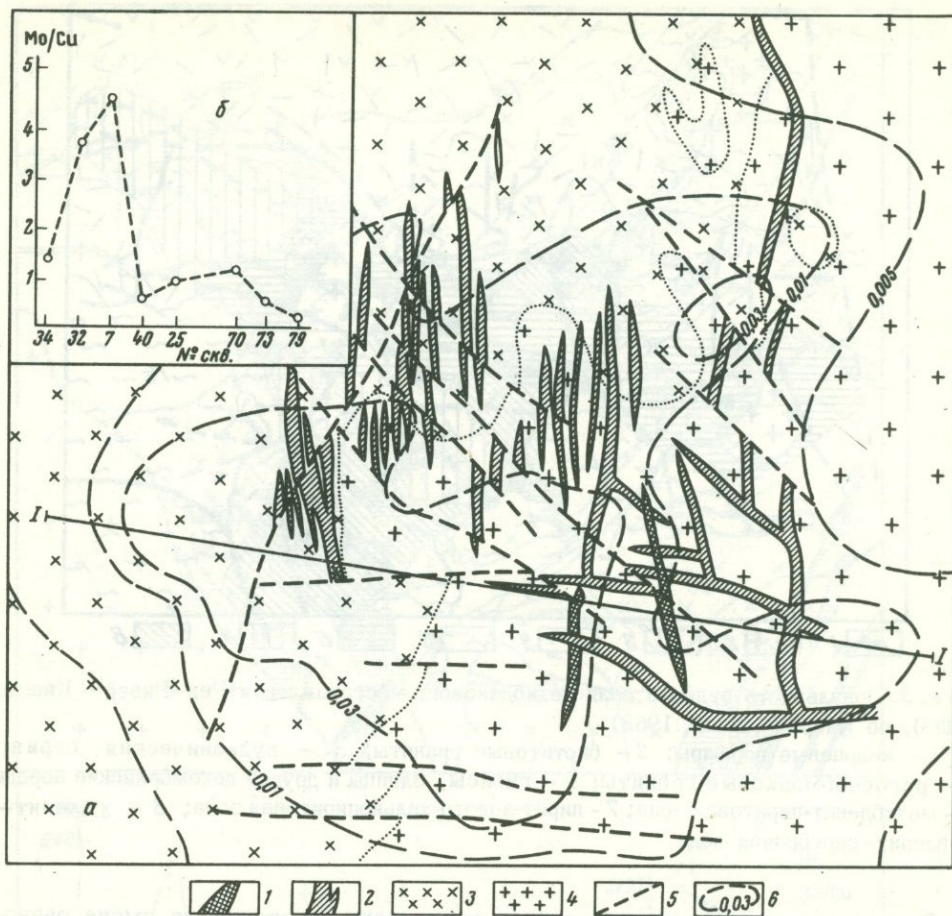
Фиг. 3. Зональность рудного поля молибденового месторождения Ред-Ривер – Квеста (США), по Кларку (Clark, 1968)

1 – кварцевые порфиры; 2 – биотитовые граниты; 3 – вулканическая серия; 4 – роговообманковые граниты; 5 – гнейсы, сланцы и другие докембрийские породы; 6 – молибденит-пиритовая зона; 7 – пирит-золото-халькопиритовая зона; 8 – галенит-сфалерит-серебряная зона

Во всех названных месторождениях происходит закономерная смена раннего, высокотемпературного оруденения, расположенного в центре или на одном из флангов месторождения, более поздним средне- и низкотемпературным, расположенным по периферии. Вместе с падением температуры рудоотлагавших растворов к концу рудного процесса повышалась их кислотность, о чем свидетельствует усиление степени мусковитизации и серицитизации вмещающих пород на поздних стадиях рудного процесса и появление в связи с ними флюорита.

Зональность месторождений вольфрам-молибденовой формации предстает в ином виде. На верхних горизонтах и на флангах месторождений или рудных полей сосредоточены максимальные концентрации вольфрама и висмута, в то время как максимальные концентрации молибдена находятся в центральных частях месторождений и на более низких горизонтах, т.е. вольфрам и висмут располагаются дальше от предполагаемого источника оруденения, чем молибден. На месторождениях жильного типа разобщенность этих металлов выражена наиболее контрастно, вплоть до их полного разделения в пространстве. На месторождениях штокверкового типа зональность представляется как несовпадение максимумов концентраций молибдена, с одной стороны, с максимумами концентраций вольфрама и висмута, с другой. При этом молибден пространственно обычно теснее связан с апикальными частями гранитных материнских плутонов, в то время как вольфрам и висмут располагаются в более далеких экзоконтактовых зонах.

Свинцово-цинковая минерализация на вольфрам-молибденовых месторождениях менее распространена, чем на медно-молибденовых и молибденовых. Обычно она связана с отложениями карбонатов и часто находится на самых нижних горизонтах месторождений. Охарактеризованная зональность проявлена в Восточно-Коунрадском рудном поле, в месторождениях Джидинском, Коктенкольском, Джанетском, Югодзърь, Сьерро-Асперезис и др. (фиг. 5, 6).



Фиг. 4. Схема геологического строения Жирекенского месторождения (а) и график изменения отношений средних содержаний молибдена к средним содержаниям меди по скважинам в профиле I—I (б)

1 — дайки диоритовых порфиров; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — мелкозернистые порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 4 — средне- и крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 5 — разрывные тектонические нарушения; 6 — изолинии содержаний молибдена















На вольфрам-молибденовых месторождениях молибден выделялся из ранних и наиболее высокотемпературных растворов, производивших обычно слабую мусковитизацию вмещающих пород. Вольфрам и висмут отлагались более поздними, менее высокотемпературными, но наиболее кислыми растворами, вызывавшими грейзенизацию пород и образование флюорита и топаза. Свинцово-цинковая минерализация связана с деятельностью низкотемпературных слабощелочных или близнеутральных растворов, отлагавших карбонаты.

Рудную зональность, при которой поздняя и низкотемпературная минерализация расположена на нижних горизонтах месторождений, обычно называют обратной. Для молибденовых месторождений впервые ее описал Н.А. Хрущов (1953) на примере жильного Умальтинского месторождения, где для верхних горизонтов кварцевых жил весьма характерной была ассоциация крупночешуйчатого молибденита с вольфрамитом. Как молибденит, так и вольфрамит не создавали промышленных концентраций. Средние горизонты жил, в результате наложения на них более позднего мелкочешуйчатого молибденита, характеризовались высокими содержаниями молибдена, а нижние горизонты были непромышленными, и на них местами накладывалась карбонатная минерализация со свинцом и цинком.

3

Mo-W

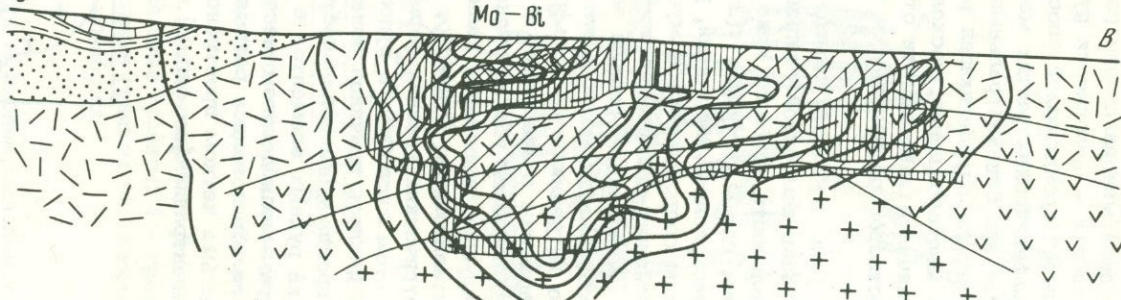
B

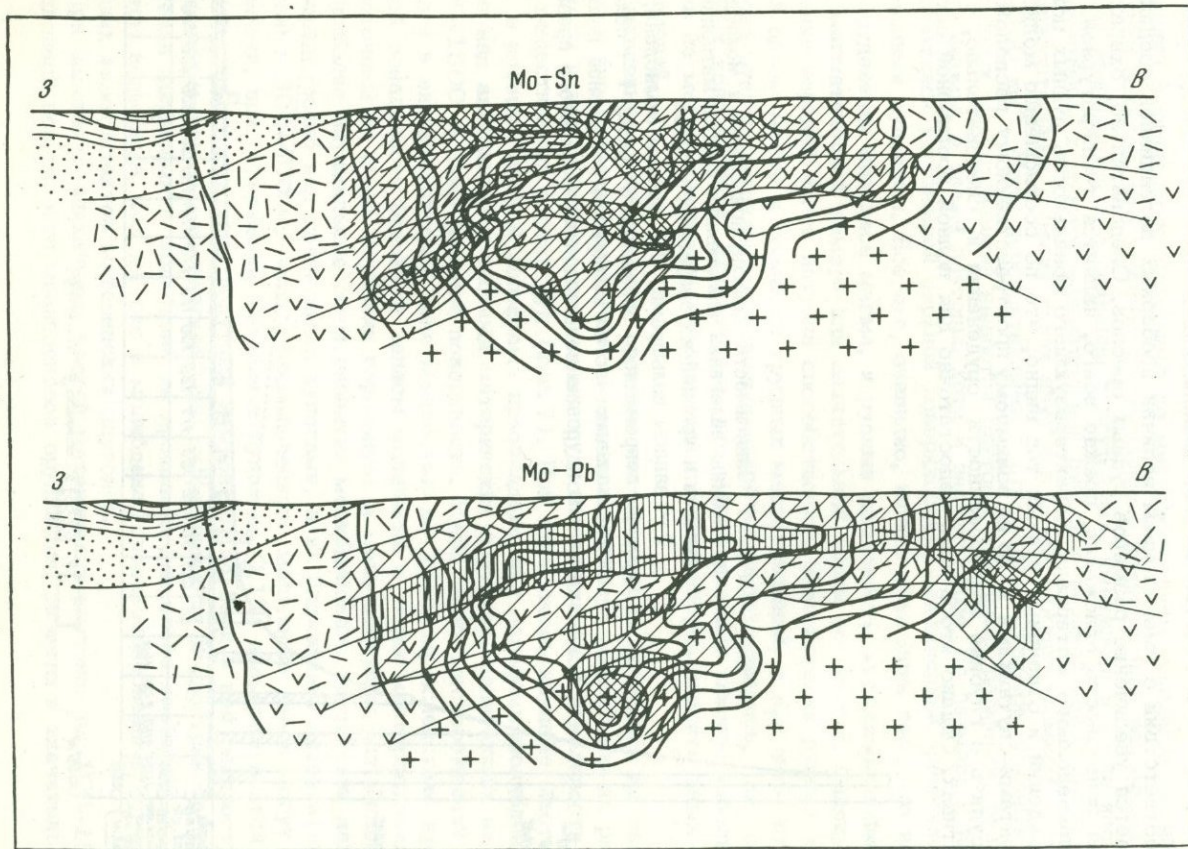
- | | | | |
|--|---|--|----|
|  | 1 |  | 8 |
|  | 2 |  | 9 |
|  | 3 |  | 10 |
|  | 4 |  | 11 |
|  | 5 |  | 12 |
|  | 6 |  | 13 |
|  | 7 |  | 14 |

3

Mo-Bi

B





Фиг. 2. Изолинии содержаний молибдена, вольфрама, висмута, олова, свинца в разрезе через штокерское вольфрам-молибденное месторождение

1 – мраморизованные известняки; 2 – глинистые и кремнисто-углистые сланцы, переходящие в верхней части разреза в мергели и кремнистые известняки; 3 – песчаники и алевролиты с прослоями туфов кварцевых порфиров; 4 – липаритовые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы; 5 – дацитовые порфиры; 6 – андезитовые порфиры и их туфы; 7 – лейкократовые граниты; 8 – разрывные тектонические нарушения; 9 – изолинии содержаний молибдена; 10–14 концентрации сопоставляемых металлов от высоких содержаний к низким

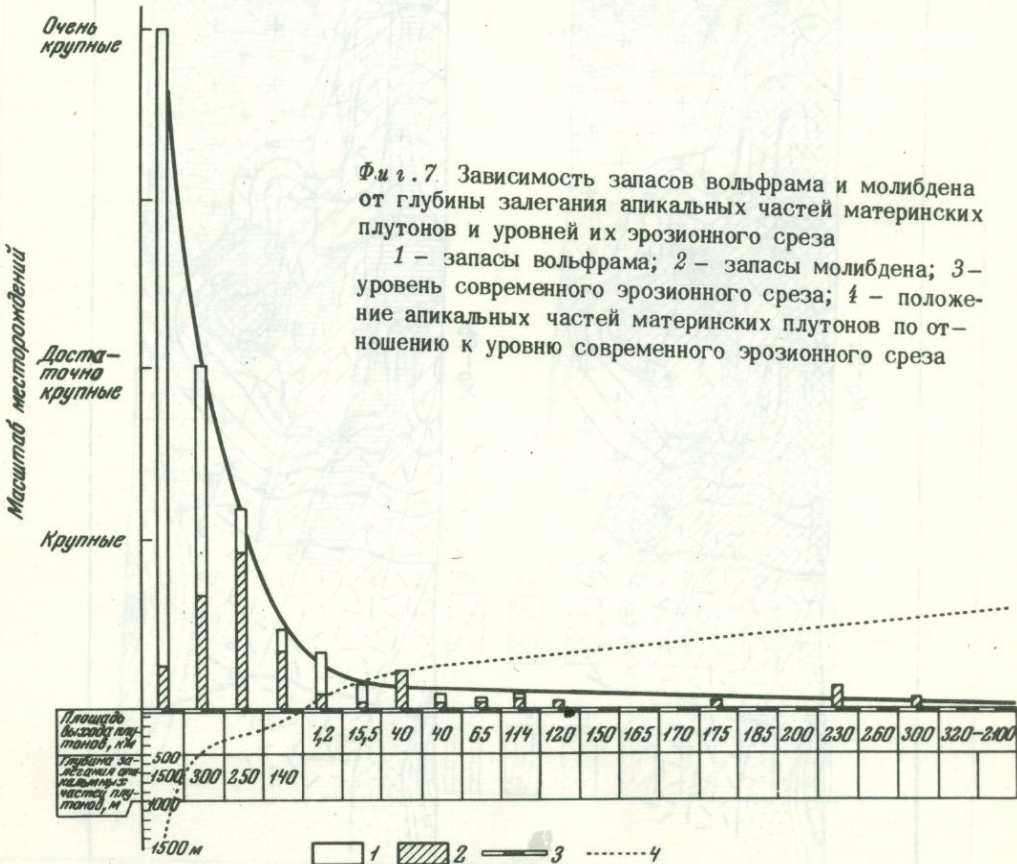
вольфрама; размеры ореола висмута определены менее крупными, но они, вероятно, значительно занижены из-за недостаточной чувствительности применявшегося метода анализа; наименьшими по размерам являются ореолы олова и бериллия. По-видимому, размеры ореолов во многом определяются длительностью состояния равновесия элемента в растворе, чем дольше элемент находится в гидротермальном растворе в состоянии равновесия, тем больше у него возможности для более широкого распространения в породах и создания более крупного ореола. О направленности геохимических процессов можно судить по величине изобарного потенциала, являющейся функцией температуры и давления. При этом для твердых кристаллических тел главный фактор ее изменения — температура.

В рассмотренном случае порядок выделения минералов-носителей указанных металлов находится в соответствии с уменьшением величин их изобарных потенциалов:

Мусковит	- 128 - 130 ккал/моль (Sn);
Вольфрамит	54 - 56 ккал/моль (W);
Висмутин	11 - 12 ккал/моль (Bi).

В соответствии с уменьшением величин изобарных потенциалов соединений наблюдается увеличение размеров рудных ореолов. Следовательно, охарактеризованная зональность отложения, прежде всего, является температурной.

Из приведенного материала, характеризующего зональность рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел видно, что по соотношению молибдена с элементами-спутниками и по их взаимному пространственному расположению можно судить о глубине эродированности оруденения и, следовательно, о его перспективах. Однако этого явно недостаточно для полной прогнозной оценки



Фиг. 7. Зависимость запасов вольфрама и молибдена от глубины залегания апикальных частей материнских плутонов и уровней их эрозионного среза

1 — запасы вольфрама; 2 — запасы молибдена; 3 — уровень современного эрозионного среза; 4 — положение апикальных частей материнских плутонов по отношению к уровню современного эрозионного среза

оруденения, и тем более, для оценки нескрытого оруденения. С бóльшим основанием это можно сделать, определив его геологические позиции.

Около 70% медно-молибденовых месторождений расположено в пределах материнских плутонов пестрого состава, 20% - в их ближайшем экзоконтакте и 10% - в далеком экзоконтакте. В последнем случае рудные тела обычно залегают в вулканогенных породах и иногда контролируются жерлами вулканов. В эндоконтактных зонах глубина распространения оруденения достигает 1000-1200 м от кровли плутонов.

Месторождения монометалльных молибденовых руд ассоциируют с плутонами биотит-роговообманковых гранитов. Рудоносными являются экзо- и эндоконтактные зоны с соответственной мощностью до 700-1000 м и до 500-600 м.

Вольфрам-молибденовые месторождения связаны с плутонами субшелочных калишпатовых лейкократовых гранитов. Большая часть оруденения находится в экзоконтактных зонах, мощностью до 1000-1500 м, в то время как мощность оруденелых эндоконтактных зон обычно не превышает 200-250 м. Максимальный размах оруденения, установленный на месторождениях всех трех рудных формаций, достигает 1000-1500 м. Наиболее крупные месторождения обычно тяготеют к апикальным частям материнских плутонов.

Анализ фактического материала по месторождениям вольфрам-молибденовой формации показал, что крупные промышленные концентрации вольфрама и молибдена выявляются в ассоциации с плутонами, имеющими в плане изометричные очертания и простое однокупольное строение верхней поверхности. Площади горизонтальных сечений таких плутонов по их нижним кромкам составляют 100-300 км². Мало перспективными в отношении выявления крупных промышленных месторождений являются плутоны небольших размеров, резко удлиненной формы, а также плутоны, хотя и значительные по размерам, но характеризующиеся уплощенной верхней поверхностью, осложненной многочисленными небольшими куполами. Все это, очевидно, можно объяснить тем, что источником оруденения являлась магма, и рудные компоненты мобилизовывались по всей магматической камере или значительной части ее объема. Однокупольное строение верхней части плутона способствовало концентрации рудных компонентов в одном месте и созданию крупных месторождений, а при ином строении плутона рудные компоненты в значительной мере рассеивались, не образуя крупных концентраций. Естественно, что магматические камеры небольших размеров не могли обеспечить образование сколько-нибудь значительных рудных проявлений.

Выявленные к настоящему времени месторождения находятся на разных уровнях эрозионного среза, что в значительной мере обусловило их разные размеры и как следствие проявления рудной вертикальной зональности - разный вещественный состав руд (фиг. 7). При этом очень крупные месторождения, в которых запасы вольфрама преобладают над запасами молибдена, находятся над апикальными частями материнских плутонов, залегающих на глубинах 1000-1500 м ниже дневной поверхности. Руды таких месторождений расположены в экзоконтактной зоне мощностью до 1500 м; вследствие проявлений рудной зональности основные запасы молибдена в таких месторождениях сосредоточены на очень глубоких горизонтах и мало доступны для эксплуатации.

Наиболее оптимальные зоны развития молибденового оруденения находятся непосредственно над гранитными куполами, в их ближайшем экзоконтакте мощностью в 300-400 м; запасы промышленного молибдена здесь могут быть крупными, при содержании металла в рудах до 0,1%; вольфрам в этой зоне обычно присутствует как попутный компонент, но если в ней распространены карбонатные породы, то вертикальная дифференциация в пространственном размещении вольфрама и молибдена не проявлена или слабо проявлена и основные запасы вольфрама, так же как и молибдена, сконцентрированы в породах ближайших экзоконтактов материнских плутонов.

При залегании апикальных частей материнских плутонов на 100-150 м ниже дневной поверхности молибденовое оруденение развито в значительной мере,

а вольфрамовое – в основном эродировано; в этом случае месторождения менее крупные.

В апикальных частях плутонов, едва вскрытых эрозией, обычно развиты месторождения жильного типа мелких и средних размеров, в которых иногда между жильным пространством занято штокверковым оруденением со значительными запасами полезных компонентов, хотя и в бедных рудах.

Гранитные плутоны, обнаженные на площади свыше 100–150 км², как правило (за редким исключением), не сопровождаются промышленным молибденовым оруденением.

Статистика показывает, что вероятность встречи промышленных (по содержанию молибдена) месторождений составляет: в связи с плутонами, не вскрытыми эрозией и залегающими на глубинах свыше 150 м – 20%; в связи с обнаженными плутонами – на площади до 10 км² – 10%, от 10 до 20 км² – 6%, свыше 20 км² – 3–5%.

Принимая во внимание значительную изученность гранитных массивов, введенных на дневную поверхность, можно заключить, что в связи с ними вряд ли можно ожидать открытия новых промышленных месторождений. Поэтому поисковые работы следует направлять на выявление месторождений, связанных с плутонами, не вскрытыми эрозией, апикальные части которых залегают на глубине свыше 150 м ниже дневной поверхности.

Установленную зависимость масштабов вольфрам–молибденового оруденения от морфологии, размеров и глубины залегания (или эрозионного среза) материнского плутона, в определенной мере можно распространить и на месторождения молибденовой и медно–молибденовой формаций. Однако с учетом того, что мощность оруденелых эндоконтактных зон материнских плутонов на молибденовых и медно–молибденовых месторождениях значительно больше, чем на вольфрам–молибденовых, а экзоконтактных – меньше.

ЛИТЕРАТУРА

- Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., изд-во "Недра", 1972.
- Хрушов Н.А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. – Записки Всес. минер. об-ва, 82, № 1, 1953.
- Хрушов Н.А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
- Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. – Труды ИГЕМ, вып. 50, 1960.
- Clark K.E. Structural control in the Red River district, New Mexico. – Econ. Geol., 63, N 5, 1968.
- Hillar N., Kittl E. Die Molibdenlagerstätten des Cerro Asperesas, Sierra de Cordoba, Argentinien. – Zeitschr. für ang. Geol., 15, N. 5, 1969.

Б. С. Зейлик

ЗОНАЛЬНОСТЬ В ПРЕДЕЛАХ РУДНОГО ПОЛЯ АКЧТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Молибден–вольфрамовое месторождение Акчатау приурочено к зоне сопряжения двух крупных тектонических структур: Токрауской впадины и Жаман–Сарысуйского антиклинория. Месторождение тяготеет к глубинному разлому субширотного простирания, контролирующему размещение рудоматеринской интрузии. Как и все жильно–грейзеновые месторождения Центрального Казахстана, оно пространственно и генетически связано с массивом пермских аляскитовых гранитов акчатауского комплекса (Щерба, 1960).

В рудном поле обнажаются пермские граниты, представленные тремя фазами внедрения, верхнекаменноугольно–нижнепермские лейкократовые и гранофи-

ровые биотитовые граниты, среднекаменноугольные гранодиориты, гранодиорит-порфиры, адамеллиты, субвулканические тела кислого и среднего состава средне-верхнекаменноугольного и среднекаменноугольного возраста.

Указанные интрузивные и субвулканические образования прорывают песчано-сланцевые отложения силурийского возраста и вулканогенные толщи кислого и среднего состава каркаралинской ($C_1V_3 - nKr$), калмакэмельской (C_2Kl) и керөгетасской ($C_{2-3}Kg$) свит (фиг. 1).

Выход гранитов в районе месторождения имеет куполовидную форму, размеры его в плане: $4 \times 5 \text{ км}^2$. Верхняя часть купола почти лишена грейзеновых тел — они сосредоточены, в основном, на склонах купола, на осложняющих его гребнях в северном и южном эндоконтактах гранитного массива.

Грейзеновые тела группируются в пучки-зоны, ветвящиеся в северном, южном направлениях и по вертикали. Протяженность отдельных грейзеновых тел достигает 2 км, мощность 20 м. Грейзеновые тела и зоны располагаются в пологозалегающей области экзо- и эндоконтакта гранитов и адамеллитов. Вертикальный размах развития грейзенов не менее 1 км. Основная масса молибден-вольфрамовой руды сосредоточена в эндоконтактных частях грейзеновых тел и зон.

Размах по вертикали основных рудоносных грейзеновых зон в эндоконтактных частях интрузий достигает 300–400 м (Щерба, 1960). Восточнее эксплуатируемого месторождения располагаются молибден-вольфрамовое рудопроявление Аксай и полиметаллическое рудопроявление Карашин.

Поскольку все жильно-грейзеновые месторождения Центрального Казахстана пространственно и генетически связаны с пермскими аляскитовыми гранитами акчатауского комплекса, тяготеют к куполам и гребням массивов этих гранитов, площадные размеры рудного поля следует отождествлять с площадными размерами апикальной части рудоматеринского интрузива.

Действительные размеры гранитного массива Акчатау в плане, особенности строения его апикальной зоны находят отражение в данных крупномасштабной и детальной гравиметрии (фиг. 2). Обнаженный гранитный купол, к которому приурочено месторождение Акчатау, четко фиксируется в гравитационном поле. Восточнее месторождения намечается второй купол, не уступающий по размерам обнаженному. Этот купол, полностью перекрытый вулканогенными образованиями, осложнен тремя гребневидными выступами. К одному из этих выступов, самому восточному, вытянутому в субмеридиональном направлении, приурочено рудопроявление Аксай. Второй гребневидный выступ северо-восточного простирания располагается несколько западнее рудопроявления. Третий гребень, намечающийся по трем относительно небольшого размера куполам, размещающимся вдоль субмеридиональной линии, локализован в западной части нескрытого гранитного купола и отвечает району вытянутого в меридиональном направлении массива вторичных кварцитов (см. фиг. 1).

Следует подчеркнуть, что в границах эксплуатируемого месторождения также отмечаются два гребневидных поднятия, осложняющих обнаженный западный купол. Они не нашли отражения на схеме гравитационного рельефа, так как район месторождения не покрывался детальной гравиметрической съемкой в связи с неизбежными искажениями гравитационных данных влиянием подземных горных выработок. Еще далее на восток от месторождения по гравиметрическим данным намечается третий купол. В его контурах размещается полиметаллическое рудопроявление Карашин.

Западный купол гранитного массива Акчатау обнажен. Купол, в районе которого размещается рудопроявление Аксай, находится на глубинах порядка 250–300 м. Эта глубина залегания гранитов устанавливается по данным гравиметрии и подтверждается бурением. Купол, к которому тяготеет рудопроявление Карашин, по гравиметрическим данным, залегает на глубинах не менее 500 м. Обнаженная часть гранитного массива Акчатау не превышает десятой части общих его размеров.

Южная часть рудного поля Акчатау покрыта детальной металлотометрической съемкой, что позволяет судить о характере распределения вторичных геохими-

ческих ореолов металлов. Северная часть рудного поля покрыта крупномасштабной геохимической съемкой, благодаря чему устанавливается характер распределения первичных геохимических ореолов металлов.

Указанные материалы представляют наглядную картину геохимических особенностей рассматриваемого рудного поля (фиг. 3).

Район рудопроявления Карашин отмечается интенсивными вторичными геохимическими ореолами свинца, цинка, слабыми ореолами молибдена. Здесь же устанавливаются первичные полиметалльные ореолы серебра и цинка, монометалльные ореолы серебра, а также многочисленные точки свинцовой минерализации.

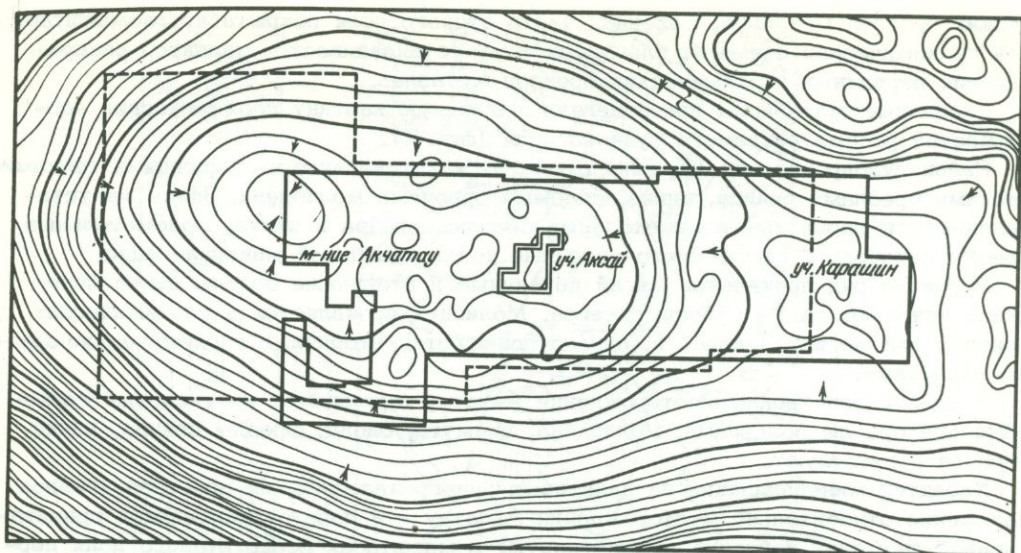
В районе рудопроявления Аксай первичные и вторичные ореолы цинка исчезают, исчезают также ореолы серебра. Молибден проявляется в геохимических ореолах той же интенсивности, однако, появляются вторичные геохимические ореолы вольфрама.

В районе собственно месторождения Акчатау выявляются интенсивные геохимические ореолы вольфрама, молибдена, висмута, олова. Ореолы свинца, цинка, серебра отсутствуют.

Характер минерализации на названных рудопроявлениях, их пространственное положение относительно месторождения Акчатау и в поле отрицательной гравитационной аномалии наглядно демонстрируют в масштабах всего рудного поля первичную геохимическую зональность, обычную для редкометалльных месторождений Центрального Казахстана (Щерба, 1960). Эта зональность (с учетом выпадения некоторых элементов) хорошо согласуется с обобщенным рядом геохимической зональности, описанным Л.Н.Овчинниковым и С.В.Григорьяном (1972).

Фиг. 1. Геологическая карта района месторождения Акчатау. Составлена по материалам В.Е.Бочарова, В.И.Серых, А.П.Новичковой, А.К.Юдиной, Н.П.Бочкарева, Г.В.Крылова, П.И.Упорова, Ю.П.Иванова, М.И.Муравьевой, Г.А.Филенко, Г.П.Щербы, М.Г.Георгиевской, В.В.Боголепова, А.С.Куликовского, В.М.Шурунова, С.С.Маринкина, Г.Т.Скублова, Б.Ф.Сельвесюка)

1 – рыхлые четвертичные отложения (Q_{II-III}); 2 – неогеновые глины (N_2); 3 – средний–верхний отделы каменноугольной системы, керегетасская свита, верхняя подсвита: туфы липаритового состава ($C_{2-3}kg_2$); 4 – средний–верхний отделы каменноугольной системы, керегетасская свита, нижняя подсвита: липарито–дацитовые игнимбриты ($C_{2-3}kg_1$); 5 – средний отдел каменноугольной системы, калмакэмельская свита: андезитовые (а), дацито–андезитовые (б) порфириты и их туфы (C_2kl); 6 – нижний отдел каменноугольной системы, каркаралинская свита, верхняя подсвита: липарито–дацитовые туфы ($C_{2-3}v-nkr$); 7 – нижний отдел силурийской системы: сланцы, песчаники, гравелиты, конгломераты (S_1); 8 – мелкозернистые, равномернозернистые и порфиroidные лейкократовые граниты акчатауского комплекса, III фаза ($\gamma_3 P$); 9 – среднезернистые лейкократовые граниты акчатауского комплекса, II фаза ($\gamma_2 P$); 10 – мелкозернистые резкопорфиroidные лейкократовые граниты дополнительной интрузии акчатауского комплекса, I фаза ($\gamma_1 P$); 11 – крупнозернистые порфиroidные граниты основной интрузии акчатауского комплекса, I фаза ($\gamma_1 P$); 12 – дайки аплитовидных и мелкозернистых гранитов ($\gamma\pi P$); 13 – мелкозернистые лейкократовые и гранофировые биотитовые граниты ($\gamma C_3 - P_1$); 14 – субвулканические образования комагматичные керегетасской свите: липарито–дацитовые игнимбриты и флюидальные фельзит–порфиры ($\lambda\pi C_{2-3}$); 15 – субвулканические образования комагматичные керегетасской свите: липаритовые порфиры с элементами текстур течения ($\gamma\pi C_{2-3}$); 16 – субвулканические образования комагматичные калмакэмельской свите: андезитовые порфириты ($\alpha\mu C_2$); 17 – гранодиориты, граподиорит–порфиры, адамеллиты ($\gamma\delta_2 C_2$); 18 – дайки различного состава; 19 – гидротермально–измененные породы (лимонитизация, желтые свинцовые охры); 20 – вторичные кварциты; 21 – зоны грейзенизированных, пиритизированных и осветленных пород; 22 – рудные грейзеново–кварцевые, грейзеновые тела и кварцевые жилы; 23 – тектонические нарушения установленные (а) и предполагаемые (б), 24 – шахты



Фиг. 2. Схема гравитационного рельефа. Составлена по материалам Ю.П. Москалева, Г.В. Плискевича, А.Ф. Борщевского и др.

1 — изоаномалы силы тяжести; 2 — направление понижения гравитационного поля; 3 — контуры участка детальной гравиметрии; 4 — контуры участка детальных работ на рудопроявлении Аксай; 5 — контуры геологической карты (см. фиг. 1)

Район эксплуатируемого месторождения представляет собою внутреннюю ореольную зону рудоматеринской интрузии. Район рудопроявления Аксай отвечает средней или промежуточной ореольной зоне. Район рудопроявления Карашии относится к внешней ореольной зоне интрузии.

С поисковой точки зрения наибольший интерес представляет средняя ореольная зона, т.е. район обширного по площади и относительно неглубоко залегающего гранитного купола, к одному из гребневидных выступов которого приурочено рудопроявление Аксай. На этом рудопроявлении с поверхности прослеживаются мощные грейзеновые зоны мощностью от 10 до 20 м, развитые в кислых вулканогенных образованиях (фиг. 4).

Около двадцати лет назад на рудопроявлении были пробурены четыре скважины. Две из них вскрыли на глубине вольфрамовое и молибденовое оруденение. Одна из указанных скважин на глубине 285 м вышла в граниты. Однако в тот период изучения рудного поля Акчатау поисковые работы на этом были остановлены.

Данные детальной гравиметрии, выполненной в последнее время, будучи сопоставленными с особенностями распределения в рудном поле геохимических ореолов металлов, вновь потребовали постановки глубинных поисков. В зимний период 1971–72 г. на рудопроявлении Аксай были пробурены еще четыре скважины. Данные, полученные в результате бурения названных скважин, помимо уточнения характера распределения рудной минерализации в известных грейзеновых зонах, позволяют уверенно прогнозировать молибден-вольфрамовое оруденение в эндоконтактных частях скрытого купола рудоматеринской интрузии.

Этот прогноз базируется на характере вертикальной и горизонтальной зональности околорудных метасоматитов, установленной в последние годы для месторождения Акчатау (Боголепов, 1971; Зейлик, Боголепов и др., 1971). Характер указанной зональности во многом аналогичен зональности Восточного Коунрада (Чухров, 1960).

Зональность метасоматитов проявляется в закономерном распределении в контурах каждого грейзенового тела подрудного, основного рудного, надрудного и второстепенного рудного поясов. Подрудный пояс представлен высокопористыми

кварцевыми грейзенами с внешними зонами кварц-мусковитового состава. Основной рудный пояс – кварцевыми грейзенами и жилами с оторочками кварц-топазового или кварц-мусковитового составов. Надрудный пояс – это кварц-топазовые грейзены. Второстепенный рудный пояс – кварц-мусковитовые грейзены с кварцевыми жилами.

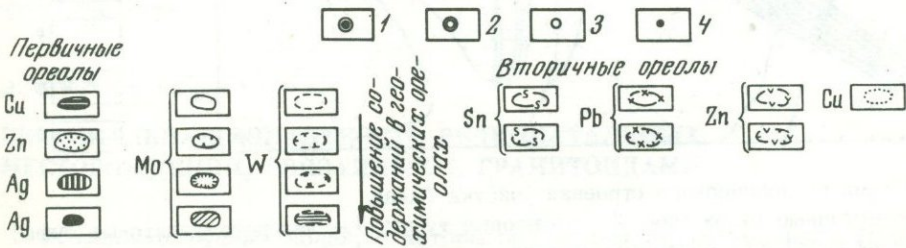
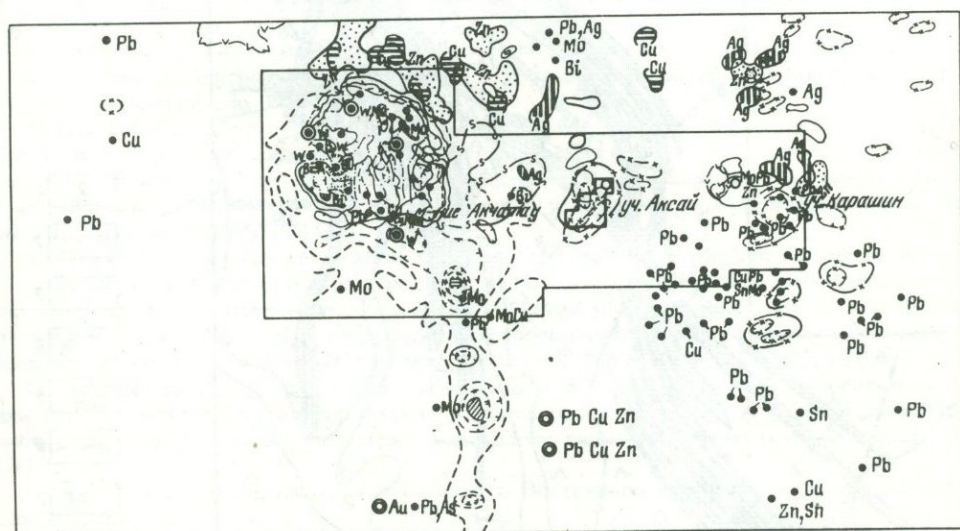
Устанавливается характерное сочетание названных поясов как по вертикали (вертикальная зональность околорудных метасоматитов), так и в плане (горизонтальная зональность). Вертикальная зональность выражена сменой снизу вверх подрудного пояса основным рудным, далее переходящим в надрудный, и еще дальше во второстепенный рудный пояс.

Горизонтальная зональность заключается в том, что в наиболее удаленных от вершинной части купола гранитов флангах минерализованного тела преобладают грейзены подрудного пояса, в центре – подрудного, рудного и надрудного, а вблизи вершин – рудного, надрудного и второстепенного рудного.

Устанавливаются также общие закономерности для куполов гранитов в целом: рудный пояс повторяет конфигурацию кровли массива, уменьшаясь или выклиниваясь на вершинах куполов и гребней и увеличиваясь на их склонах (Зейлик, Боголепов и др., 1971).

На преимущественное развитие вольфрамового и молибденового оруденения в кварцевых и топазо-кварцевых грейзенах, размещающихся в кровле массива гранитов второй фазы, указывал ранее и Г.Н.Щерба (1960).

Наиболее важным результатом бурения, проведенного в последнее время, является то, что скважины пересекли только слюдяно-кварцевые и кварц-сланцевые грейзены, с молибденовой и вольфрамовой минерализацией, являющиеся обычным



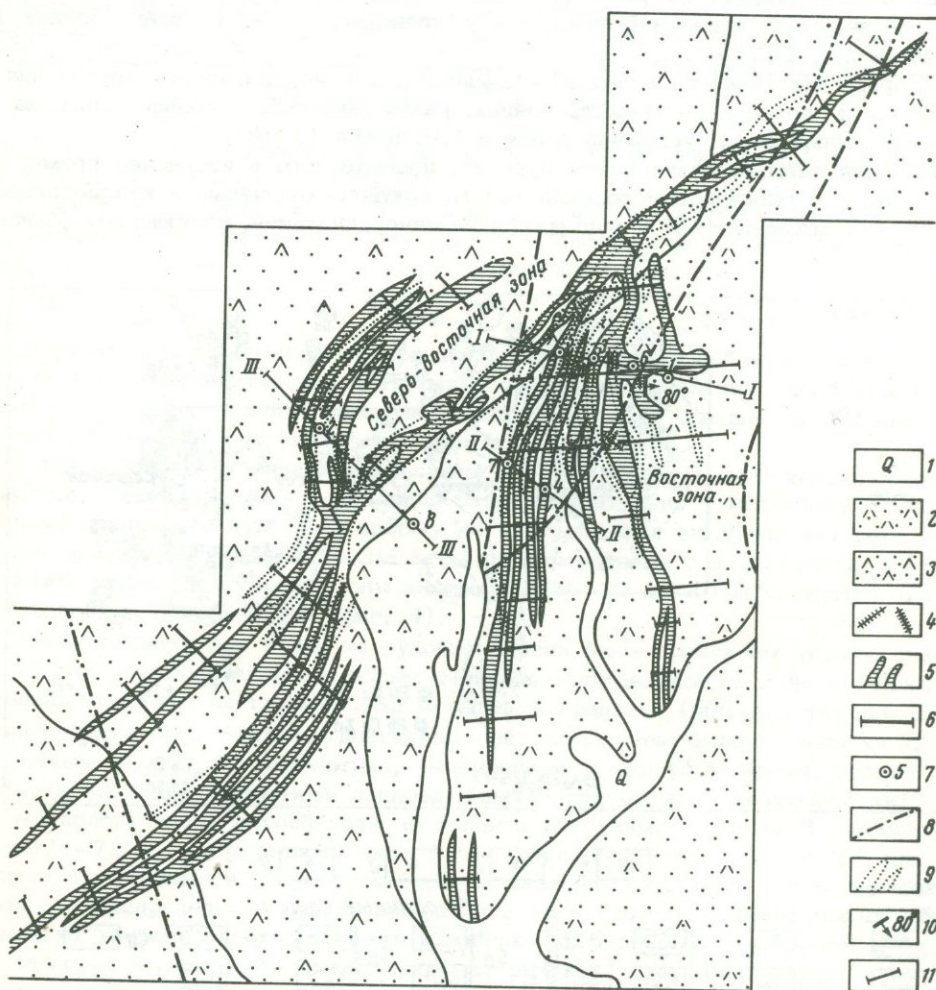
Фиг. 3. Схема размещения геохимических ореолов, месторождений, рудопроявлений и точек минерализации

1 – промышленные месторождения (эксплуатируемые); 2 – крупные рудопроявления и мелкие месторождения; 3 – рудопроявления; 4 – точки минерализации

элементом второстепенного рудного пояса по В.Г.Боголепову (1971). Эти скважины не вскрыли оруденелых топазо-кварцевых и, что самое важное, кварцевых грейзенов рудного пояса. Последнее дает возможность предполагать, что молибден-вольфрамовое оруденение основного рудного пояса может быть встречено на большей глубине, в эндоконтакте невоскрытого гранитного купола, т.е. в обстановке, аналогичной месторождению Акчатау.

Следовательно, глубокое бурение с целью поисков молибден-вольфрамового оруденения в контурах обширного гранитного купола, к одному из гребней которого приурочено рудопроявление Аксай, является важнейшей насущной задачей. Бурение должно быть ориентировано на пересечение эндоконтактовых частей всех гребней второго порядка, осложняющих гранитный купол, т.е. им следует осветить глубокие горизонты участков Восточный, Аксай, а также гребня северо-восточного простирания, расположенного между этими участками.

Район невоскрытого гранитного гребня представляется весьма перспективным для продолжения поисков "слепого" богатого молибден-вольфрамового оруденения,



Фиг. 4. Схема геологического строения участка Аксай

1 - четвертичные отложения; 2 - дацитовые туфы; 3 - липарито-дацитовые туфы; 4 - грейзены кварц-мусковитового состава; 5 - зоны грейзенизированных и осветленных пород, выделенные на основании документации канав; 6 - канавы; 7 - скважины пробуренные; 8 - тектонические нарушения; 9 - зоны повышенных содержаний вольфрама, выделенные по данным опробования канав; 10 - элементы залегания; 11 - линии разрезов

которое может стать дополнительной рудной базой для действующего горнообогатительного предприятия. Этот район был выделен для постановки детальных поисковых и поисково-разведочных работ на указанные металлы еще в 1968 г. (Зейлик, 1968).

В заключение следует обратить особое внимание на благоприятное структурное положение данной части рудного поля. Как и эксплуатируемое месторождение Акчатау, он находится в узле пересечения двух четко проявленных кольцевых структур, хорошо дешифрирующихся на высотных (мелкомасштабных) аэрофотоснимках, полученных для рассматриваемого района в 1966 г. в результате выполнения, впервые в СССР, высотных аэрофотосъемок (Зейлик, Яковлев, 1966; Зейлик, 1968; Зейлик, Альперович, 1971).

ЛИТЕРАТУРА

Боголепов В.Г., Маринкин О.С., Куликовский А.С., Шурунов М.В., Гуляева Н.Я. Строение, состав и распределение оруденения в основных грейзеновых телах редкометалльного месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971.

Зейлик Б.С. Минералого-геохимические и структурно-геологические критерии поисков вольфрамовых и других редкометалльных месторождений в Центральном Казахстане. — В кн.: Второе совещание по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР. Тезисы докладов. Л., Изд-во ЛГУ, 1968.

Зейлик Б.С. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1968.

Зейлик Б.С., Альперович Е.В. Критерии поисков комплексных вольфрамовых месторождений в Центральном Казахстане. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971.

Зейлик Б.С., Боголепов В.Г., Сафин Д.А., Жуков М.И., Гуляева Н.Я. Основные направления исследований в Центральном Казахстане при выявлении первоочередных редкометалльных объектов для разведки и методы оценки их рудоносности. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., изд-во "Недра", 1971.

Зейлик Б.С., Яковлев Н.А. К методике применения фотографирования из космоса и аэрофотографирования с больших высот в целях крупномасштабного геологического картирования в районах преимущественного развития магматических пород. — В кн.: Тезисы докладов и сообщений к семинару по вопросам организации и производства крупномасштабных геолого-съёмочных и поисковых работ. Л., изд-во ВСЕГЕИ, 1966.

Овчинников Л.Н., Григорян С.В., Баранов Э.Н. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений и их поисковое значение. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972.

Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. — Труды ИГЕМ, вып. 50, 1960.

Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР, 1960.

А. И. Гинзбург

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТОИДАМИ

В пределах рудных полей, с которыми связаны месторождения лития, тантала, бериллия, цезия и других металлов, постоянно проявляется четко выраженная тенденция к развитию вертикальной зональности, понимание которой необходимо для определения перспективности этих полей, прогнозирования скрытого оруденения и правильного направления геологоразведочных работ. Однако эта вертикальная зональность в различных регионах и рудных полях мо-

жет проявляться по-разному в зависимости от ряда факторов, из которых главнейшими являются:

1. Глубина формирования рудных полей. Она определяет появление той или иной рудной формации редкометалльных месторождений, возникновение либо редкометалльных пегматитов, либо же дополнительных интрузивов редкометалльных гранитов, с которыми пространственно и генетически, реже парагенетически, связываются грейзеновые и кварцево-жильные рудные поля.

2. Нахождение рудных полей в областях разного режима тектонического развития, в частности, в пределах подвижных геосинклинальных областей, или в пределах зон активизации консолидированных складчатых областей. В последнем случае редкометалльные месторождения чаще всего приурочиваются к глубинным разломам и формируются в крайне неспокойных тектонических условиях, что резко сказывается на особенностях проявления вертикальной зональности.

3. Состав материнских гранитоидов, степень их щелочности, интенсивность проявления в них метасоматических процессов, их водонасыщенность и обогащенность летучими, в частности, фтором, играющим роль универсального транспортного агента для редких элементов, а также особенности их металлогенической специализации.

4. История развития рудоносных гранитных интрузивов, степень их дифференцированности, тектоническая обстановка формирования, определяющие как морфологию массивов гранитоидов, так и непосредственную генетическую связь месторождений с рудоносным интрузивом, или же телескопирование различных постмагматических процессов и парагенетическую связь месторождений с интрузивом.

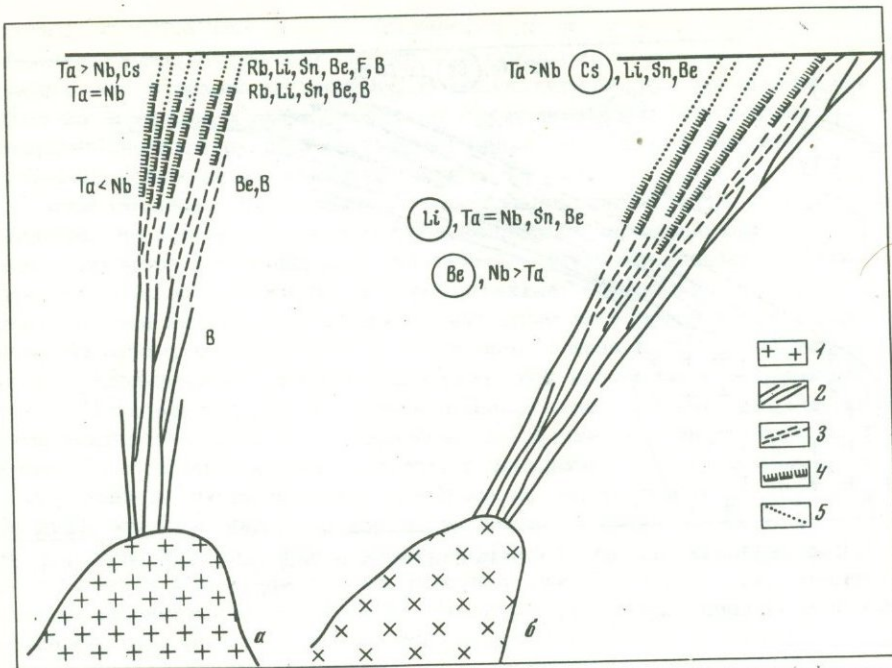
5. Состав вмещающих пород, определяющий вынос рудных компонентов на различное расстояние от материнских интрузивов и их жильных производных.

6. Структурно-тектоническая обстановка формирования рудного поля, в частности, тектоническая подготовка вмещающих пород, тип возникающих трещин и их морфология, появление своеобразных "структурных ловушек", которые в одних случаях благоприятствуют проявлению четко выраженной вертикальной зональности, а в других — обуславливают частные явления отклонения от этой зональности.

Как известно, в условиях глубин порядка 3,5–6 км (Гинзбург, Родионова, 1966) возникают поля редкометалльных пегматитов, завершающие формирование гранитных интрузивных комплексов. В строении этих полей наблюдается классическая зональность, намеченная еще исследованиями А.Е. Ферсмана, М.Ф. Стрелкина, А.Ф. Соседко, К.А. Власова, А.А. Беуса, К.Л. Бабаева и др. Она выражается в том, что по мере удаления от материнских интрузивов закономерно меняется состав основных породообразующих минералов (плаггиоклаз-микроклиновые пегматиты сменяются микроклиновыми, альбит-микроклиновыми и альбит-микроклин-сподуменовыми), меняется внутреннее строение тел, резко усиливается процесс их дифференциации и роль процессов альбитизации, грейзенизации и лепидолитизации, при этом лепидолитизация проявляется преимущественно в самых апикальных частях тел, что показано на примере пегматитов Туркестанского хребта еще А.А. Беусом.

В то же время процессы альбитизации развиты интенсивно на значительную глубину и нередко приводят к полному замещению микроклина, соответственно меняется и характер оруденения пегматитов. Как правило, слабо альбитизированные микроклиновые берилловые пегматиты с колумбитом сменяются по мере удаления от материнских горизонтов интенсивно альбитизированными микроклин-сподуменовыми пегматитами, постоянно содержащими колумбит — танталит и касситерит. В еще большем удалении от массивов сподуменовые пегматиты переходят в интенсивно замещенные сподумен-лепидолитовые, в пределах которых наблюдаются наиболее высокие концентрации тантала, цезия, фтора.

Геохимически эта зональность выражается в накоплении в вертикальном разрезе содержаний тантала и олова, цезия, фтора, максимальные концентрации которых приурочены к наиболее апикальным частям всего поля; значительно больший вертикальный размах имеют концентрации лития, рубидия и еще



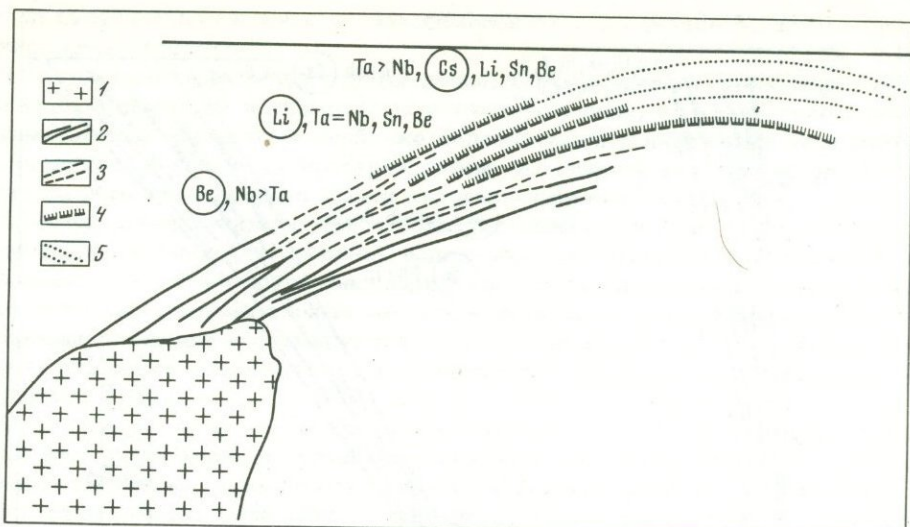
Фиг. 1. Вертикальная зональность пегматитовых полей при крутом (а) и наклонном (б) падении пегматитовых тел

1 – граниты; 2 – безрудные микроклин–плагиоклазовые пегматиты; 3 – слабо альбитизированные микроклиновые пегматиты с бериллом; 4 – интенсивно альбитизированные микроклин–сподуменовые пегматиты; 5 – интенсивно альбитизированные и лепидолитизированные микроклин–сподуменовые пегматиты, обогащенные танталом и цезием

большой – бериллия. Соответственно с этим в вертикальном разрезе резко меняются индикаторные отношения K/Rb (от 100 до 25) и Nb/Ta (от 3/1 до 1/4). Указанные переходы могут наблюдаться как в пределах одних и тех же тел, так и в серии сменяющих друг друга по падению тел, иногда кулисообразно расположенных друг по отношению к другу и образующих в целом единую пегматитовую систему – поле, инъекцию или пучок. Тенденция к проявлению зональности подобного рода наблюдается практически во всех пегматитовых полях, однако она может в значительной степени усложняться в зависимости от ряда факторов, из которых главнейшими являются следующие.

Тектоническая обстановка формирования пегматитов. В тех случаях, когда пегматитовые поля локализуются в областях резонансной активизации или в "шовных" структурах, протягивающихся на стыках платформ и складчатых областей, они, как правило, приурочены к зонам глубинных разломов. В этом случае вертикальная зональность может быть в значительной степени замаскирована многократными явлениями наложения одних минеральных ассоциаций на другие. Пегматиты при этом приобретают свои специфические особенности, они протягиваются без существенных изменений на значительную глубину, измеряемую многими сотнями метров (до 1 км и более), и в отдельных случаях на расстояния, измеряемые многими километрами. Хотя в пределах отдельных месторождений вертикальная зональность сказывается только в некотором обогащении апикальных участков тел цезием и танталом, в целом для всего пегматитового поля зональность сохраняется.

Наклон всей рудовмещающей структуры. В крутопадающих телах наиболее обогащенными танталом и цезием являются апикальные участки пегматитовых инъекций (фиг. 1, а), в пологопадающих – тела, располагающиеся со стороны висячего бока этих инъекций (фиг. 1, б), вследствие чего наряду с вертикальной зональностью проявляется и поперечная зональность, на что



Фиг. 2. Вертикальная зональность пегматитовых полей при пологом залегании пегматитовых тел

Условные обозначения см. фиг. 1

обращали неоднократно внимание Ю.А. Садовский и Н.А. Солодов. В тех же редких случаях, когда пегматиты имеют весьма пологий угол падения, измеряемый несколькими градусами (фиг. 2), т.е. тела залегают почти горизонтально, наибольший интерес представляют самые верхние тела инъекций, особенно при наличии в них седловидных перегибов. Примером подобного рода месторождений может служить Берник Лейк в Канаде, самое богатое в мире тантало-цезиевое месторождение.

Наличие "структурных ловушек", определяющих концентрацию летучих соединений не столько в апикальных участках пегматитовых инъекций, сколько в участках флексуобразных перегибов тел по падению (и простираюнию), где возникают мощные раздувы, за которыми следуют обычно пережимы. Подобного рода раздувы пегматитов, возникающие в местах изгибов тел, являются наиболее минерализованными и вокруг них развивается зональность (фиг. 3), усложняющая общую тенденцию к проявлению вертикальной зональности.

Состав вмещающих пород. В тех случаях, когда в пегматитах весьма интенсивно проявилась поздняя альбитизация, нацело изменяющая первоначальный состав пегматитов и приводящая к замещению микроклина, сподумена и поллукита альбитом, что чаще всего имеет место в пегматитах, приуроченных к региональным тектоническим зонам, происходит интенсивный вынос щелочей, в первую очередь K, Li, Rb и Cs во вмещающие породы с образованием вокруг пегматитов широких первичных ореолов. Однако это становится возможным только при благоприятном составе вмещающих пород. Естественно, что при залегании пегматитов в известняках вокруг них не развиваются подобного рода ореолы. При нахождении пегматитов среди слюдястых (мусковитовых) сланцев из пегматитов выносятся в значительных количествах Li и Rb, вследствие чего над сподуменовыми пегматитами возникают литиевые ореолы шириной в десятки метров.

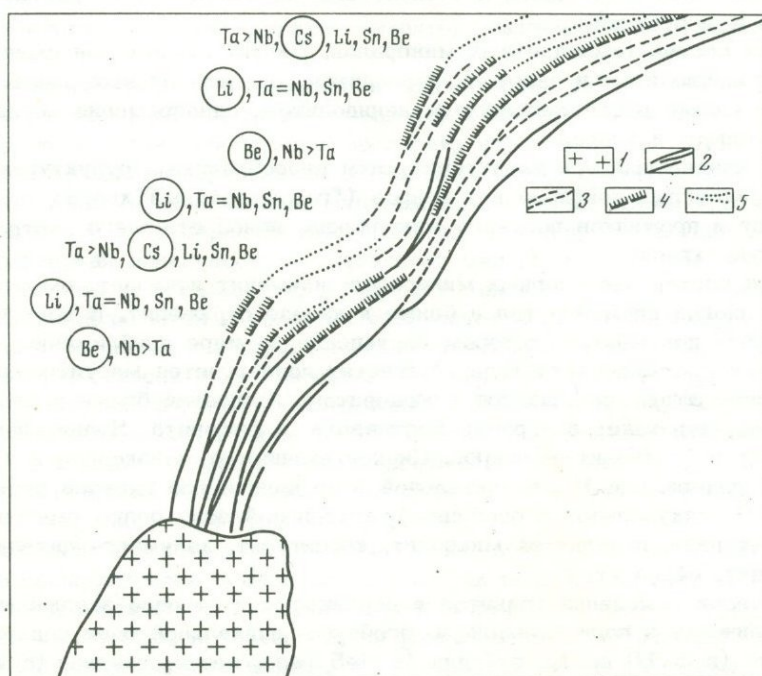
Наиболее благоприятными породами для выноса щелочей из пегматитов являются различные основные породы, превращенные большей частью в амфиболиты. При залегании редкометальных пегматитов среди последних, непосредственно вокруг пегматитов и над ними интенсивно развиваются процессы биотитизации и гольмквиститизации амфиболитов. Последние нередко непосредственно в экзоконтактных зонах пегматитов превращаются в своеобразные биотитовые, протолитионитовые или циннвальдитовые слюдиты, содержащие значительное

количество цезия (до 2–3%). Количество цезия во вмещающих пегматиты амфиболитах, превращенных в биотитовые слюдиты, может быть в 2–4 раза больше, чем в самих пегматитах. В результате вокруг танталоносных пегматитов во вмещающих амфиболитах возникают специфические цезиевые руды, в которых основным рудным минералом является цезиевый биотит, содержащий до 6–10% окиси цезия (Гинзбург и др., 1972).

Таким образом, над телами редкометалльных пегматитов и вокруг них в амфиболитах на многие десятки метров возникают литиевые ореолы, которые сменяются по мере приближения к пегматитам литий–цезиевыми ореолами, переходящими вблизи пегматитов в экзоконтактовые цезиеносные слюдиты, являющиеся рудами на цезий, в то время как сами пегматиты в этом случае обогащены танталом, в меньшей степени литием и цезием. В отдельных случаях процесс возникновения цезиеносных слюдитов протекает в амфиболитах по трещинам. В отдельных районах зафиксированы зоны цезиеносных биотитовых слюдитов мощностью до 1 м, содержащие 1–2% окиси цезия, отходящие от пегматитов и имеющие резкие контакты с вмещающими их амфиболитами.

В условиях глубин порядка 1,5–3 км на завершающих стадиях формирования дифференцированных гранитных интрузивных комплексов возникают трещинные массивы редкометалльных гранитов (Гинзбург, 1972). Оруденение в них располагается как в апикальных участках самих гранитов, так и вокруг них в зонах экзоконтакта, а также на некотором удалении (до 1,5 км) над такими массивами. Поэтому все месторождения, связанные с подобного рода массивами, целесообразно разделить на следующие три группы:

1. Внутринтрузивные месторождения, представленные чаще всего интенсивно альбитизированными и грейзенизированными гранитами, содержащими тонкую вкрапленность рудных минералов.
2. Околоинтрузивные, или экзоконтактовые месторождения, представленные скарнами, типичными грейзенами или апокарбонатными грейзенами, также несущими вкрапленную или прожилковую рудную минерализацию.
3. Надинтрузивные месторождения грейзенового или кварцево–жильного типа.



Фиг. 3. Вертикальная зональность пегматитовых полей при наличии флексуорообразных изгибов пегматитовых тел по падению
Условные обозначения см. фиг. 1

В зависимости от геолого-структурного положения интрузивов, их исходной специализации и тектонической обстановки формирования, обуславливающей преимущественное развитие той или иной стадии развития постмагматического процесса, в складчатых областях возникает либо литий-танталовые, либо бериллий-вольфрамовые редкометальные граниты, а в зонах активизации областей завершённой складчатости — ниобий-тантало-редкоземельные субщелочные гранитоиды, вокруг которых и над которыми появляются специфические рудные месторождения. При изучении рудных полей необходимо рассматривать в совокупности и во взаимной связи материнские рудоносные массивы и связанные с ним и внутриинтрузивные месторождения, рудные образования экзоконтактовых зон и жильные поля, располагающиеся над интрузивом и отходящие в некоторых случаях на значительные от них расстояния.

Внутриинтрузивные месторождения. Изученный в последние годы материал по глубоким структурным скважинам, пройденным по редкометальным гранитам (до глубины в 1 км), так же как изучение разрезов таких гранитов в горных районах, где их удалось проследить по естественным врезам на 1,5 км (Л.Г. Фельдман, О.Д. Ставров, Г.П. Луговской, А.К. Руб и др.), позволяет установить в пределах самых массивов редкометальных гранитов определенную вертикальную зональность, во многом напоминающую вертикальную зональность пегматитовых полей — инъекций (Гинзбург, Фельдман, 1972). Она проявляется в том, что по мере перехода от глубинных участков массивов к апикальным, меняется минеральный состав гранитов, их структурно-текстурные и геохимические особенности (Луговской и др., 1972). В строении этих массивов удается выделить 3 или 4 зоны, связанные между собой постепенными переходами — нижнюю (протяженностью более 700 м), промежуточную (250–300 м), подкупольную (100–150 м) и купольную, или апикальную (мощность не более 50 м). Основные закономерности изменений этих гранитов заключаются в следующем.

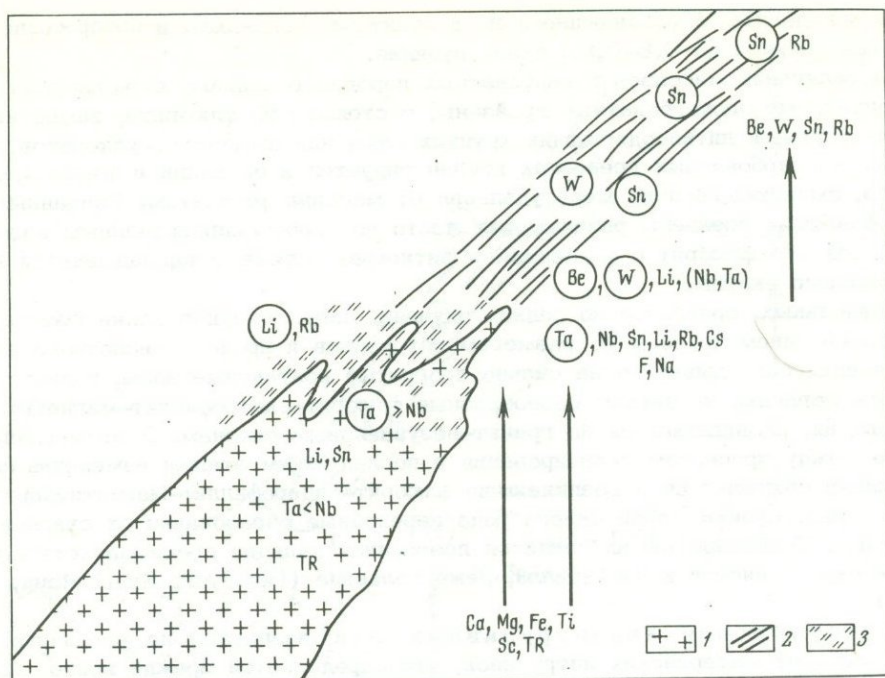
В промежуточной и особенно подкупольной зоне резко возрастает количество альбита, замещающего калиевый полевой шпат. Одновременно меняется состав калиевого полевого шпата и степень его триклинности, возрастает содержание в нем рубидия.

Меняется состав темноцветных минералов. Биотит нижних зон сменяется кверху протолитионитом и далее циннвальдитом, а в апикальных зонах слюдиты представлены чаще всего железистым лепидолитом, одновременно возрастает количество слюды и кварца.

Граниты апикальных зон характеризуются своеобразными структурами — появлением округлых порфиробласт кварца ("горошковидный" кварц), развитием порфиробласт и прожилков позднего микроклина, приобретающего часто зеленую амазонитовую окраску.

Меняется состав акцессорных минералов: ильменит исчезает, вместо него появляется иногда ильменорутил и ближе к кровле стрюверит. В подкупольной зоне возникает колумбит, в котором постепенно по мере приближения к кровле увеличивается содержание тантала. Магнетит подвергается маргитизации, монацит псевдоморфно замещается флюоцеритом, последний ближе к кровле, в свою очередь, переходит в агрегат бастнезита и флюорита. В апикальной зоне флюоцерит и бастнезит исчезают. Циркон сменяется малаконом, в нем резко повышается содержание Hf, в апикальной зоне количество циркона резко сокращается. В подкупольной и особенно в апикальной зоне резко увеличивается содержание топаза, появляется микролит, касситерит, колумбит-танталит, иногда амблигонит, сфалерит.

Геохимически изменения гранитов в вертикальном разрезе заключаются в резком увеличении в подкупольной и особенно апикальной зоне содержания фтора, лития (в 5–10 раз), рубидия (в 4–5 раз), цезия, тантала (в 10–30 раз), ниобия (в 5–10 раз), олова (в 10–20 раз). Параллельно убывает содержание тория, циркония, редких земель, а также Ca, Mo, Fe, Ti, Sc, обычно также Be и W. Последние выносятся из массивов, так что экзоконтактовые и надинтрузивные образования в ряде случаев можно рассматривать как своеобраз-



Фиг. 4. Вертикальная зональность рудных тел над массивом редкометалльных гранитов

1 – граниты, содержащие в своей купольной части танталовое оруденение, сопровождаемое оловянной и литиевой минерализацией, 2 – надинтрузивные образования – кварцевые жилы с оловянно–вольфрамовым и бериллиевым оруденением, 3 – экзоконтактовые грейзены с Li и Rb

разные области отложения рудных элементов, вынесенных из гранитных массивов.

Исключительную роль в переносе и концентрации редких элементов играет фтор. Танталовая минерализация появляется в значительных количествах в гранитах только в случае обогащения последних фтором, более того, все промышленное танталовое оруденение в редкометалльных гранитах оконтуривается участками максимальной концентрации топаза. В то же время при высокой концентрации фтора весь бериллий выносится из массива, вследствие чего возникает характерная зональность – танталовая минерализация всегда локализуется в самом гранитном массиве, в зоне его эндоконтакта, в то время как бериллиевая располагается в областях экзоконтакта или в надинтрузивных зонах, где также локализуется обычно оловянно–вольфрамовое оруденение (фиг. 4). Характерно, что касситерит и особенно вольфрамит жил надинтрузивных полей в этом случае, как показали исследования И.И. Четырбоцкой, Л.З. Быховского, И.И. Тетманского и Г.И. Шумова (1967), всегда обогащены танталом. Более того, по содержанию в них тантала и соотношению в них Ta:Nb можно примерно определить на какой глубине располагается не выходящий на поверхность танталоносный массив (Четырбоцкая, 1972).

Экзоконтактовые месторождения вокруг массивов редкометалльных гранитов располагаются обычно со стороны их пологих контактов. Представлены они метасоматическими вмещающими породами, которые многократно подвергались изменению, в частности, на ранней постмагматической стадии и стадии кислотного выщелачивания. Характер этих изменений зависит, в первую очередь, от состава вмещающих пород. При залегании редкометалльных гранитов в кислых алюмосиликатных породах вокруг них возникают экзоконтактовые грейзены – анхимономинеральные слюдястые породы, состоящие из циннвальди-

та или лепидолита, образовавшиеся по контактному роговикам и содержащие до 1% окиси лития и до 0,6–0,8% окиси рубидия.

При залегании массивов в карбонатных породах возникают специфические экзоконтактные апокарбонатные грейзены, состоящие из флюорита, замещившего известняки, и литийсодержащих хрупких слюд или литиевых мусковитов. В этих же апокарбонатных грейзенах концентрируется и бериллий в форме хризоберилла, сменяющегося по мере удаления от массива фенакитом. Указанные апокарбонатные грейзены развиваются часто по слабо скарнированным известнякам, так что флюорит с фенакитом и литиевыми слюдами накладывается на везувиановые скарны.

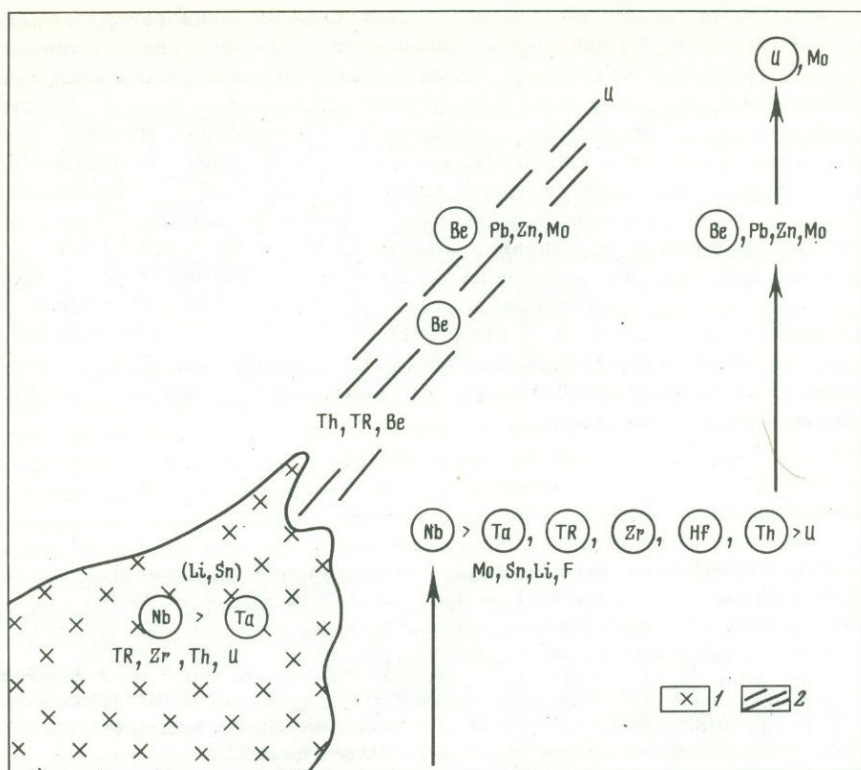
В отдельных, сравнительно редких случаях, когда скарнирование происходит под воздействием крупных по размерам интрузивов и процесс кислотного выщелачивания накладывается на сильно прогретые контактные зоны, подвергшиеся скарнированию, возникают своеобразные флюорит-сидерофилит-магнетитовые образования, развивающиеся по гранат-везувиановым скарнам. В этом случае разрыв между процессом скарнирования и последующим этапом изменения скарнов сильно сокращается и возникающие флюорит-сидерофилит-магнетитовые породы представляют собой своего рода переходные образования от скарнов к грейzenам. Особенностью их является постоянное наличие среди магнетита тончайшей вкрашенности хризоберилла, реже гельвина (Гинзбург, Куприянова, 1972).

Месторождения надинтрузивных зон возникают на различных расстояниях от материнских интрузивов, что определяется прежде всего составом вмещающих пород и их тектонической подготовкой. При залегании интрузивов в известняках возникают мощные экзоконтактные зоны флюоритовых апокарбонатных грейzenов, при этом весь фтор высаживается в форме флюорита, и весь бериллий фиксируется здесь же, чаще всего в форме фенакита (реже хризоберилла). В этом случае дальнейшая миграция бериллия не происходит.

В том же случае, когда вмещающие породы представлены кислыми алюмосиликатными разностями и в надинтрузивной области появляются хорошо проработанные тектонические зоны, бериллиевое оруденение может отходить от материнских интрузивов на значительные расстояния, пока во вмещающих породах не появятся пропластки пород, обогащенные кальцием (карбонатные породы, габброиды, амфиболиты и т.п.), которые будут способствовать рудообразованию, либо же вследствие уменьшения давления или резкого изменения pH растворов не произойдет распад комплексных соединений бериллия. В надинтрузивных зонах располагаются в этом случае обычно кварцево-жильные поля с вольфрамовой, оловянно-вольфрамовой и оловянно-сульфидной минерализацией, содержащие также литий и бериллий, или же молибденовые, молибден-висмут-вольфрамовые и вольфрам-бериллиевые рудные тела.

В пределах этих надинтрузивных рудных полей часто наблюдается своя характерная вертикальная зональность, при этом в ряде случаев выделяются две рудные зоны, разделенные практически безрудными кварцевыми грейzenами (зоной кислого выщелачивания). Поэтому особое значение приобретает выявление критериев (основанных на типоморфных особенностях рудных и породообразующих минералов), позволяющих устанавливать степень эрозионного среза рудного поля и отличать верхнюю рудную зону от нижней. В отдельных более редких случаях оловянно-вольфрамовые кварцевые жилы располагаются непосредственно в рудоносных гранитах, выполняя пологие трещины контракционной отдельности в апикальных частях гранитных куполов, при этом они по простиранию переходят в зоны грейзенизации, приуроченные к тем же пологим трещинам (Цинновец, ЧССР).

В областях активизации консолидированных складчатых структур возникают редкометалльные субщелочные гранитоиды (граносиениты, кварцевые сиениты), апикальные участки которых интенсивно альбитизированы, иногда окварцованы и содержат тантало-ниобиевое оруденение, представленное фергюсонитом, редкоземельным танталсодержащим пироксолом и колумбитом с соотношением тан-



Фиг. 5. Вертикальная зональность рудных тел над массивом редкометалльных субщелочных гранитов

1 – субщелочные гранитоиды, обогащенные Ta, Nb, Zr и TR; 2 – надинтрузивные образования с Th, TR, Be и Pb–Zn оруденением

тала к ниобию 1:10. В этом случае возникают крупные по масштабам комплексные тантало–ниобиевые месторождения, характеризующиеся также резко повышенными содержаниями циркония (циркон, малакон), редких земель как цериевой, так и иттриевой группы (флюоцерит, гагаринит, ксенотим, иттрофлюорит, иттриалит, бастнезит), тория (ферриторит, ураноторианит), реже лития (полилитнионит, литийсодержащий рибекит). Как правило, подобные массивы интенсивно обогащены фтором. Наряду с флюоритом в них широко развит криолит, гагаринит, флюоцерит и целая гамма сложных фторидов.

Вокруг подобных массивов и над ними, особенно в случае залегания их среди известняков, интенсивно развивается флюоритизация, с которой тесно связано бериллиево (лейкофановое, фенакитовое, фенакит–бертрандитовое) оруденение. В пределах надинтрузивных образований также проявляется определенная вертикальная зональность (фиг. 5), заключающаяся в том, что вблизи интрузивов бериллий локализуется совместно с торием и редкими землями (например, возникают весьма своеобразные флюорит–торит–фенакитовые тела), а на большем удалении бериллий (в форме фенакита и особенно бертрандита) тесно ассоциируется с сульфидами (пиритом, галенитом, сфалеритом). Поскольку материнские существенно калиевые субщелочные гранитоиды первоначально содержали повышенные количества тория и урана, а при их изменении и в экзоконтактных зонах фиксируется только один торий, то можно предполагать, что с постмагматическими процессами связан существенный вынос из массивов урана, который при благоприятных условиях может концентрироваться на значительном удалении от субщелочных массивов, полностью теряя с ними связь.

Указанная схема зональности распределения редкометалльного оруденения, при которой танталовое оруденение располагается непосредственно в апикальных участках гранитных массивов, а бериллиевое или оловянно-вольфрамовое — в надинтрузивных зонах, при этом между ними наблюдается прямая генетическая связь, может, естественно, усложняться, что особенно типично для массивов, формирующихся в гипабиссальных, а также в крайне неспокойных тектонических условиях, для которых характерны явления телескопирования. В этом случае надинтрузивные рудные тела оторваны по времени своего образования от танталового оруденения, локализуящегося непосредственно в самих гранитах, при этом они разделены во времени внедрением пород дайковой серии (гранит-порфирит, диоритовых порфиритов, микросиенитов), которая пересекает рудоносные граниты и, в свою очередь, пересекается и иногда замещается надинтрузивными флюоритовыми телами, обогащенными бериллием и сульфидами. В данном случае бериллиевое и танталовое оруденения связаны друг с другом парагенетически.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А.А. Вертикальная зональность пегматитов на примере пегматитового поля Аксу-Пуштиру (Туркестанский хребет). — Докл. АН СССР, **60**, № 7, 1948.
- Гинзбург А.И. Проблемы редкометалльных гранитов. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., изд-во "Недра", 1972.
- Гинзбург А.И., Куприянова И.И. Влияние вмещающих пород на особенности развития редкометалльной минерализации, связанной с гранитными пегматитами и грейзенами. — В кн.: Минеральные месторождения. Международный геол. конгресс, XXIV сессия. Доклады советских геологов. М., изд-во "Наука", 1972.
- Гинзбург А.И., Луговской Г.П., Рябенко В.Е. Цезиевые слюдиты — новый тип оруденения. — Разв. и охрана недр, № 8, 1972.
- Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудн. месторождений, № 1, 1966.
- Гинзбург А.И., Фельдман Л.Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометалльных гранитов и пегматитов. — В кн.: Международный геохимический конгресс, т. III, кн. 2. М., изд-во "Наука", 1972.
- Луговской Г.П., Матиас В.В., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Строение массивов редкометалльных гранитов и особенности их генезиса. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., изд-во "Недра", 1972.
- Четырбоцкая И.И., Быховский Л.З., Гетманский И.И., Шумов Г.И. Танталоносность вольфрамитов и касситеритов как критерий поисков месторождений тантала. — Разв. и охрана недр, № 8, 1967.
- Четырбоцкая И.И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. М., изд-во "Недра", 1972.

О. С. Кляев

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В результате исследований, проведенных в Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ, охарактеризованы первичные ореолы некоторых типов пневматолитово-гидротермальных месторождений бериллия. Установленные при этом геохимические закономерности, вытекающие из особенностей состава и строения первичных ореолов, могут эффективно использоваться при решении задач, возникающих при прогнозировании и поисках скрытого бериллиевого оруденения. Важнейшим критерием оценки перспектив бериллиеносности является вертикальная зональность в строении первичных ореолов, установленная на изученных месторождениях.

В ходе проведенных исследований главное внимание обращалось на изучение первичных ореолов следующих наиболее значимых в практическом отношении типов месторождений бериллия:

- I - изумрудоносные "слюдиты" в ультраосновных породах;
- II - комплексные вольфрамит-молибденит-берилловые альбитит-грейзеновые в алюмосиликатных породах;
- III - комплексные вольфрамит-молибденит-берилловые кварцевожильные, грейзеновые в алюмосиликатных породах;
- IV - гентгельвиновые в метасоматически измененных гранитоидах;
- V - флюорит-фенакит-бертрандитовые в карбонатных породах;
- VI - полевошпат-бавенит-фенакитовые в породах ультраосновного состава.

По существующим представлениям об условиях формирования месторождений бериллия с учетом данных, полученных при изучении первичных геохимических ореолов, перечисленные месторождения классифицируются как высокотемпературные грейзеновые (типы I, II, III), либо среднетемпературные гидротермальные (типы IV, V, VI) образования с присущими каждому классу месторождений типоморфными ассоциациями рудогенных и сопутствующих им элементов.

Морфологически все исследованные месторождения представлены не одиночными рудными телами, а системами сближенных жил, либо минерализованными и штокверковыми зонами. В строении их участвуют обычно минерализации нескольких стадий рудного процесса, пространственно сопряженных с метасоматическими изменениями в рудоносных гранитоидных массивах и породах их кровли. Первичные ореолы сближенных рудных тел в каждом случае объединены в общий ореол месторождения, либо крупных рудных зон. Ниже описываются общие особенности развития первичных ореолов изучавшихся месторождений.

Отличительной особенностью первичных геохимических ореолов бериллиевых месторождений является комплексность элементного состава. Помимо бериллия, контрастные ореолы во вмещающих породах образуют петрогенные элементы (калий, натрий), галогены (фтор, бор), редкие щелочи (рубидий, литий), рудообразующие и сопутствующие им элементы: молибден, вольфрам, висмут, олово, свинец, цинк, медь, редкоземельные элементы и другие компоненты ореолов.

Особенности состава рудных тел на различных типах бериллиевых месторождений отмечаются соответствующими изменениями элементного состава первичных ореолов. Так из приведенного перечня элементов-индикаторов может быть выделена, с одной стороны, группа типоморфных элементов, представленная вольфрамом и висмутом, образующих контрастные ореолы лишь на высокотемпературных месторождениях (типы I, II, III), с другой стороны, группа редкоземельных элементов, характерных для ореолов собственно гидротермальных месторождений бериллия; на месторождениях, локализованных в ультраосновных либо карбонатных породах, существенную роль в составе общего ореола играет бор. Прочие элементы-индикаторы, определяющие качественно единообразный состав ореолов бериллиевых месторождений, объединены в группу так называемых "сквозных" элементов. Обобщенная характеристика состава первичных ореолов месторождений бериллия иллюстрируется табл. 1.

Развитие ореолов в околорудном пространстве и их морфологические особенности контролируются теми же структурными и литологическими факторами, которые определяют условия локализации и морфологические особенности бериллийсодержащих рудных тел. В принципе, можно говорить об унаследованности первичными ореолами формы рудных тел. Над штокообразными куполами минерализованных гранитов, в апикальных частях которых локализируются альбитит-грейзеновые месторождения, наблюдаются ореолы грубо изомет-

¹ Принятые цифровые индексы сохраняются далее в тексте для обозначения соответствующих типов месторождений.

Таблица 1

Состав первичных ореолов бериллиевых месторождений

	"Сквозные элементы"	Na, K, Pb, Li, F, Be, Mo, Sn, Pb, Zn, Cu
	Типоморфные элементы: Высокотемпературные месторождения	W, Bi
Элементы-индикаторы бериллиевого оруде- нения	среднетемпературные месторождения	TR
	месторождения, локали- зованные в карбонатных и ультраосновных поро- дах	B

ричной формы; в случаях линейно ориентированных рудоконтролирующих структур ореолы приобретают форму линзовидных полос, относительно равномерно окаймляющих рудные зоны.

Размеры первичных ореолов в значительной мере зависят от степени тектонической и термальной проработки вмещающих пород и их литологического состава. Отмечается, что в породах, резко отличных по составу от рудоносных гранитов, развиты, как правило, при прочих равных условиях наиболее локальные по размерам ореолы.

Первичные ореолы отдельных элементов-индикаторов, участвующие в строении комплексного ореола, в пределах каждого месторождения различаются своими размерами. Во внешней зоне ореолов концентрируются преимущественно элементы широкого рассеяния: щелочные металлы, фтор. Ореолы прочих компонентов более характерны для внутренних зон общего ореола, причем наиболее значительные по размерам ореолы здесь образуют основные рудообразующие элементы.

Поля максимальных концентраций элементов, образующих ореолы во внешних и внутренних зонах, как правило, совмещены, за исключением натрия, накопление которого во всех случаях отмечается в периферической зоне общего ореола.

Первичные ореолы комплексного состава, сопровождающие на изученных месторождениях крутопадающие рудные зоны, распространяются выше уровня локализации основных рудных тел более чем на 150-200 м, а по данным реконструкции вертикальных разрезов, протяженность ореолов в надрудном уровне на отдельных объектах может достигать 600 м и более. Полного выклинивания ореолов по восстанию рудных зон нигде не установлено.

Приведенные данные в самом общем виде характеризуют первичные ореолы некоторых типов "эталонных" месторождений бериллия. Помимо общности элементов состава отмечается значительная протяженность при сохранении комплексности состава ореолов над скрытыми рудными телами. Все это определяет важную индикационную роль первичных ореолов при обнаружении глубоководного бериллиевого оруденения. Положение бериллийсодержащих рудных тел в ореольном пространстве по конкретным вертикальным разрезам должно производиться с учетом вертикальной зональности в строении первичных ореолов.

Для изучения особенностей распределения химических элементов в первичных ореолах изученных типов месторождений были составлены ряды вертикальной зональности элементов-индикаторов бериллиевого оруденения по методике, предложенной С.В. Григоряном (табл. 2). Положение в рядах зональности каж-

дого элемента определяет уровень его максимального накопления относительно прочих компонентов ореола в рассматриваемой зональной колонке.

Полученные статистическим путем ряды вертикальной зональности в первичных ореолах в общем виде согласуются с зональностью отложения рудогенных элементов, установленной на редкометалльных грейзеновых месторождениях Казахстана. Последняя, по данным Г.Н. Щербы, имеет вид (сверху вниз): медь, цинк, свинец, вольфрам, висмут, бериллий, молибден, олово. В приведенном ряду рудной зональности грейзеновых месторождений охарактеризованы лишь комплексные вольфрам-молибден-бериллиевые месторождения (типы II, III). В этом смысле ряды зональности распределения элементов в первичных ореолах являются более полными, поскольку в зональной колонке определяется положение породообразующих элементов, редких щелочей и фтора как для высокотемпературных грейзеновых, так и для среднетемпературных собственно гидротермальных месторождений.

При сравнении рядов зональности элементов-индикаторов различных типов месторождений бериллия выявляется определенное сходство в расположении отдельных элементов в приведенных рядах. В принципе, распределение элементов-индикаторов бериллиевого оруденения в вертикальных разрезах отвечает следующему зональному ряду (сверху вниз): натрий, калий, рубидий, цинк, свинец, медь, литий, фтор, вольфрам, бериллий, висмут, молибден, олово, редкоземельные элементы. Это дает основание предполагать типовую последовательность рудоотложения при формировании бериллиевого оруденения различных генетических типов. Сложное строение месторождений и стадийный характер рудообразования, очевидно, не оказывают существенного влияния на общую геохимическую зональность первичных ореолов.

Анализ характера корреляционных связей между ореолообразующими элементами, морфологических особенностей ореолов с учетом современных представлений об условиях формирования месторождений бериллия указывает, что образованию первичных ореолов бериллия и сопутствующих ему рудных компонентов ореолов предшествует вынос в рудовмещающие породы щелочных металлов. Это находит отражение в образовании зон относительного накопления щелочных металлов в верхних частях зональной колонны (левые части рядов зональности).

Дальнейшее развитие метасоматоза, сопутствующего оруденению, приводит к образованию грейзеновых фаций и других продуктов кислотной стадии. При этом состав ореолов существенно расширяется, и наряду со щелочными металлами во вмещающие породы при активном участии фтора выносятся бериллий и другие рудные элементы.

При рассмотрении рядов зональности (см. табл. 1) видно, что область максимального накопления вольфрама, молибдена, висмута и олова, во фронтальной части которой располагаются фтор и литий, проявлена обычно гипсометрически ниже уровня накопления свинца, цинка и меди. Это, очевидно, связано с тем, что соединения, в форме которых осуществляется перенос последних, обладают

Таблица 2

Ряды зональности элементов-индикаторов

Типы месторождений	Ряды зональности
I	B ₁ Pb Mo ₁ F Li Be Sn Zn Cu Mo ₂ B ₂
II	Na K Rb Zn Cu Pb Li F W Be Mo Bi Sn
III	Zn Cu Pb Li F W Be Mo Bi Sn
IV	Zn Cu Pb F Li Zn Be Mo TR
V	Cu Pb Li F B Be Mo Sn Zn
VI	Rb Na Rb K Li TR ₁ Mo ₁ B Zn Cu F Be Sn Mo ₂ TR ₂ Pb

большой устойчивостью сравнительно с фторокомплексными соединениями, формирующими ореолы бериллия, вольфрама, олова и других элементов, что должно определять более продолжительное нахождение халькофильных элементов в восходящих рудных растворах и, в конечном счете, обуславливает их относительно высокую концентрацию в верхних частях зональной колонны, выше основных рудогенных элементов.

Приведенная схема последовательности образования ореолов в принципе объясняет расположение химических элементов в рядах вертикальной зональности. Остается не изученной причина образования так называемых полиформационных ореолов на месторождениях, сформированных в породах ультраосновного состава (типы I, VI). Ряды зональности на указанных месторождениях фиксируют в нижних частях зональной колонны дублирование максимумов накопления халькофильных элементов, редких земель и бора.

Вертикальная зональность в строении первичных ореолов находит широкое применение при оценке выявляемых геохимических ореолов, в частности, при определении уровня их эрозионного среза относительно ожидаемого оруденения. Зональность обычно количественно выражается через изменения величин таких индикаторных показателей, как мультипликативные отношения линейных продуктивностей ореолов элементов надрудного комплекса к элементам, показавшим преимущественное накопление в подрудных частях первичных ореолов. Выбор комплекса надрудных и подрудных элементов-индикаторов в общем случае производится с учетом принадлежности элементов к верхним и, соответственно, нижним частям рядов вертикальной зональности, установленным на основе изучения эталонных месторождений.

Непременным условием при выборе показателей зональности (индикаторных отношений) является монотонный характер изменений их величин при переходе от верхних надрудных уровней ореола к нижним. Фактически же, при рассмотрении изменений конкретных параметров ореолов на разных уровнях выявляется весьма прихотливое распределение большинства элементов, главным образом, в связи с максимальным накоплением на уровне развития рудных тел. Этим нарушается однонаправленный характер градиента концентраций и других параметров ореолов при переходе от верхних надрудных уровней к нижним, что, в конечном счете, исключает возможность использования многих элементов в качестве элементов-индикаторов вертикальной зональности. Наблюдаемое же единообразие приведенных статистических рядов зональности разных типов месторождений бериллия отражает, очевидно, лишь общую тенденцию качественного изменения ореолов в вертикальных сечениях.

Геохимические поиски скрытых месторождений бериллия должны повышать достоверность перспективной оценки широких экзоконтактных и надинтрузивных зон берилиеносных интрузий, в пределах которых вероятно обнаружение промышленных концентраций бериллия.

С учетом особенностей локализации пневматолитово-гидротермальных месторождений бериллия, при определении уровня вскрытия выявляемых эндогенных аномалий относительно скрытого оруденения могут решаться две основные задачи.

1. Определение глубины залегания берилиевого оруденения, связанного с грейзеновыми фациями в эндоконтактах скрытых куполов минерализованных гранитов.
2. Оценка эрозионного уровня берилиеносных тектонических зон, проявленных за пределами рудоносных интрузивов.

В первом случае само по себе положение геохимических аномалий в надинтрузивной зоне нескрытых эрозией гранитных массивов позволяет классифицировать аномалии как надрудные. Общая продуктивность первичного ореола в породах кровли и комплексность его состава будет возрастать по мере приближения к прикровельным частям интрузии, и в непосредственном ее экзоконтакте, наряду с элементами широкого рассеяния (фтор, редкие щелочи, калий), будут контрастно проявлены ореолы большинства рудогенных элементов (бериллий, вольфрам, молибден, висмут и др.).

Таблица 3

Индикаторные отношения для различных уровней ореолов месторождений

Тип место- рождений	Индикаторные отношения (по- казатели зо- нальности)	Уровни ореолов		
		Надрудный	Рудный	Подрудный
I	Li/Cu	$n \cdot 100$	$n \cdot 10$	$n \cdot 0,1$
	F·Li/Cu·Mo	$n \cdot 10000$	$n \cdot 100$	$n \cdot 10$
V	Li·Pb/Zn	$n \cdot 100$	n	$n \cdot 0,001$
	F·Pb/Zn	$n \cdot 1000$	$n \cdot 100$	$n \cdot 10$
VI	Li/Cu·TR	$n \cdot 10$	$n \cdot 0,1$	$n \cdot 0,01$
	F·Li/Cu·TR	$n \cdot 100$	$n \cdot 10$	n

Задача определения уровня вскрытия ореола в данном случае совмещается с задачей определения глубины залегания кровли гранитного массива.

Одним из возможных критериев для определения уровня среза ореола может служить величина геохимического показателя, характеризующего отношение мультиплицированных величин линейных продуктивностей элементов-индикаторов широкого рассеяния (фтор, литий) к элементам, наиболее контрастно проявленным во внутренней зоне комплексного ореола (молибден).

Расчетная формула показателя зональности имеет вид:

$$K_3 = \frac{P_F \cdot P_{Li}}{P_{Mo}^2},$$

где $P_{F, Li, Mo}$ — величины линейных продуктивностей ореолов соответствующих элементов.

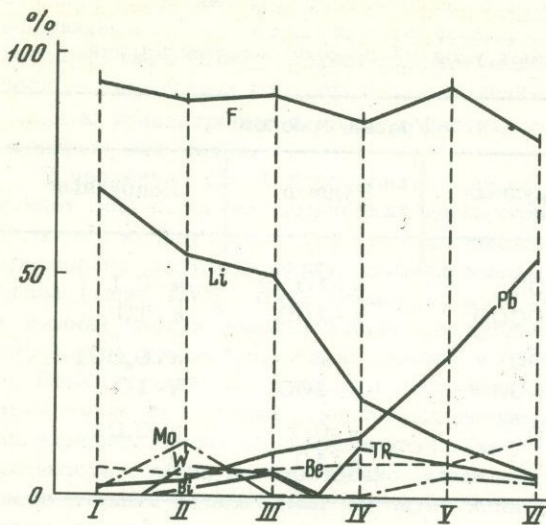
Величины показателя зональности, вычисленные для различных уровней эрозионного среза ореола на различных расстояниях от кровли гранитов, составляют:

$$\begin{aligned} K_3 = n & \quad - \text{уровень кровли гранитного массива;} \\ K_3 = n \cdot 10^2 & \quad - 100 \text{ м выше уровня кровли массива;} \\ K_3 = n \cdot 10^3 & \quad - 200 \text{ м выше уровня кровли массива;} \\ K_3 = n \cdot 10^4 & \quad - 400 \text{ м выше уровня кровли массива;} \\ K_3 = n \cdot 10^5 & \quad - 500 \text{ м выше уровня кровли массива.} \end{aligned}$$

Задача оценки по первичным ореолам перспектив тектонических зон на бериллиево-рудиное оруденение может возникать при поисках месторождений типа изумрудноносных "слюдитов" (тип I), флюорит-фенакит-бертрандитовых (тип V), полевошпат-бавенит-фенакитового (тип VI) и других типов. Рудные зоны этих месторождений обычно пространственно обособляются от массивов рудоносных гранитов и проявлены за их пределами.

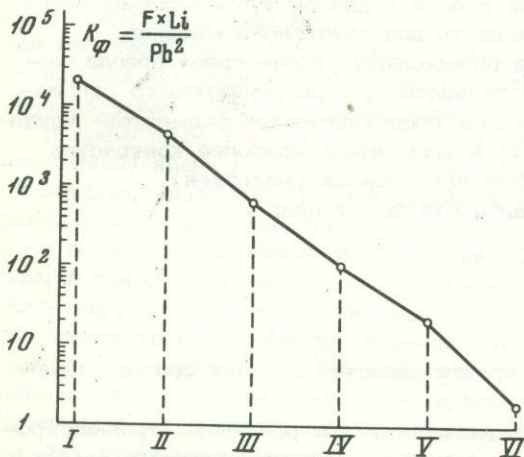
Геохимические уровни первичных ореолов относительно уровня локализации бериллиевого оруденения в рудоносных зонах достаточно уверенно распознаются при использовании отношений мультипликативных величин линейных продуктивностей ореолов элементов-индикаторов зональности. Предлагаемые для каждого типа месторождений индикаторные отношения и порядок их величин, установленных на различных уровнях ореолов эталонных месторождений, приведен в табл. 3.

Обращает на себя внимание отсутствие единых, универсальных показателей зональности для определения уровня эрозионного среза выявляемых орео-



Фиг. 1. Изменение удельной роли элементов-индикаторов в разных типах бериллиевых месторождений

Удельная роль фтора рассчитана с учетом приведенной ассоциации элементов, роль прочих элементов — без учета фтора



Фиг. 2. Изменение величин коэффициента формационной принадлежности первичных ореолов разных типов месторождений

лов. Правомерность использования индивидуальных показателей зональности, предлагаемых для конкретных типов бериллиевых месторождений, непосредственно связана в каждом случае с надежным определением формационной принадлежности ореолов к генетическим типам отвечающего им бериллиевого оруденения.

В связи с этим необходимо вкратце остановиться на одном из возможных приемов количественной интерпретации геохимических аномалий, подлежащих оценке. Решение этой задачи при проведении геохимических поисков на флангах известных месторождений не представляет больших трудностей. В более общих случаях при определении принадлежности эндогенных аномалий бериллия к тому или иному типу оруденения, к геохимическому классификационному признаку следует отнести различия в количественных соотношениях между параметрами ореолов элементов-индикаторов.

Установлено, что доля каждого элемента в суммарных запасах комплексного ореола, выраженных через сумму величин линейных продуктивностей ореолов, характеризует относительный уровень специализации месторождения на отдельные элементы-индикаторы. При анализе числовых характеристик, касающихся удельной роли каждого элемента в первичных ореолах, установлены следующие закономерности.

Независимо от рассматриваемого типа месторождений, удельная роль бериллия и фтора в комплексных ореолах остается постоянной, что подчеркивает их устойчивую фтор-бериллиевую специализацию.

В общем списке элементов-индикаторов выделены две группы элементов с контрастно проявленными разнонаправленными изменениями их удельной роли в ореолах. К таким элементам относятся натрий, калий, литий, рубидий и свинец. Доля калия и свинца в ореолах закономерно возрастает в ряду месторождений I-VI при переходе от высокотемпературных к среднетемпературным месторождениям; для натрия, лития и рубидия установлена обратная тенденция. Количественные соотношения фтора, бериллия, лития, свинца, вольфрама, молибдена, висмута и редкоземельных элементов в первичных ореолах изученных типов месторождений иллюстрируются прилагаемыми графиками (фиг. 1).

Для суждения о принадлежности геохимических аномалий к тому или иному генетическому типу оруденения может быть использован коэффициент, учитывающий распределение в ореолах бериллиевых месторождений лития, фтора и свинца, являющихся наиболее надежными индикаторами формационной принадлежности.

Расчетная формула этого коэффициента имеет следующий вид:

$$K_{\phi} = P_F \times P_{Li} / P_{Pb}^2,$$

где K_{ϕ} - коэффициент формационной принадлежности; P_F, P_{Li}, P_{Pb} - линейные продуктивности ореолов фтора, лития и свинца.

Изменения величин этого коэффициента, вычисленные для ореолов различных типов месторождений в их надрудном уровне, весьма контрастны и колеблются от первых единиц до 16 000 (фиг. 2).

Охарактеризованная выше вертикальная зональность ореолов в числе других геохимических критериев с успехом может использоваться при поисках скрытого оруденения.

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д. И. Горжевский, Г. А. Голева, И. З. Исакович

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НА СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СССР

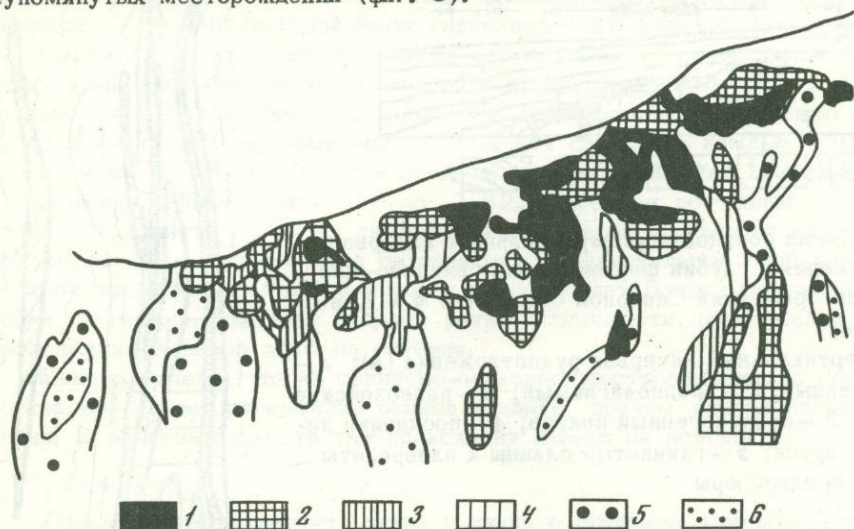
Изучение рудной зональности имеет важное значение для расшифровки происхождения и истории формирования руд, выяснения перспектив и оценки глубоких горизонтов, а также для поисков скрытого оруденения. Главными параметрами зональности свинцово-цинковых месторождений и рудных тел являются направление и контрастность (Смирнов, 1965).

В зависимости от направления можно выделить следующие типы зональности: а) по падению рудных тел, б) по простирающей рудных тел, в) по мощности рудных тел, г) комбинированную (включающую нередко все три вышеперечисленные зональности). Зональность по падению, а иногда и по простирающей рудных тел, характерна для жильных свинцово-цинковых месторождений (фиг. 1), а нередко и для метасоматических залежей в карбонатных породах. Комбинированная зональность характерна для колчеданно-полиметаллических месторождений (фиг. 2), а иногда и для докембрийских и стратиформных месторождений.

Контрастность вертикальной зональности (наиболее важной в теоретическом и практическом отношении) определяется сменой одних продуктивных минеральных ассоциаций другими в пределах какого-либо интервала. По этому принципу свинцово-цинковые месторождения могут быть разделены на две группы: с резко выраженной контрастной зональностью и со слабо выраженной контрастной зональностью. В первом случае на протяжении десятков или первых сотен метров по падению рудных тел происходит двух-трехкратное изменение состава продуктивных минеральных ассоциаций. К этой группе относятся в частности Риддер-Сокольное и Среднее месторождения на Рудном Алтае, Благодатское и Екатерино-Благодатское в Забайкалье, Здидаг, Фаснал, Кадат и другие на Кавказе и т.д. Ко второй группе относятся месторождения, в которых одни и те же продуктивные минеральные ассоциации прослеживаются по падению рудных тел на многие сотни метров, существенно не изменяя своего состава. В качестве примера можно привести Тишинское месторождение, где одни и те же продуктивные минеральные ассоциации прослеживаются по вертикали на расстояние более 1200 м; к этой же группе относится Зырянское месторождение на Алтае, Садонское на Кавказе и др.

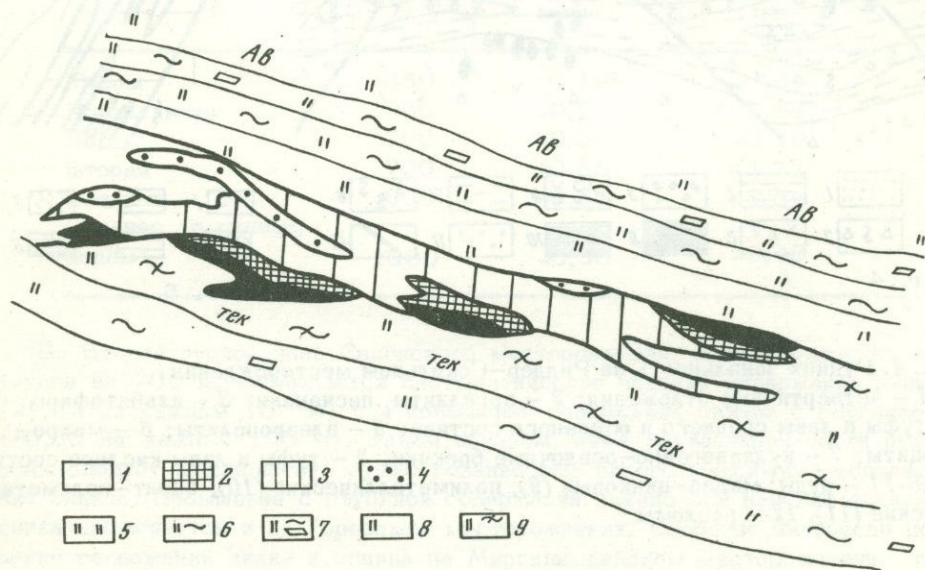
Большая вертикальная протяженность минеральных ассоциаций по падению рудных тел вероятно объясняется, с одной стороны, относительно значительной глубиной формирования рудных тел, а с другой, — отсутствием экранирующих структур и горизонтов, что благоприятствует свободному движению рудоносных растворов.

На Садонском месторождении продуктивная галенит-сфалерит-пиритовая минеральная ассоциация прослеживается по падению на расстояние более 1000 м. В то же время западнее Садонского месторождения по данным М.М. Константинова (1965) в месторождениях Фаснал и Здидаг, а также и восточнее в месторождениях Хаником, Какадур и Цагат эта же минеральная ассоциация продолжается по падению не более чем на 300-500 м, а еще чаще на меньшее расстояние. Это обстоятельство совпадает с глубинами формирования вышеупомянутых месторождений (фиг. 3).



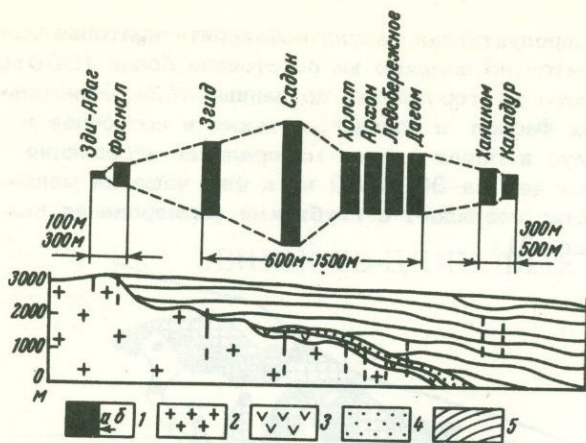
Фиг. 1. Площадное распределение суммарного содержания свинца и цинка в рудных зонах Садонского месторождения (по Э.Л.Кобленцу)

Суммарное содержание Pb и Zn (%): 1 - >30; 2 - 20-30; 3 - 15-20; 4 - 10-15; 5 - 5-10; 6 - <5



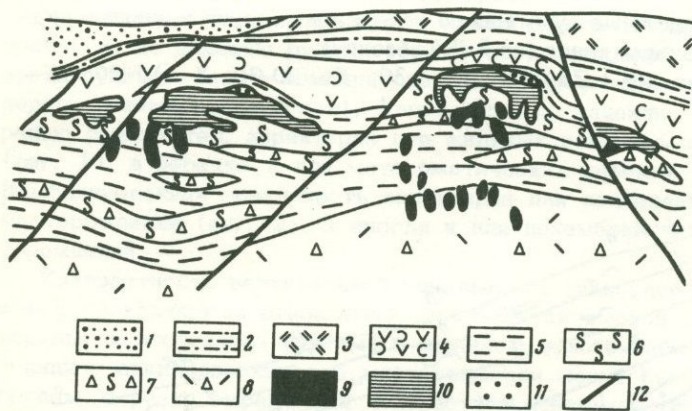
Фиг. 2. Рудная и метасоматическая зональность в рудах Белоусовского месторождения

1-4 - руды: медноколчеданные (1), медноцинковые (2), полиметаллические (3), барит-полиметаллические (4); 5-9 - метасоматиты: кварциты (5), кварц-серицитовые (6), кварц-серицит-карбонатные (7), кварц-альбитовые (8), кварц-хлорит-талльковые (9)



Фиг. 3. Схема соотношения вертикального интервала рудоотложения и глубин формирования свинцово-цинковых месторождений Северной Осетии (по М.М. Константинову)

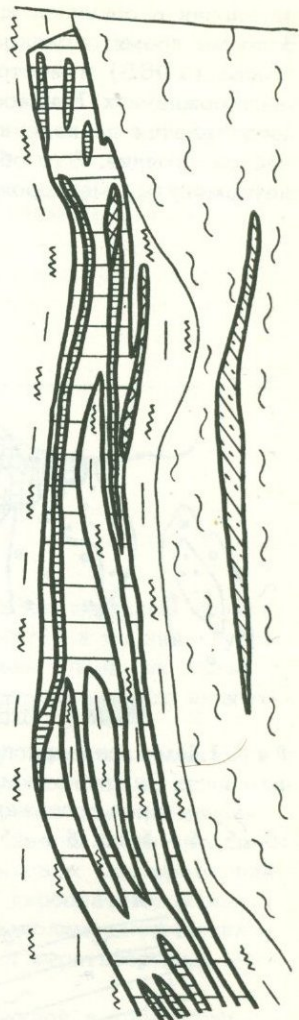
1 – вертикальный интервал рудоотложения (м): а – установленный, б – предполагаемый; 2 – палеозойские граниты; 3 – вулканогенный покров; 4 – песчаники домерского яруса; 5 – глинистые сланцы и алевролиты нижней и средней юры



Фиг. 4

Фиг. 4. Рудная зональность на Риддер-Сокольном месторождении

1 – четвертичные отложения; 2 – аргиллиты, песчаники; 3 – альбитофиры; 4 – туфы и лавы среднего и основного состава; 5 – алевропелиты; 6 – микрокварциты; 7 – вулканогенно-осадочные брекчи; 8 – туфы и лавы кислого состава; 9-11 – руды: медно-цинковые (9), полиметаллические (10), барит-полиметаллические (11), 12 – разломы



Фиг. 5

Фиг. 5. Парагенетические минеральные ассоциации руд Тишинского месторождения (по И.З.Исакович)

1 – метасоматические измененные осадочные породы среднего девона; 2 – метасоматические измененные вулканогенные породы среднего девона; 3 – зоны пиритизации; 4-6 – минеральные ассоциации руд: халькопиритовая в зонах пиритизации (4), сфалеритовая (5), халькопирит-галенит-сфалеритовая (6)

На Риддер-Сокольном месторождении (фиг. 4) на расстоянии около 500 м по падению галенит-сфалерит-баритовая минеральная ассоциация сменяется сначала халькопирит-галенит-сфалеритовой, а затем халькопирит-сфалеритовой и халькопирит-пиритовой. В то же время на Тишинском месторождении (фиг. 5) халькопирит-галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация по падению главного рудного тела прослеживается без существенных изменений на расстоянии более 1200 м. Это также совпадает с глубиной формирования этих месторождений, так как Риддер-Сокольное месторождение относится к гипабиссальной, а Тишинское - к мезоабиссальной фации глубинности (Горжевский, Исакович, 1973).

Другим параметром контрастности вертикальной зональности является градиент изменения содержаний металлов в рудах. По данным Э.Л. Кобленца, в рудных зонах Садонского месторождения, прослеженных по падению на глубину от 600 до 900 м, изменение содержания свинца на каждые 100 м колеблется от +0,33 до -0,53, в среднем по месторождению составляя -0,35, а содержания цинка - от -0,39 до -1,32, в среднем составляя -0,43 (табл. 1). Вместе с тем из таблицы видно, что на Садонском месторождении для каждого рудного тела сохраняются индивидуальные особенности контрастной зональности. Особый интерес представляет Вторая рудная зона, которая, возможно, отвечает второму ритму зональности, представляя собой продолжение Ходской зоны на глубине.

Принято думать, что на свинцово-цинковых месторождениях с глубиной постепенно падает содержание свинца и цинка, причем свинца больше, чем цинка. В действительности так происходит далеко не всегда.

Таблица 1

Изменение содержания свинца и цинка с глубиной в рудных зонах Садонского месторождения

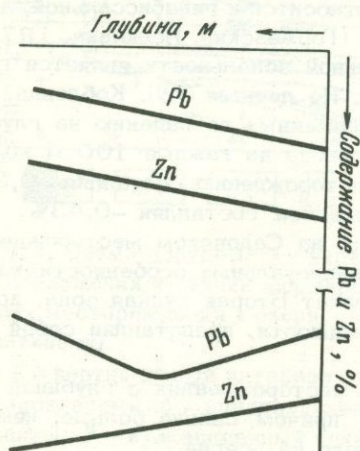
Наименование рудной зоны	Общая высота зон, м	Изменение содержания металлов на 100 м понижения, %	
		свинец	цинк
Южная	650	+0,18	-0,86
Центральная	900	-0,25	-0,62
Новая	700	-0,30	-0,39
Вторая	700	+0,33	-1,32
Ходская	600	-0,53	-0,84
Среднее по рудным зонам	1000	-0,35	-0,43

Во Второй рудной зоне Садонского месторождения, прослеженной по вертикали на 700 м, наблюдается систематическое падение содержания цинка (-1,32 на каждые 100 м) при повышении содержаний свинца с глубиной (+0,33 на каждые 100 м). Таким образом, ниже разведанной части рудной зоны следует предполагать существование еще одного максимума содержаний свинца. Повышение с глубиной содержаний свинца при падении содержаний цинка наблюдается и на Горевском месторождении. Особенно интересно поведение содержаний цинка и свинца на Миргалимсайском месторождении, где на верхних горизонтах происходит возрастание содержаний свинца (1,5% на каждые 100 м), а на нижних падение его содержаний (1,76 на каждые 100 м). При этом содержание цинка систематически повышается на всех горизонтах (0,2% на каждые 100 м). На фиг. 6 изображены два типа вертикальной зональности свинцово-цинковых руд.

Все эти примеры указывают на сложный характер вертикальной зональности свинцово-цинковых месторождений и на наличие на некоторых место-

рождениях геологических и геохимических барьеров, вызывающих понижение растворимости соединений свинца и не влияющих на подвижность соединений цинка. Возможно это явление и обуславливает наличие повторяющейся зональности и смену убогих руд "хвостов" верхних рудных горизонтов богатыми рудами нижних горизонтов.

Сравнительно хорошо проявлено и лучше изучено зональное строение рудных тел колчеданно-полиметаллических месторождений. Здесь часто четко вы-



Фиг. 6. Изменение содержаний свинца и цинка в рудах с глубиной на некоторых свинцово-цинковых месторождениях

ражена поперечная зональность, обусловленная преобладанием в лежачем боку рудных тел халькопирит-пиритовой минеральной ассоциации (медноколчеданной), в средней части — халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовой (колчеданно-полиметаллической), а в висячем боку — галенит-сфалерит-баритовой (собственно полиметаллической и барит-полиметаллической), иногда обогащенной золотом и серебром. Эти же минеральные ассоциации, обуславливающие типы руд, в том же порядке располагаются и по восстанию рудных тел и иногда сменяют друг друга по их простиранию. Контрастность вертикальной зональности для колчеданно-полиметаллических месторождений хорошо определяется отношением Cu/Pb , увеличивающимся с глубиной.

Иногда с таким строением рудных тел колчеданно-полиметаллических месторождений связано зональное распределение элементов-примесей. Так, например, для Белоусовского месторождения на Рудном Алтае установлено, что от медноколчеданных руд к барит-полиметаллическим понижаются концентрации висмута, селена и теллура, и наоборот, повышаются концентрации кадмия, таллия и серебра (Гармаш и др., 1970).

Наряду с минералого-геохимической зональностью на колчеданно-полиметаллических месторождениях нередко можно наблюдать и структурную зональность. Последняя проявляется в преобладании на верхних горизонтах месторождений пластобразных залежей, согласных с вмещающими породами, а на глубоких горизонтах — крутопадающих рудных тел, секущих пласты вмещающих пород. В качестве примера подобной структурной зональности можно привести рудные тела Сокольного месторождения (см. фиг. 4). Отмеченное обстоятельство хорошо согласуется с динамикой современных гидротермальных систем в изверженных и вулканогенно-осадочных породах, которая заключается в том, что восходящее движение термальных растворов по глубинным разломам часто сменяется в приповерхностной зоне пластово-трещинным (Паужетская гидротермальная система на Камчатке).

Преобладающее значение для большинства типов свинцово-цинковых месторождений имеет неповторяющаяся зональность, однако для колчеданно-полиметаллических месторождений, как это отмечает А.С. Лапухов (Лапухов, Галкин, 1972), часто характерна ритмически повторяющаяся зональность, обусловленная трех-четырёхкратным повторением зональных колонок, при средней вертикальной протяженности каждой такой колонки 150–250 м. К верх-

ним зонам месторождений ширина колонок сокращается, а к нижним возрастает.

Приведенные выше примеры (Вторая рудная зона Садонского месторождения, Миргалимсайское и Горевское месторождения), по нашему мнению, свидетельствуют о том, что повторяющаяся зональность иногда характерна и для других типов свинцово-цинковых месторождений. Это обстоятельство имеет важное значение для оценки глубоких горизонтов месторождений.

Зональность рудных тел свинцово-цинковых месторождений по своей генетической природе обусловлена совместным проявлением двух известных типов зональности — стадийной и фациальной. Для месторождений жильного типа существенную роль играет стадийная зональность. При этом надо думать, что поступление растворов разных стадий происходило из единого последовательно эволюционирующего рудоносного раствора, так как мы почти всегда наблюдаем "единую общую направленность процесса развития минерализации, несмотря на многочисленность тектонических подвижек" (Рудяквист, 1965).

В колчеданно-полиметаллических месторождениях стадийная зональность играет подчиненную роль. Она обусловлена наличием стадий минерализации: пиритовой, галенит-сфалерит-халькопиритовой и галенит-сфалерит-баритовой. Тесная пространственная связь продуктов этих стадий, вероятно, свидетельствует о незначительных временных перерывах в проявлении данных стадий. Однако главное значение для колчеданно-полиметаллических месторождений имеет фациальная зональность. Существование фациальной зональности на ряде колчеданно-полиметаллических месторождений доказывается: отсутствием секущих взаимоотношений между минеральными ассоциациями; тесной связью между составом минеральных ассоциаций и литологическим составом вмещающих пород; зависимостью состава минеральных ассоциаций от степени трещиноватости вмещающих пород.

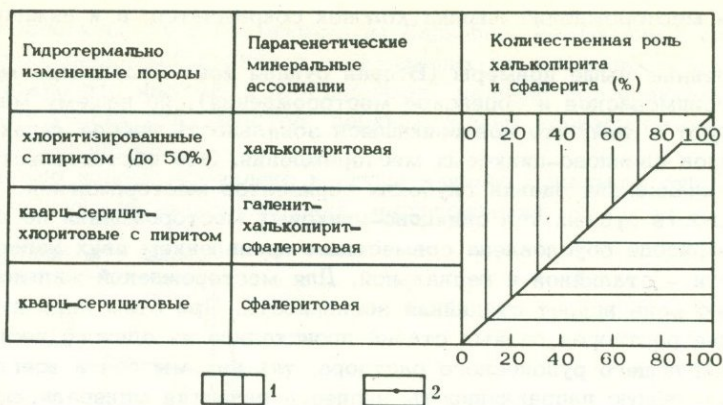
На ряде месторождений Рудного Алтая наблюдается зависимость состава продуктивных минеральных ассоциаций от типа и расположения метасоматических окологорудно-измененных пород. Так, пиритовые, халькопирит-пиритовые и халькопирит-сфалерит-пиритовые руды обычно приурочены к метасоматам хлоритового, тальк-хлоритового и карбонат-хлоритового состава, отличающимся высоким содержанием железа (фиг. 7). Галенит-сфалерит-пиритовые разновидности руд локализуются преимущественно в зонах развития серицито-кварцевых, карбонатно-кварцевых и альбито-кварцевых метасоматитов.

В пределах месторождений, где окологорудные изменения пользуются незначительным развитием (Среднее, Зареченское и др.), состав продуктивных минеральных ассоциаций зависит от первичного состава рудовмещающих пород: полиметаллические минеральные ассоциации локализуются в основном среди туфов кислого состава и кремнистых аргиллитов, а барит-полиметаллические приурочены к известнякам и известковистым аргиллитам. Такая избирательная приуроченность барит-полиметаллических минеральных ассоциаций к известнякам, вероятно, является следствием образования труднорастворимых сульфатов бария в карбонатных породах.

Зависимость состава минеральных ассоциаций от приуроченности месторождений к разломам и степени трещиноватости вмещающих пород особенно хорошо выявляется по содержанию барита в рудных телах. Так, в пределах Корбалихинского рудного поля, на месторождении Среднем в рудах присутствует ограниченное количество барита, а на Зареченском месторождении (расположенном в 0,5 км от Среднего) в зоне крупного разлома барит является преобладающим минералом руд.

По своему генезису рудную зональность свинцово-цинковых месторождений можно в целом назвать стадийно-фациальной, однако для колчеданно-полиметаллических месторождений и метасоматических залежей в известняках преобладающее значение имеет ее фациальная составляющая.

Таким образом, направление, контрастность и генетические особенности рудной зональности для различных промышленных типов свинцово-цинковых месторождений имеют свои специфические особенности, что еще раз подтверж-



Фиг. 7. Зависимость состава парагенетических минеральных ассоциаций на Тишинском месторождении от состава гидротермально измененных пород (по И.З.Исакович)

1 — халькопирит; 2 — сфалерит

дает правильность выводов В.М. Крейтера о генетическом значении этих типов в широком геологическом смысле этого слова.

Зональность свинцово-цинковых и других типов рудных месторождений весьма отчетливо отражает эволюцию состава рудоносных растворов в результате изменения их физико-химического состояния под воздействием вмещающих пород и таких геохимических параметров как pH, Eh, температура, давление, химический состав среды миграции металлов.

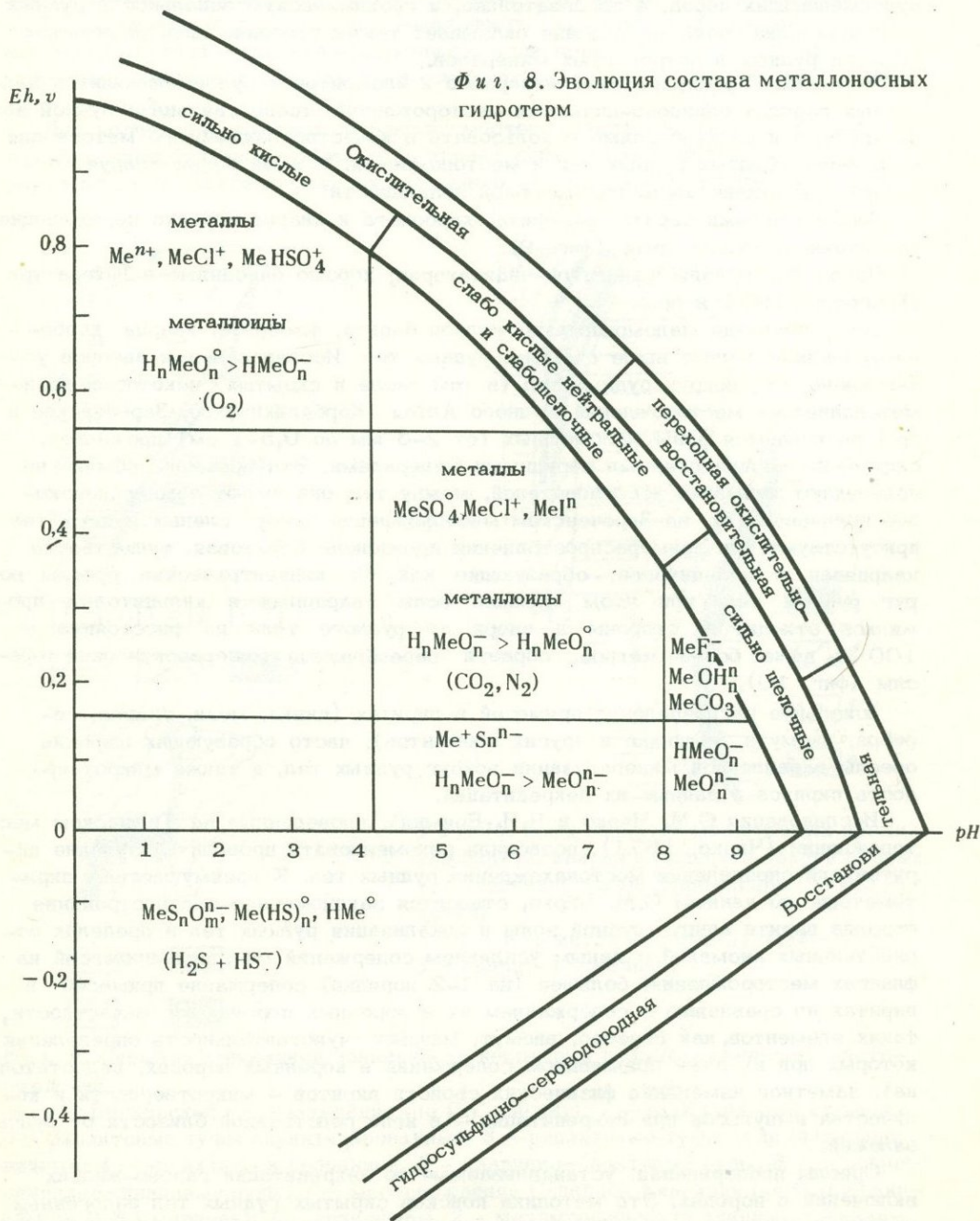
Установлено наличие большого сходства между зональностью рудных месторождений и их геохимических ореолов, что свидетельствует об одинаковой направленности эволюции форм миграции рудообразующих элементов в древних и современных металлоносных гидротермах, независимо от их концентрации и температуры (Голева, 1972). Наблюдающийся и в тех, и в других рост отношений Cu/Zn, Cu/Pb, Cu/Ba с глубиной обусловлен большей подвижностью в гидротермальных высокотемпературных хлоридных растворах свинца, цинка и бария. Некоторые отклонения их положения в общем ряду зональности можно объяснить различиями литологического состава рудных полей. Так, например, карбонатные и глинистые породы сорбируют свинец и медь более интенсивно чем цинк.

Часто наблюдаемое преобладание существенно галенитовых и барит-полиметаллических руд в верхних частях сульфидных месторождений, а свинца и бария в надрудной зоне их эндогенных ореолов, вероятно, является результатом накопления этих элементов на сульфатных барьерах, появляющихся в приповерхностной зоне. В то же время на подвижность цинка эти барьеры (повышенная сульфатность подземных вод или вмещающих пород) существенного влияния не оказывают, поскольку сульфатные соединения цинка отличаются высокой растворимостью. Эти выводы подтверждаются данными табл. 1 и фиг. 6, на которых показано изменение содержания свинца и цинка с глубиной в ряде месторождений.

Концентрация меди преимущественно на более низких интервалах рудоносной зоны объясняется меньшей устойчивостью ее комплексных соединений в зоне восстановительных процессов. Как известно, медь обладает низким потенциалом восстановления, обуславливающим ее переход при относительно небольшом ($< 0,15$ в) его понижении в менее подвижную одновалентную форму. Этим, вероятно, и обусловлено появление на верхних горизонтах месторождений вместо халькопирита, содержащего одновалентную медь, таких сульфидов меди как блеклые руды, борнит и халькозин, в которых присутствует только двухвалентная медь.

Несмотря на различие геологического строения, в пределах большинства свинцово-цинковых месторождений наблюдается весьма однотипная гидрохимическая зональность, отражающая общность тенденций в эволюции микро- и макрокомпонентного состава рудоносных растворов.

Как показано на фиг. 8, проявление свободных неустойчивых катионов металлов происходит, главным образом, при высоких значениях Eh и низких pH, т.е. в сильно окислительной приповерхностной обстановке. С глубиной роль комплексных соединений металлов, как известно, возрастает. Под воздействием увеличивающейся концентрации уголекислоты здесь формируются слабо-кислые (с pH 5,0-6 и Eh 0,2-0,5) хлоридные термы, обогащенные ионами таких сильных комплексообразователей как хлор, фтор, йод, бром, фосфор, бор



и др. Соответственно в этой зоне повышенных температур и давлений преобладают легкорастворимые галогенидные комплексы металлов.

В очагах разгрузки с понижением температуры и давления растворы дегазируются, нейтрализуются и ошелачиваются, что сопровождается появлением неустойчивых сульфатных и гидросокомплексных соединений металлов.

Локализация свинцово-цинковых месторождений преимущественно в карбонатных, углисто-сланцевых или кислых эффузивных образованиях объясняется более высокими сорбционными и ионно-обменными свойствами этих пород. Весьма отчетливо данные свойства пород проявляются и на формировании геохимических, особенно гидротермальных ореолов рудных тел, снижая их контрастность и протяженность. На сорбционную и ионно-обменную способность рудовмещающих пород, а следовательно, и геохимическую зональность рудных месторождений, большое влияние оказывает также строение кристаллических решеток рудных и петрогенных минералов.

Зональность распределения минералов и элементов в рудовмещающих и надрудных породах свинцово-цинковых месторождений тесно связана с рудной зональностью и ее необходимо использовать в качестве важнейшего метода для выявления скрытых рудных тел и месторождений. С этой целью следует отметить следующие элементы подобной зональности:

Жилы и залежи барита, флюорита, карбоната и кварца, нередко переходящие на глубине в рудные тела (фиг. 9).

Первичные ореолы элементов-индикаторов, хорошо описанные в литературе (Григорян, 1971 и др.).

Зоны развития маломощных прожилков барита, флюорита, кварца, карбоната, расположенные выше скрытых рудных тел. Исследованиями авторов установлено, что вокруг рудных тел (в том числе и скрытых) некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая (Корбалихинское, Зареченское и др.) развиваются зоны маломощных (от 2-3 мм до 0,5-1 см) прожилков, сложенные перечисленными нерудными минералами. Эти прожилки обычно не привлекают внимания исследователей, между тем они имеют важное поисковое значение. Так, на Зареченском месторождении вокруг слепых рудных тел присутствуют три зоны распространения прожилков: баритовая, существенно кварцевая и кальцитовая, образующие как бы концентрические ореолы вокруг рудных тел, при этом внешние зоны кварцевых и кальцитовых прожилков отходят в стороны и вверх от рудного тела на расстояние в 100 и даже более метров, образуя своеобразные минералогические ореолы (фиг. 10).

Зональное распределение примесей в пиритах (цинка, меди, свинца, серебра, висмута, мышьяка и других элементов), часто образующих широкие ореолы вкрапленной минерализации вокруг рудных тел, а также микротвердость пиритов и данные их декрепитации.

Исследования О.М. Чирко и Н.И. Еремина, проведенные на Тишинском месторождении (Чирко, 1971), позволили рекомендовать проводить изучение пиритов для определения местонахождения рудных тел. К преимуществам пиритометрии, по данным О.М. Чирко, относится закономерное распространение ореолов пирита вокруг рудной зоны и локализация рудных тел в пределах отрицательных аномалий с явным усилением содержания металлов-примесей на флангах месторождения; большее (на 1-2 порядка) содержание примесей в пиритах по сравнению с содержанием их в коренных породах (и в частности, таких элементов, как серебро, висмут, мышьяк, чувствительность определения которых при их даже повышенном содержании в коренных породах, недостаточна); заметное изменение физических свойств пиритов - микротвердости и количества импульсов при декрепитации - в непосредственной близости от рудных залежей.

Ореолы пропаривания, устанавливаемые по декрепитации газово-жидких включений в породах. Эта методика поисков скрытых рудных тел эндогенных месторождений, основанная на зональном расположении "ореолов пропаривания" по отношению к рудным телам, была предложена Н.П. Ермаковым (1966) и

успешно применялась на некоторых свинцово-цинковых месторождениях Тянь-Шаня и Рудного Алтая.

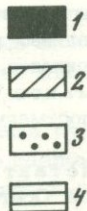
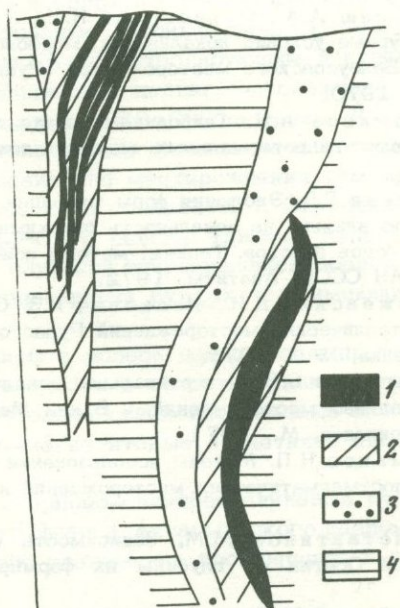
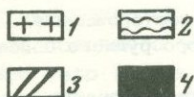
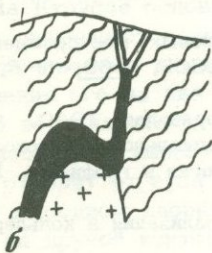
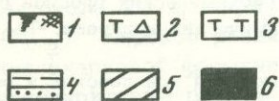
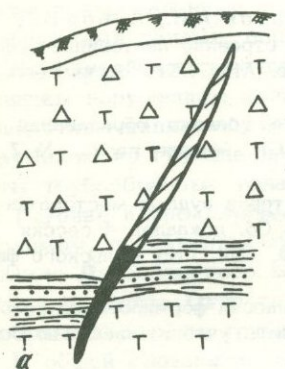
Подводя итоги вышесказанному, следует подчеркнуть следующее:

1. Контрастность вертикальной зональности свинцово-цинковых месторождений обусловлена, главным образом, глубиной и структурной обстановкой формирования месторождений, а также наличием или отсутствием литологических и геохимических барьеров. Она хорошо выявляется с помощью отношений содержаний элементов в рудах разных горизонтов (Pb/Zn, Cu/Pb, Bi/Pb, Bi/Sb и др.).

2. Для многих свинцово-цинковых месторождений различных типов характерна повторяющаяся по падению рудных тел зональность. Это обстоятельство имеет важное значение для оценки глубоких горизонтов месторождений.

3. По своему происхождению зональность свинцово-цинковых месторождений можно назвать стадийно-фациальной, если понимать под стадиями периоды отложения минералов из единого последовательно эволюционирующего рудоносного раствора.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений и метасоматических залежей в известняках, главную роль играет собственно фациальная зональность, обусловленная зависимостью состава вновь образованных минеральных ассо-



Фиг. 10. Зоны развития маломощных прожилков барита, кварца и кальцита вокруг рудных тел Зареченского месторождения (по И.З.Исакович)

1 - полиметаллическая руда; 2 - барит; 3 - кварц; 4 - кальцит

Фиг. 9. Схема вертикальной зональности некоторых полиметаллических месторождений

а - Беганьское месторождение (по Г.Г.Сасину): 1 - делювиальные суглинки, 2 - риолитовые туфы алунитизированные, 3 - риолитовые туфы калишпатизированные, 4 - аргиллиты и песчаники, 5 - кварцево-баритовые руды, 6 - серебро-свинцово-цинковые руды; б - месторождение Северной Киргизии (по О.Д.Левицкому и В.И.Смирнову): 1 - гранофиры, 2 - метаморфические сланцы, 3 - кварцево-флюоритовые жилы; 4 - полиметаллическая руда

циаций от состава вмещающих (околорудноизмененных) пород и структурной обстановкой рудоотложения.

4. Характер зональности рудных тел также зависит от промышленно-генетического типа свинцово-цинковых месторождений. Для месторождений жильного типа и метасоматических залежей в известняках зональное строение руд обнаруживается в двух направлениях (по падению и простиранию), в других типах свинцово-цинковых месторождений проявляется также и поперечная зональность рудных тел по их мощности.

5. Зональность свинцово-цинковых месторождений отражает эволюцию состава рудоносных растворов в результате изменения их физико-химического состояния под воздействием вмещающих пород, а также ряда геохимических параметров (рН, Eh, давление, температура, химический состав растворов, строение кристаллических решеток минералов и т.д.).

Зональность распределения минералов и элементов-примесей в рудовмещающих и надрудных толщах тесно связана с рудной зональностью и дает возможность применить ряд важных методов поисков скрытых рудных тел и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Гармаш А.А., Стучевский Н.И., Рубо Г.Л., Кандратов А.И., Дубов В.Г. Структурные условия локализации, морфологии и внутреннее строение лентовидных залежей Белоусовского месторождения (Рудный Алтай). - Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1970.

Германов А.И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1962.

Голева Г.Д. Эволюция форм миграции элементов-индикаторов рудных месторождений и ее влияние на зональность литохимических ореолов. - Сб. докладов 4 сессии научн. основ поисков. Геохим. методы поисков рудных м-ний. Изд. ГИН Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1972.

Горжевский Д.И., Исакович И.З. О признаках глубинности формирования золото-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 4, 1973.

Григорян С.В. О вертикальной зональности первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений. - В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов, М., 1971.

Ермаков Н.П. Методы использования газово-жидких включений при поисках и разведке постмагматических месторождений и слепых рудных тел. - Сов. геология, № 9, 1966.

Константинов М.М. Зависимость состава свинцово-цинковых месторождений Северной Осетии от глубины их формирования. - Докл. АН СССР, 165, № 6, 1965.

Крейтер В.М. Поиски и разведка полезных ископаемых. Госгеолиздат, 1940.

Лапухов А.С., Галкин Б.А. О ритмическом характере вертикальной зональности некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений. - Геология и геофизика, № 2, 1972.

Набоко С.И., Главадских С.Ф. Современная рудная минерализация в кольдере Узон на Камчатке. - Докл. АН СССР, 191, № 3, 1970.

Онтоев Д.О. О генетических типах зональности в некоторых месторождениях Забайкалья. - В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.

Рундквист Д.В. К вопросу о локальной пульсации при формировании месторождений. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. II. Прага, 1965.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во "Недра", 1965.

Чирко О.М. О возможности использования пиритов при поисках полиметаллических месторождений. - В кн.: Материалы Второй республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов Каз. ССР. Усть-Каменогорск, 1971.

ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО КАРАМАЗАРА

В статье рассматривается зональность оруденения на Кансайском и Курусайском месторождениях. Оба эти месторождения разрабатываются рудниками соответствующего названия, входящими в состав Адрасманского комбината. На первом из них добыча руд производится 41, а на втором 32 года, но на обоих рудниках эксплуатационные работы достигли примерно одинаковой глубины 600–650 м.

Геология упомянутых месторождений изучалась многими исследователями и в том числе всеми авторами данного доклада (начиная с 1930 г. – Ф.И. Вольфсоном, в 1945–1959 гг. – И.В. Дубровой и с начала 1960 г. – Ш.Х. Рахимовым).

Основные промышленные скарнорудные тела на обоих рудных полях представлены трубообразными залежами, развивающимися на пересечении сколовых нарушений, проходящих в известняках D_3-C_1 и прослеживающихся вдоль контактов этих пород со штоками гранитоидов – сиенит-порфирами, гранит-порфирами и диоритами. От главных рудных труб отходят боковые апофизы, также представленные трубчатыми телами в совокупности с главными трубообразными телами, образующими своеобразные “рудные деревья” (фиг. 1, 2).

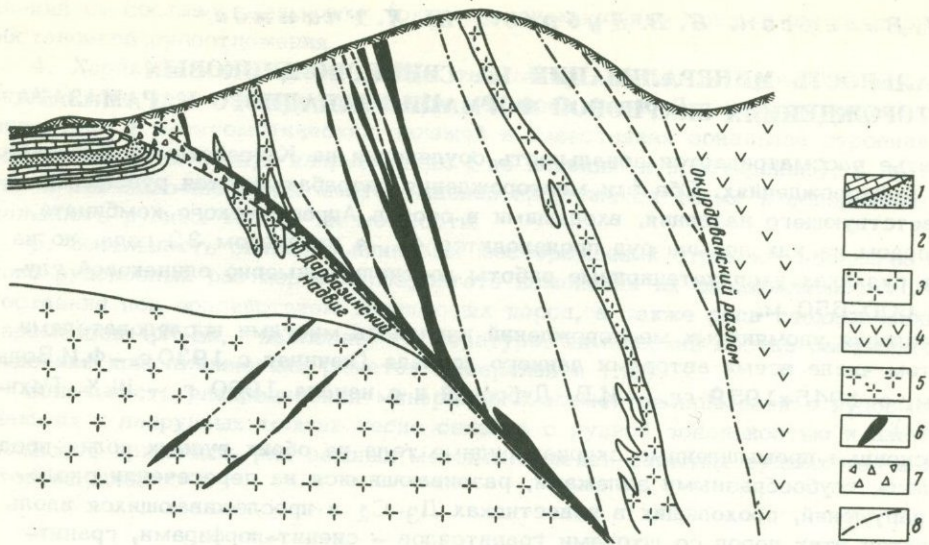
На Кансайском месторождении основным рудоконтролирующим и рудоподводящим нарушением является Южно-Дарбазинский надвиг, прослеживающийся в широтном направлении и наклоненный под углом 50–60° на север. К этому нарушению на глубине причленяются крутопадающие сколы, вдоль которых развиты трубообразные тела собственно Кансайского месторождения (см. фиг. 1). На глубине Южно-Дарбазинский надвиг очевидно сочленится с Окурдаванским разломом, ограничивающим известняки D_3-C_1 с севера. Помимо Кансайского и Южно-Дарбазинского месторождений, с глубиной соединившихся воедино, в пределах хребта Окур-тау выявляется и ряд других рудных тел, имеющих линзообразную и реже трубчатую форму.

В общей сложности рудные тела развиты в полосе известняков протяжением около 10 км, причем в восточной ее части в области развития гранитоидов (C_2) широкое развитие получили не только свинцово-цинковые месторождения скарновой формации, но и скарново-магнетитовые и частично скарново-халькопиритовые рудные тела.

На Курусае основные промышленные скарново-свинцово-цинковые рудные тела размещаются вдоль северо-западного фланга Акчагильского разлома и приурочиваются к месту искривления этого разлома по простиранию и расчленения его на две ветви.

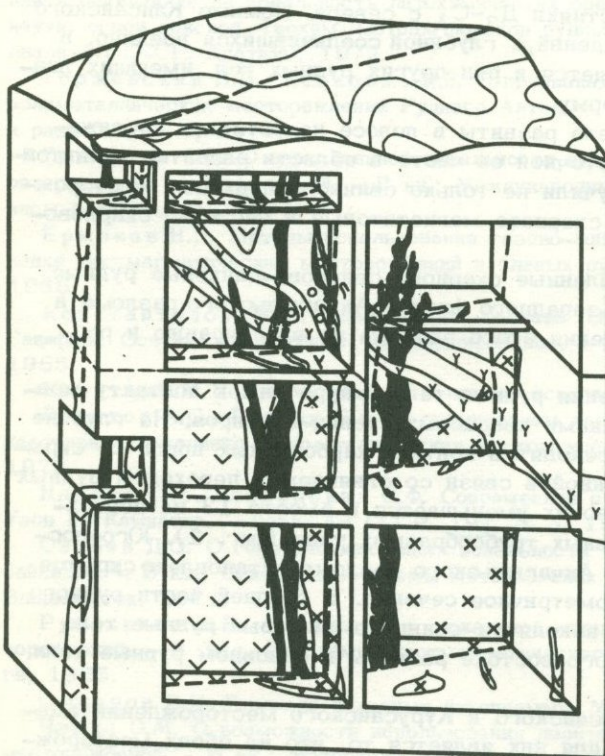
В верхних частях месторождения рудные тела приурочены к контакту мраморизованных известняков с дайками кварцевых сиенит-порфиров. На глубине они отходят от этой дайки и переходят в контакт карбонатных пород со скрытым массивом диоритов. С глубиной в связи со слиянием и переходом рудных тел на другой контакт количество их уменьшается и вместо 13 на поверхности сохраняется лишь 2 основных трубообразных тела (фиг. 2). Юго-восточнее основного участка вдоль Акчагильского разлома установлено скрытое рудное тело Новое, имеющее изометричное сечение. В средней части рудного поля вдоль Акчинского разлома находятся свинцово-цинковые рудные тела промышленного значения, а на юго-востоке развиты в основном рудные тела участка Туранглы.

Минеральный состав руд Кансайского и Курусайского месторождений имеет много сходных черт. Общим для них является то, что на обоих месторождениях минералообразование протекало в четыре стадии (фиг. 3, 4): I – скарново-силикатную с магнетитом и сульфидами, II – скарново-флюидоводно-силикатно-сульфидную, III – кварц-карбонатно-сульфидную и IV – кварц-флюорит-барит-кальцитовую.



Фиг. 1. Схематический геологический разрез месторождения Центральный Кансай, по В.Н.Крупину и Ш.Х.Рахимову

1 – известняки и песчаники палеогена; 2 – известняки и доломиты D_3-C_1 ; 3 – граниты C_2 ; 4 – эффузивные и экструзивные дацитовые породы C_3 ; 5 – сиенит-порфиры Р; 6 – рудные тела; 7 – известняковая брекчия; 8 – разрывные нарушения



Фиг. 2. Схематическая блок-диаграмма месторождения Курусай, по Ш.Х.Рахимову

1 – четвертичные отложения; 2 – кварцевые сиенит-порфиры; 3 – диориты; 4 – авгитовые порфириты; 5 – мраморы и мраморизованные известняки; 6 – гранат-пироксеновые скарны; 7 – рудные тела; 8 – разрывные нарушения

На обоих месторождениях I стадия включает три парагенетических ассоциации минералов. Однако во II, III и IV стадиях количество парагенетических ассоциаций минералов на рассматриваемых месторождениях оказалось разным.

Вторая стадия на Кансае включает четыре парагенетических ассоциации минералов, а на Курусае три. Третья стадия на Кансае содержит три парагенетических ассоциации, а на Курусае две, и в четвертую стадию на Кансае выделяется одна, а на Курусае две парагенетические ассоциации.

Выявляется различие и в составе некоторых малораспространенных минералов. На Курусае установлены самородное золото, ильваит, тулит, ганушит, отсутствующие на Кансае, а на Кансае получили развитие сульфосоли висмута, геокронит, менегинит, буланжерит и др. (фиг. 4, 5).

На обоих месторождениях, как это отчетливо видно на демонстрируемых фигурах, выявляется вертикальная зональность, приводящая к увеличению одних и уменьшению других минералов, но проявляется она крайне не контрастно. Эта зональность выявлялась в течение длительного времени путем массового изучения образцов руд и шлифов, отбиравшихся по мере вскрытия рудных тел с горизонтов выработок, пройденных на разных глубинах.

На Кансае с глубиной наблюдается увеличение содержания — геденбергит-диоксида, волластонита, эпидота, кварца, магнетита, гематита, сфалерита, халькопирита и пирита. На глубоких горизонтах обнаружены также касситерит, молибденит, висмутин и шеелит, отсутствовавшие на верхних и средних горизонтах. Одновременно наблюдается уменьшение с глубиной гроссуляр-андрадит, актинолита, хлорита, тремолита, лейхтенбергита, серпентина, клейофана, марказита, галенита, блеклой руды. Полностью исчезают ниже третьего горизонта флюорит, барит, геокронит, менегинит, буланжерит, прустит, клапролит и другие сульфосоли.

На Курусае наблюдается увеличение с глубиной геденбергит-диоксида и гроссуляра, магнетита, сфалерита, пирротина, пирита и халькопирита. Отмечается наличие ильваита. Уменьшается с глубиной содержание гроссуляр-андрадит, мангангеденбергита, тремолита, делессита, хлорита, серпентина, галенита, клейофана, марказита, прустита, борнита, кальцита, барита, флюорита.

Если сопоставить эти данные с парагенетическими схемами, то не трудно видеть, что минералы IV стадии минерализации очень быстро исчезают с глубиной; медленнее, но также исчезают с глубиной минеральные ассоциации III стадии. Постепенно прекращаются с глубиной также и парагенетические ассоциации минералов II стадии, а минеральные ассоциации I стадии все более и более увеличиваются. Но при этом стабильной оказывается сульфидная парагенетическая ассоциация третьей стадии, что сохраняет промышленную ценность руд, находящихся на больших глубинах.

Отчетливо проявляется, особенно на Кансайском рудном поле, давно уже подмеченная нами горизонтальная зональность оруденения. Выражается она в следующем. В восточной части рудного поля, вблизи контакта с гранитоидами, отчетливо проявляется парагенетическая ассоциация минералов первой стадии минерализации, часто с преобладанием магнетита, либо магнетита с халькопиритом над другими сульфидами. Локально наблюдаются в отдельных рудных телах и минеральные образования второй и третьей стадий минерализации (трудообразное рудное тело Акташа).

В целом пояс развития скарно-рудной минерализации I стадии минерализации имеет ширину около 2 км. С запада его обрамляет пояс развития третьей парагенетической ассоциации первой стадии с широким проявлением минеральных образований второй и часто третьей стадий минерализации. Этот пояс обладает шириной 2–2,5 км, и здесь сконцентрированы основные промышленные месторождения Кансае и Южной Дарбазы, вертикальный размах рудных тел которых в перспективе очевидно составит 1 км. Далее, к западу на современном срезе обнажаются небольшие месторождения, точнее рудные тела без скарных руд, сформировавшиеся в третью и частично четвертую стадию минерализации.

Стадия минерализации	Биметасоматические скарны			Инфильтрационно-метасоматические скарны			Жильные образования			
	скарно-силикатная с магнетитом			скарно-водно-силикатно-сульфидная			кварц-карбонат-сульфидная		кварц-флюорит-барит-кальцитовая	
	геденбергит-диопсидовый	кварц-гематит-эпидотовый	пирротин-сфалерит-делесситовый	гроссуляр-андрадитовый	гематит-эпидот-кварцевый	хлорит-сульфидный	андрадит-кальцитовый	сульфидно-кальцитовый	барит-флюорит-кварцевый	кварц-кальцитовый
Салит										
Диопсид										
Гранат										
Авгит										
Эпидот										
Воластонит										
Делессит										
Мангангеденбергит										
Тремолит										
Хлорит										
Везувиан										
Серпентин										
Тулит										
Цоизит										
Пектолит										
Ганузит										
Серицит										
Кварц										
Гематит										
Магнетит										
Мушкетовит										

На большей глубине порядка 350–500 м должен проходить пояс развития скарново–сульфидных руд основных труб Кансая, и мы совместно с другими геологами – научными работниками и разведчиками – считаем необходимым провести глубинные поиски скрытого скарново–сульфидного оруденения вдоль основных тектонических швов в пределах только что отмеченного западного пояса. Перспективность данной площади под глубинные поиски подтверждается находением в ее пределах в уже пробуренных поисковых скважинах первичных ореолов рассеяния основных металлов – Pb, Zn, Ag и их спутников – Ba, Sb, As, распространяющихся над промышленными рудными телами.

А. А. Гармаш, Г. А. Рубо

ПЕРВИЧНАЯ СТРУКТУРНАЯ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Дальнейшее совершенствование и повышение эффективности геохимических методов для целей поисков и разведки глубокозалегающих эндогенных месторождений лежит на путях всестороннего комплексирования с геолого–структурными исследованиями. Важное значение в связи этим приобретает обобщение материалов по хорошо вскрытым месторождениям, позволяющее выявить наиболее характерные и устойчивые связи между структурно–морфологическими чертами месторождений и вещественным составом руд.

Рудный Алтай представляет собой исключительно интересный пример высокой насыщенности сравнительно небольшой территории крупными рудными объектами, которые относятся к единой рудной формации (Иванкин и др., 1961), но существенно различаются по структурно–литологическим особенностям и морфологии рудных залежей.

В статье рассматриваются результаты многолетнего изучения различных форм проявления первичной зональности колчеданно–полиметаллического оруденения Рудного Алтая, базирующегося на совместном исследовании структурно–морфологических особенностей, минерального и химического состава, геохимии редких элементов–примесей и эндогенных ореолов. В процессе работы авторами привлекается обширный фактический материал геологов горнодобывающих предприятий (А.Г. Посысаев, Б.М. Ким, И.И. Машуков, А.И. Кондратов, Г.С. Дурнев и др.), ВКТГУ (И.Т. Сахаров, Н.И. Стучевский, Б.В. Маньков, В.Н. Шевцов, В.Н. Тихонович, М.И. Дробышевский, В.Д. Инин, Ю.А. Костин) и ЗСТГУ (А.П. Беляева, В.П. Дмитриева, М.А. Астафьева и др.).

Медно–полиметаллический пояс Рудного Алтая приурочен к одноименной тектонической зоне северо–западного простирания (Нехорошев, 1948), ограниченной глубинными разломами типа зон смятия: Иртышской и Северо–Восточной. Основные промышленные месторождения залегают среди палеозойских вулканогенно–осадочных толщ, образуя две полосы, вытянутые вдоль указанных глубинных разломов. При этом они группируются в нескольких рудных районах, позиция которых определяется узлами пересечения ограничивающих глубинных разломов с серией разломов широтного направления.

Поскольку в Рудном Алтае известные месторождения локализованы в блоках пород, существенно различающихся по тектоническому развитию и характеру деформаций, представляется целесообразным разделять их на три группы: 1) месторождения, приуроченные к слабо дислоцированным породам; 2) месторождения, локализованные в умеренно дислоцированных породах; 3) месторождения, приуроченные к зонам смятия.

Первая группа, к которой относятся месторождения, залегающие в ядрах антиклинорий, характеризуется развитием глыбовых стулообразных складок высоких порядков, сочетающихся с секущими нарушениями. Рудолокализуемыми элементами служат главным образом зоны межпластовых срывов, развивающиеся на контакте с перекрывающимися слабопроницаемыми породами

(алевролиты, известняки, кислые эффузивы). Типичными представителями данной группы являются Лениногорское и Змеиногорское месторождения.

Месторождения второй группы — Золотушинское, Орловское и другие — расположены обычно непосредственно вблизи зон смятия. Для них характерна более интенсивная складчатость, широкое развитие различных дизъюнктивных нарушений, обилие субвулканических интрузий и даек позднего альбитофир-порфиритового комплекса. Рудолокализирующие межпластовые срывы, сопровождающиеся интенсивным разлинзованием пород на значительной мощности, предопределяют более компактное размещение рудных тел и их более крупные размеры. Сульфидные залежи обычно концентрируются под массивными эффузивными и пирокластическими образованиями.

Третья группа включает месторождения Прииртышья — Белоусовское, Березовское, Иртышское, локализованные среди интенсивно метаморфизованных и дислоцированных пород, рассеченных главным образом продольными тектоническими нарушениями, согласными и секущими. Своеобразные лентовидные залежи, протяженностью по простиранию до нескольких километров, контролируются как согласными, так и секущими нарушениями и ограничиваются со стороны всякого бока пластичными осадочными или плотными интрузивными породами. В зонах смятия локального масштаба наблюдаются рудные залежи уплощенной трубообразной формы (месторождения Тишинское, Семеновское).

Колчеданно-полиметаллические промышленные месторождения Рудного Алтая подразделяются нами на две субформации: колчеданно-полиметаллическую и полиметаллическую (Гармаш и др., 1967). К первой, представленной объектами, тяготеющими к Иртышской зоне смятия, относятся месторождения, обогащенные пиритом или пиротином, медью, селеном, висмутом, теллуром (медно-цинковый профиль). Для второй субформации характерны бедность пиритом, резкая подчиненность медной минерализации, повышенные концентрации свинца, сурьмы, кадмия, бария, золота (свинцово-цинковый профиль). Месторождения данной субформации приурочены к Северо-Восточной зоне смятия.

Проведенными детальными исследованиями установлено, что промышленные сульфидные руды слагаются одними и теми же природными типами, образующими единую зональную колонку (фиг. 1). Каждый из природных типов руд в полной мере отвечает понятию "парагенезис минералов" и характеризуется набором признаков, совокупность которых позволяет выделять их в любом месторождении независимо от геологической обстановки и принадлежности последнего к выделенным субформациям.

К числу таких признаков относятся: 1) минеральный состав, в том числе второстепенные и редко встречающиеся минералы, которые в ряде случаев являются исключительно чувствительными индикаторами; 2) валовый химический состав главных рудообразующих компонентов; 3) геохимический спектр элементов-примесей, характер их распределения и форма нахождения; 4) особенности состава и строения минеральных индивидов; 5) характер сростаний рудообразующих минералов (структуры минеральных агрегатов). Следует заметить, что текстурные характеристики руд не относятся к признакам природных типов руд, поскольку они в большей степени зависят от особенностей морфологии и внутреннего строения рудных тел, которые, в первую очередь, определяются геологическими условиями образования конкретных месторождений.

Детальное изучение возрастных взаимоотношений между отдельными природными типами руд путем минералогического картирования горных выработок с тщательными макро- и микроскопическими исследованиями рудных образцов показывает, что достаточных оснований для однозначных выводов о одновременности их образования как правило нет. Границы между типами руд бывают как резкими, так и постепенными, но факты взаимных пересечений минеральных агрегатов или иные доказательства одновременности кристаллизации естественных минеральных ассоциаций, которые бы свидетельствовали о стадийном развитии рудного процесса в понимании С.С. Смирнова, ни на одном объекте Рудного Алтая уверенно и систематически не наблюдались.

Таким образом, в составе отдельных природных типов руд принимает участие полный набор "своих" главных сульфидов — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, являющихся сквозными минералами, свойства которых меняются в зависимости от принадлежности к той или иной минеральной ассоциации.

Масштабы распространения выделенных типов руд различны в месторождениях, относящихся к колчеданно-полиметаллической и полиметаллической субформациям. Как видно из фиг. 1, в последней резко подчиненное значение имеют медные руды, меньше развиты медно-цинковые руды и приобретает промышленное значение борнит-халькозин-серебряный тип руд.

Медноколчеданный тип руд сложен пиритом и халькопиритом; сфалерит, галенит и мышьяковистая блеклая руда присутствуют в незначительных количествах. Весьма характерно присутствие валлериита, кубанита, висмутина, теллуридов висмута, а также высокие концентрации селена, теллура, висмута, кобальта. Основная масса пирита представлена кристаллически зернистым агрегатом, несущим признаки тектонического дробления и коррозии халькопиритом, сфалеритом, кварцем. Этот тип руд обычно сопровождается сильной хлоритизацией вмещающих пород как около массивных руд, так и в прожилково-вкрапленных разностях.

Медно-цинковый тип, особенно широко представленный в месторождениях колчеданно-полиметаллической субформации, характеризуется приблизительно равными количествами халькопирита и сфалерита, находящимися всегда в грубом взаимном прорастании, причем несколько более поздняя кристаллизация сфалерита (прожилки и просечки в халькопирите) может считаться отличительной чертой. Пирит распространен меньше, чем в медноколчеданном типе, и имеет специфические особенности строения минеральных индивидов и агрегатов. Практически полностью исчезают пирротин, кубанит, валлериит, и появляются теллуриды золота и висмута, арсенипирит, самородное серебро.

Полиметаллический тип руд наряду с цинком, свинцом и медью содержит большой набор элементов-примесей (селен, теллур, кадмий, висмут, таллий, галлий), распределенных в главных минералах иначе, чем в охарактеризованных выше типах руд. Высоких концентраций достигают золото и серебро, иногда приобретающие самостоятельное значение. Из главных компонентов повсеместно доминирует цинк, а свинец обычно преобладает над медью. Вместе с тем в отдельных месторождениях нередко отмечаются участки, резко обогащенные каким-либо одним компонентом: свинчачовые руды (Зыряновское, Стрижковское), существенно цинковые руды (Тишинское), сплошные халькопиритовые "блоки" (Белусовское). Это свидетельствует о широких частных вариациях состава главных компонентов на фоне довольно устойчивых средних соотношений, характерных для типа в целом (свинец : цинк : медь = 1 : 3 : 0,3).

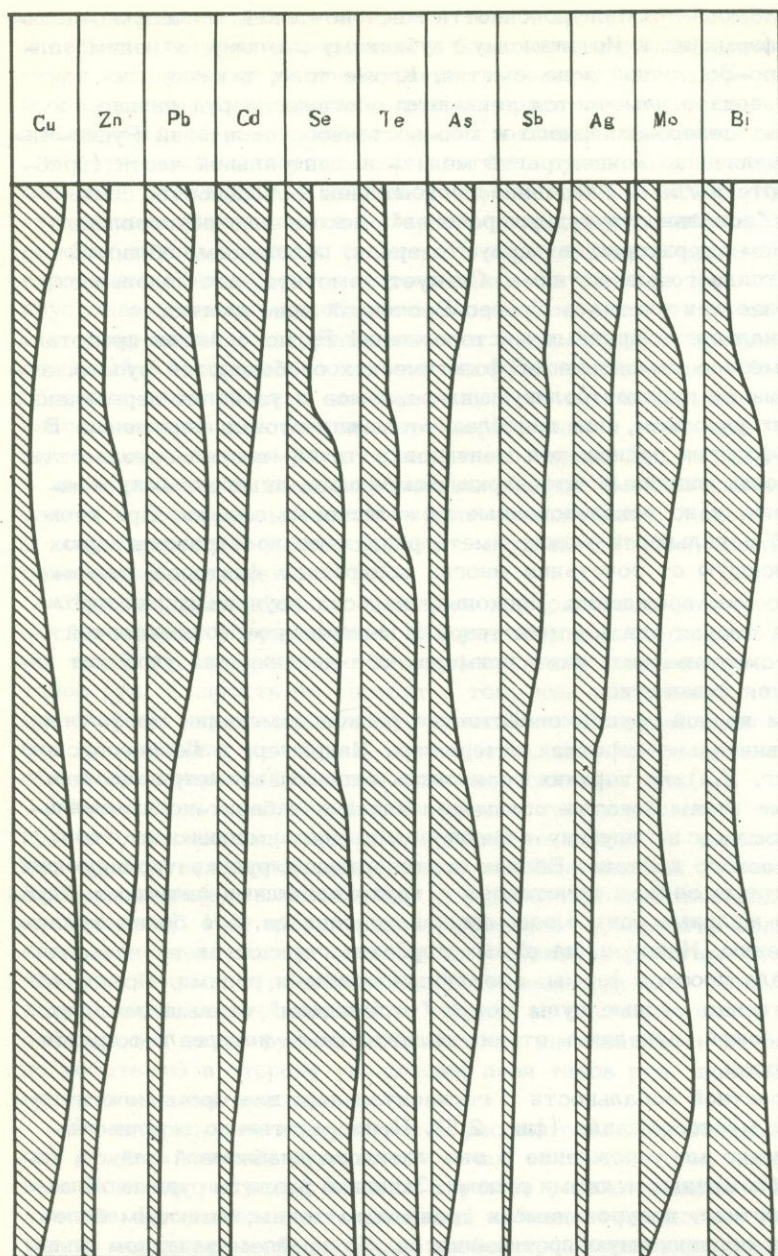
Пирит в данном типе руд отличается большим разнообразием форм (эвгедральный, скелетный, колломорфный) и полным отсутствием следов деформационных воздействий. Для сфалерита устанавливается две генерации — темноокрашенная с эмульсионной вкрапленностью халькопирита и светлоокрашенная. С последней ассоциирована основная масса галенита и халькопирита. Блеклая руда сурьмянистого состава находится в тесном сростании с галенитом, в котором присутствуют вростки алтаита, гессита, молибденита, серебра самородного и др.

Барит-полиметаллический природный тип руд, вмещающий в общем постепенные переходы к полиметаллическому, отличается широким развитием барита, незначительностью роли пирита и халькопирита, присутствием больших количеств блеклой руды, борнита, гематита, еще большим возрастанием концентрации благородных металлов. Здесь также наблюдаются фациальные переходы в баритовые и кварц-баритовые образования, практически полностью лишённые сульфидной минерализации (Лениногорское, Змеиногорское, Зареченское). Промышленные руды, связанные с этим типом, распространены главным образом в месторождениях полиметаллической субформации.

	Субформации, типы руд		Минеральный состав	
	Колчеданно-полиметаллическая	Полиметаллическая	Главные	Второстепенные
Внешняя		Ag-Cu	Сфалерит Галенит Пирит Блеклая руда Борнит Халькозин Серебро сам.	Марказит Гематит Электрум Штроейерит Бетехтинит Аргентит Сульфанит Стефанит
		Ba-Pb-Zn		
Промежуточная		Pb-Zn	Пирит Сфалерит Галенит Халькопирит	Блеклая руда Борнит Молибденит Гессит Алтант Серебро сам. Золото сам.
		Cu-Zn	Пирит Сфалерит Халькопирит Галенит	Блеклая руда Арсенопирит Теллуривисмутит Калаверит Креннерит
Внутренняя			Пирит Пирротин Халькопирит Сфалерит	Галенит Блеклая руда Висмутин Висмут сам. Молибденит Кубанит Валлерит

Фиг. 1. Обобщенная колонка минерало-геохимической зональ

Борнит-халькозин-серебряный природный тип, впервые выделенный на Змеиногорском месторождении (Гармаш, 1958), тесно связан с барит-полиметаллическими рудами. В его составе вместе со светлоокрашенным сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом, главными рудообразующими минералами являются борнит, халькозин, сурьмянистая блеклая руда, серебро самородное. Из второстепенных минералов характерны штроейерит, бетехтинит, сульфанит, аргентит, идаит и др. С этим типом руд связаны промышленные концентрации золота. Типичным следует считать широкое распространение субграфических сростаний борнита и халькозина, галенита, блеклой руды, самородного серебра. По сравнению с другими типами, здесь четко проявлено снижение содержаний селена, теллура, висмута при возрастании кадмия, иногда германия, таллия. Особенности распространения некоторых редких



ности колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая

элементов в перечисленных типах специально рассмотрены ранее (Гармаш, 1967), причем показано, что закономерно изменяются не только их валовые концентрации, но и распределение в минералах-носителях, а для некоторых элементов – также формы нахождения (висмут, золото, теллур).

Одной из самых характерных и важных особенностей колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая является его закономерная пространственная изменчивость, т.е. первичная зональность (Гармаш и др., 1967), проявления которой многообразны и включают структурную зональность (месторождения, отчасти рудные поля), зональность околорудных метасоматитов (Иванкин и др., 1961) и минералого-геохимическую зональность руд. Последняя изучена наиболее подробно и установлена в металлогенических единицах различного масштаба. Так, в рамках всей Рудно-Алтайской металло-

генической зоны наблюдается приуроченность месторождений колчеданно-полиметаллической субформации к Иртышскому глубинному разлому, а полиметаллической — к Северо-Восточной зоне смятия. Кроме того, в каждой из этих металлогенических подзон намечается тенденция обогащения руд свинцом и серебром в областях северо-западного и юго-восточного окончаний Рудно-Алтайской зоны, а увеличение концентраций меди — в центральной части (приблизительно на широте р.Убы). Указанная региональная зональность, соответствующая понятию "зональности рудных районов", несомненно обусловлена глубинным строением территории, в первую очередь, положением областей зарождения базальтоидного магматизма. Следует заметить, что зональность рудных районов более контрастна в Северо-Восточной зоне смятия.

Структурная зональность крупных месторождений Рудного Алтая представляет собой закономерное изменение морфологических особенностей рудных залежей в направлении от рудоконтролирующих разломов и узлов их пересечений к удаленным от них участкам, где преобладают межпластовые нарушения. В общем случае, морфология рудных тел меняется в такой последовательности: жилы и жильные зоны, линейные штокверки, комбинированные залежи, межпластовые штокверки, узко локализованные межпластовые залежи. При этом вектор структурной зональности может иметь различную пространственную ориентировку, зависящую от сочетания многих конкретных факторов, характерных для данного месторождения. Поскольку на всех изученных месторождениях установлена тесная связь структурной и минералого-геохимической зональности, в рассматриваемых ниже примерах оба явления для удобства изложения описываются совместно.

Месторождениям первой группы свойственно резкое изменение морфологии рудных тел на сравнительно коротких интервалах. Например, в Лениногорском месторождении (фиг. 2,а) на верхних горизонтах развиты изометрические в плане межпластовые линзы богатых полиметаллических и барит-полиметаллических руд, сменяющихся на глубину подчиненными напластованию штокверками полиметаллического состава. Вблизи крутопадающих рудоконтролирующих разломов межпластовые залежи сочетаются с крутопадающими секущими. Глубже распространены жильные зоны медно-цинкового состава, все более сужающиеся вниз по падению. Наконец, на самых глубоких горизонтах развиты типичные жильные тела простой формы, сложенные медными рудами. Примечательно, что существенно медные руды могут "отрываться" от вышележащих медно-цинковых залежей, отделяясь от них значительным интервалом практически безрудных пород.

Примером контрастной зональности с горизонтальным вектором может служить Стрижковское месторождение (фиг. 2,б). Непосредственно в зоне разлома, ограничивающего месторождение и выполненного диабазовой дайкой, залегает серия жил, сложенных медными рудами. Западнее развиты рудные тела медно-цинкового состава, приуроченные к трещинным зонам, имеющим более сложное строение и ограниченную протяженность. На крайнем западном фланге размещены комбинированные залежи и небольшие линзы очень богатых свинцово-цинковых руд, подчиненных мелким межпластовым отслоениям.

В месторождениях второй группы структурная зональность проявляется несколько иначе: морфология рудных тел как в плане, так и по вертикали меняется постепенно. В детально изученном Золотушинском месторождении (Гармаш и др., 1962) на глубоких горизонтах развиты очень сложные по форме прожилково-гнездовые руды в зонах внутривластового расщепления в сочетании с секущими нарушениями и плоскостями контактов субвулканических интрузивных тел. Состав руд медноколчеданный с пирротином и висмутовой минерализацией (фиг. 2, в). В центральной части месторождения рудные залежи локализованы вдоль главного рудоконтролирующего межпластового нарушения, которому подчинена их форма. Секущие трещины в данном случае играют роль главным образом ограничительных элементов. Состав руд медно-цинковый и полиметаллический, причем нередко промышленные интервалы располагаются многоярусно, приурочиваясь к небольшим куполам и флексурным складкам. На

самых верхних горизонтах рудные тела имеют простую линзообразную форму и сложены полиметаллическими и барит-полиметаллическими рудами. Характерно, что участки распространения перечисленных морфологических разновидностей рудных тел отделены друг от друга поперечными тектоническими нарушениями, т.е. представляют собой несколько индивидуализированные блоки.

В типичных месторождениях третьей группы, для которых характерна лентовидная форма рудных тел (Березовское, Белоусовское, Иртышское), структурная зональность почти полностью отсутствует, либо сказывается в разделении крупных рудных тел на отдельные блоки с различным внутренним строением (Тишинское месторождение). Устойчивая форма рудных залежей обусловлена резким преобладанием межпластовых и секущих нарушений одного направления, сохраняющихся на очень большом протяжении. Для месторождений в локальных зонах смятия (Тишинское) может быть отмечена своеобразная зональность, заключающаяся в том, что единые крупные залежи распадаются на ряд блоков, характеризующихся различным минералого-геохимическим составом и внутренним строением. На фиг. 2, г хорошо видно, что в восточной части сконцентрированы медные и медно-цинковые руды, а в западной — обогащенные свинцом полиметаллические. Максимальная мощность и концентрация металлов связана с крупным столбом, контролируемым зоной поперечных нарушений.

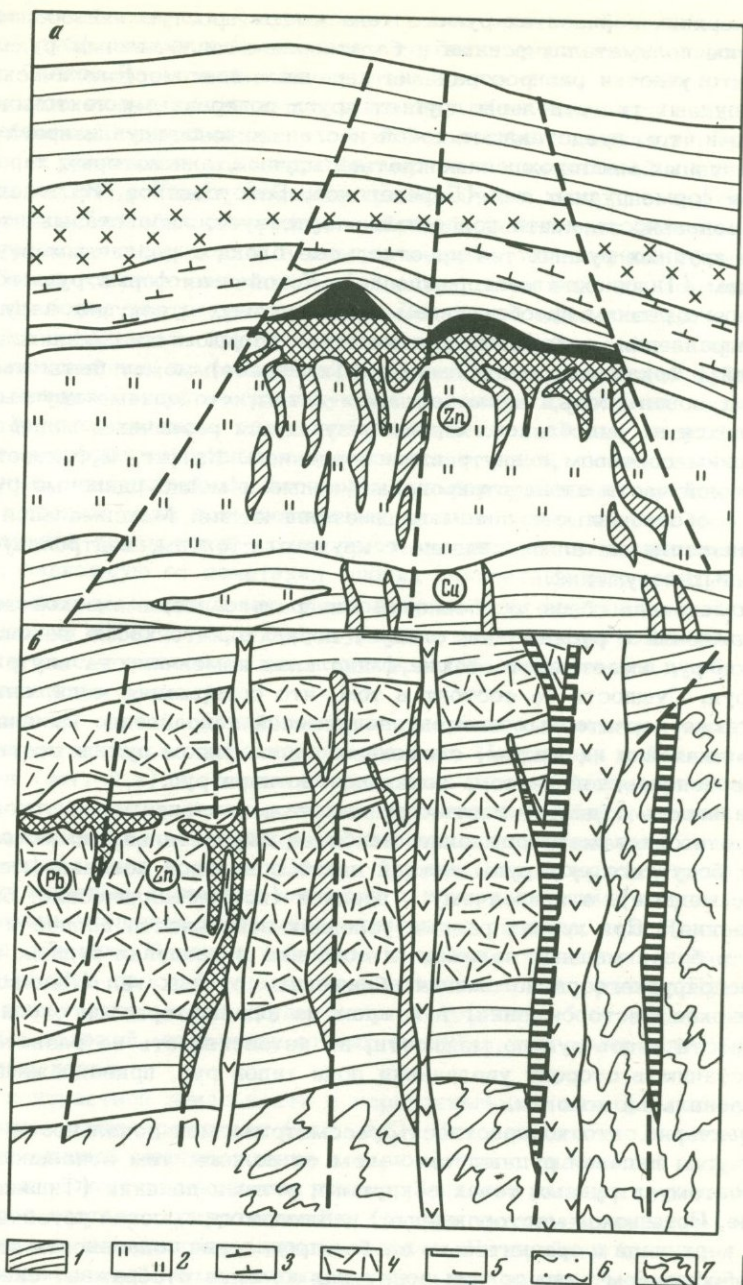
Рассматривая общие особенности минералого-геохимической зональности месторождений и рудных тел, следует добавить, что кроме закономерной смены типов руд имеет место также фациальная изменчивость внутри отдельных типов руд. Сущность ее состоит в том, что содержания меди, цинка и свинца, а также характерных элементов-примесей направленно изменяются в целых залежах или их частях, сложенных одним типом руд, в соответствии с общей ориентировкой вектора зональности типов руд.

Зональность отдельно взятых рудных тел, независимо от того, к какой группе относится месторождение, наиболее выразительна по мощности — к лежащему боку тяготеют руды нижней части зональной колонки (медноколчеданные, медные), а к висящему — верхней (полиметаллические, барит-полиметаллические). При прочих равных условиях зональность полнее и четче проявлена в более мощных залежах и особенно в раздувах рудных тел. В случае многоярусного расположения сближенных рудных тел (Ленинское, Золотушинское месторождения) в каждом из них повторяется сходная картина зональности типов руд по мощности, но интенсивность ее развития меняется по восстанию в сторону увеличения доли типов руд, принадлежащих к верхней части зональной колонки.

Характерно, что контрастность рассматриваемой зональности всегда зависит от угла падения рудных тел — чем он положе, тем зональность отчетливее. Поэтому в рудных телах с крутыми углами падения (Тишинское, Зареченское, Иртышское месторождения) наблюдается высокая устойчивость состава руд по вертикали и сравнительно слабое проявление зональности по мощности.

В обобщенном виде полная зональная колонка отображает схему пространственного размещения типов руд по отношению к рудоконтролирующим разломам и узлам их пересечения, что позволяет выделять применительно к месторождениям (отчасти к рудным полям) три зоны: внутреннюю (медноколчеданную, медную), промежуточную (медно-цинковую) и внешнюю (полиметаллическую и барит-полиметаллическую). В конкретных месторождениях зональная колонка может видоизменяться (растягиваться, сжиматься, расчленяться на отдельные звенья), но взаимное положение зон остается неизменным и нарушения этой закономерности не устанавливались в Рудном Алтае ни в одном случае.

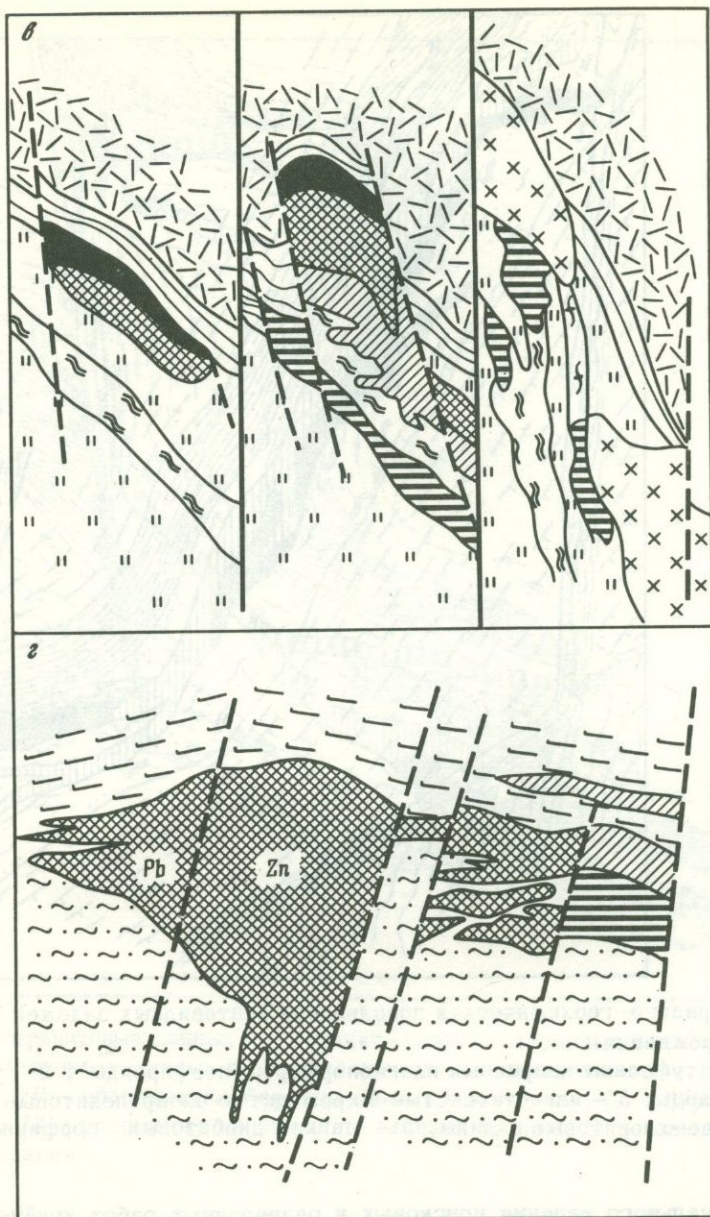
Месторождениям колчеданно-полиметаллической субформации свойственна "совмещенная" зональность, поскольку в крупных рудных телах относящихся к ней месторождений (Орловское, Белоусовское, Березовское, Золотушинское) наблюдается весь ряд типов руд от медноколчеданных до барит-полиметаллических (фиг. 3, а, б).



Фиг. 2. Структурная и минералого-геохимическая зональность месторождений Рудного Алтая: Лениногорского (а), Стрижковского (б), Золотушинского (в), Тишинского (г) на разрезах (а, б, в) и в плане (г)

1 - глинистые и известковистые алевропелиты; 2 - кремнистые алевролиты; 3 - туфы и туффиты смешанного состава; 4 - эффузивы кислого состава; 5 - известково-хлоритовые сланцы; 6 - кварц-серицитовые сланцы; 7 - метаморф-

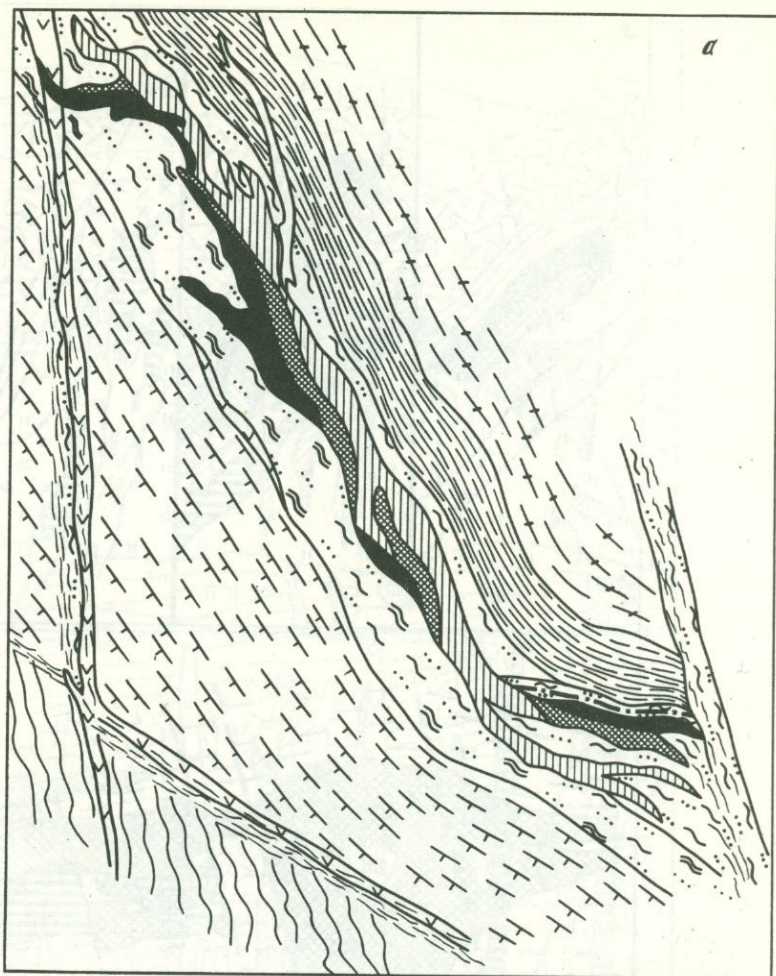
Для месторождений полиметаллической субформации характерна "расчлененная" зональность, когда в рудных телах и даже небольших месторождениях присутствуют один - два типа руд и полная картина зонального ряда выявляется при их совместном рассмотрении. Примером могут служить медные и медно-цинковые жильные тела глубоких горизонтов Лениногорского месторождения (см. фиг. 2), а также месторождений Змеиногорского района,



x x 9
 v v 10
 / / 11
 = = 12
 / / 13
 x x 14
 / / 15
 Cu 16

фические сланцы; 8 – хлоритолиты; 9 – кварцевые альбит-порфиры; 10 – дайки диабазовых порфиров; 11 – тектонические нарушения; 12–15 – типы руд: 12 – медноколчеданный, 13 – медно-цинковый, 14 – полиметаллический, 15 – барит-полиметаллический, 16 – преобладающий металл в медно-цинковых и полиметаллических рудах

для которого описана первичная зональность в плане (Беляев и др., 1968). В зоне влияния крупного разлома расположено обогащенное медью полиметаллическое Карбалихинское месторождение, на некотором удалении – полиметаллическое (Среднее) и в периферической части рудного поля – барит-полиметаллические месторождения с промышленными барит-халькозит-серебряными рудами (Змеиногорское, Зареченское).

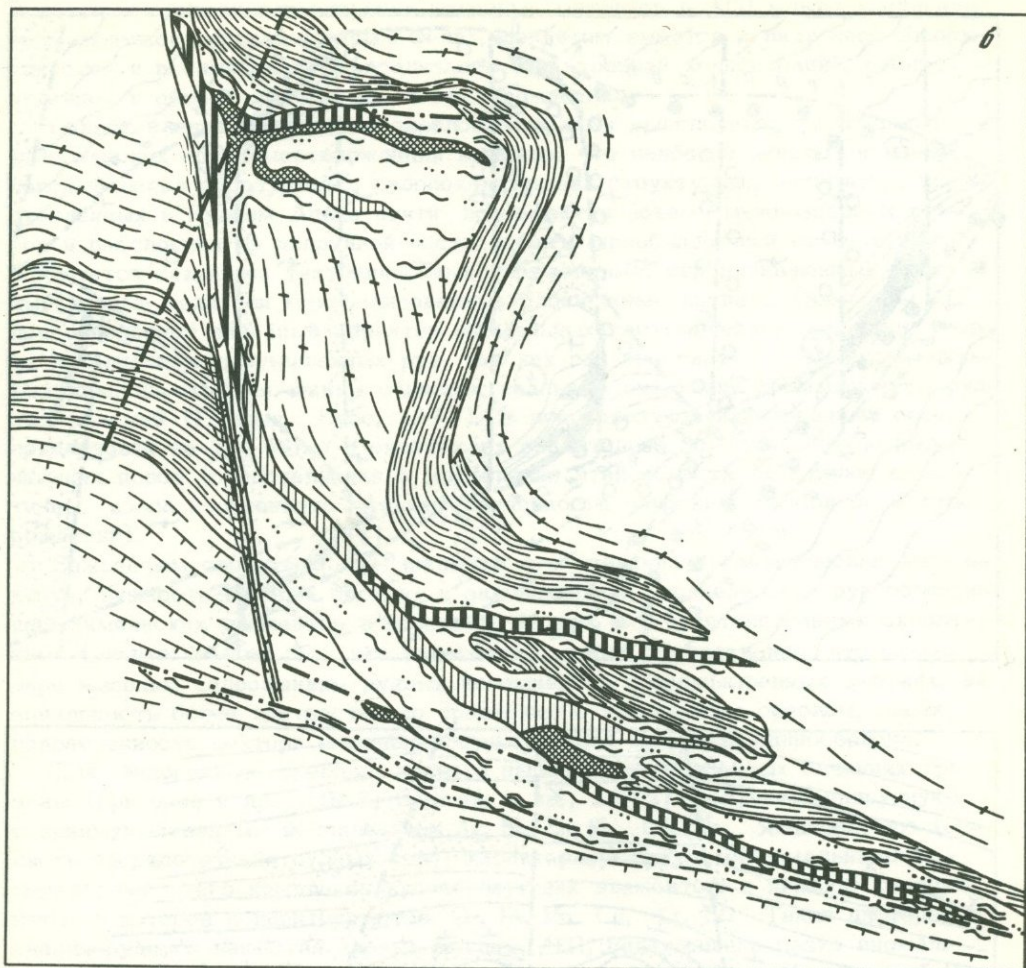


Фиг. 3. Минералого-геохимическая зональность лентовидных залежей Белоусовского месторождения

1 - лавы и туфолавы кварцевых плагиопорфиров (порфиroidы); 2 - углисто-глинистые сланцы; 3 - известковистые и кремнистые алевропелитовые туффиты; 4 - известково-хлоритовые сланцы; 5 - дайки диабазовых порфиритов;

Для рационального ведения поисковых и разведочных работ крайне важно совместное рассмотрение структурно-морфологических черт месторождений и минералого-геохимической зональности с особенностями строения и состава их эндогенных ореолов. Особого внимания заслуживает вопрос о пространственном соотношении между концентрированными скоплениями колчеданно-полиметаллических руд и эндогенными ореолами. Как показывают материалы по месторождениям Рудного Алтая, достаточно прочно укоренившееся в практике геохимических методов поисков понятие об эндогенных ореолах, как "облаке" тонкорассеянной минерализации, непосредственно окружающем промышленные рудные тела, подобно тому, как это было установлено для жильных месторождений (Григорян, Янишевский, 1968), нуждается в некоторой корректуре.

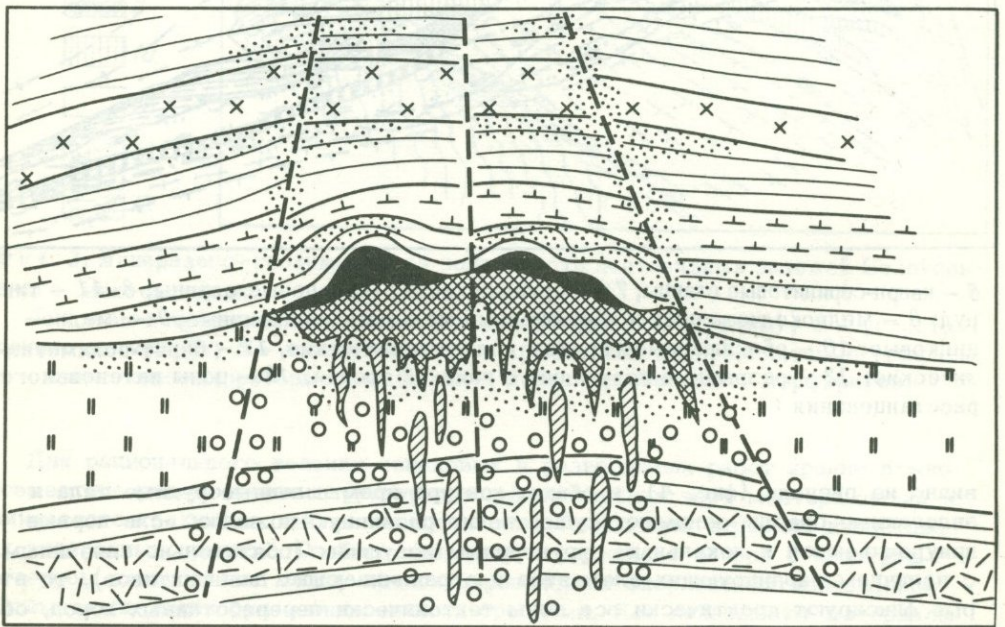
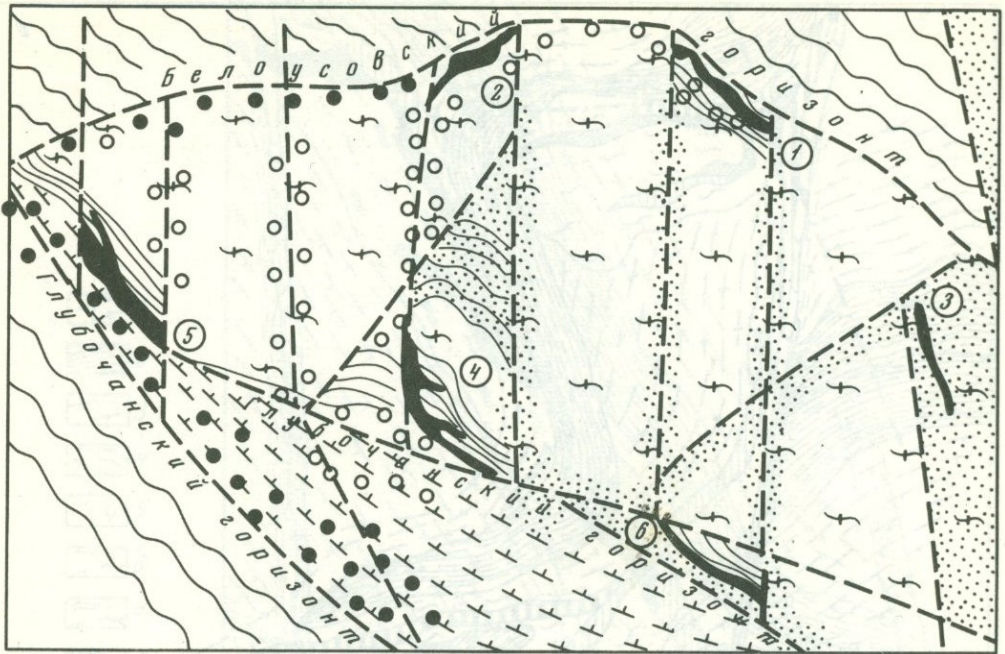
Анализ геохимических исследований, проведенных на основных объектах Алтая, относящихся к различным структурно-морфологическим группам (Ленинское, Зареченское, Золотушинское, Орловское, Николаевское, Иртышское, Белоусовское) убеждает, что эндогенный ореол в масштабе целого месторождения не представляет собой сумму ореолов отдельных рудных тел. Как



6 – кварц-серицитовые сланцы; 7 – серицит-хлорит-кварцевые сланцы, 8–11 – типы руд: 8 – медноколчеданные и обогащенные медью медно-цинковые, 9 – медно-цинковые, 10 – обогащенные баритом полиметаллические, 11 – барит-полиметаллические; 12 – разрывные нарушения с глиной трения; 13 – зоны интенсивного расщелачивания

видно из рисунка (фиг. 4), в общем контуре промышленные рудные тела и эндогенные ореолы занимают существенно различную позицию: если первые приурочиваются к локальным структурным ловушкам (обязательно связанным с наличием экранирующих элементов и ограничивающих дизъюнктивов), то вторые фиксируют практически все зоны тектонически переработанных пород, образующих систему каналов циркуляции гидротермальных растворов. При этом непосредственно над рудными телами эндогенные ореолы распространяются на очень небольшое расстояние (5–10, реже до 50 м). Следовательно, общая конфигурация эндогенного ореола месторождения определяется его конкретными структурно-литологическими особенностями и не является отображением пространственного положения рудных тел и их масштабов. Очевидно и то, что промышленные рудные залежи в данном случае не следует рассматривать как эпицентры индивидуальных разрозненных ореолов.

Представляется целесообразным ввести понятие об "аномальном геохимическом поле" (АГП) (Гармаш, Рубо, 1973), под которым понимается участок (блок) горных пород с систематически повышенными содержаниями комплекса химических элементов, присущих данному рудообразующему процессу.



Фиг. 4. Строение эндогенных ореолов на Белоусовском (а) и Лениногорском (б) месторождениях (поперечные разрезы)

1 — известковистые и кремнистые алевропелитовые туффиты; 2 — лавы и туфолавы кварцевых плагиопорфиров (порфиroidы); 3 — известково-хлоритовые сланцы; 4 — углисто-глинистые сланцы; 5–7 — ореолы: медноколчеданного типа (5), медно-цинкового типа (6), полиметаллического типа (7); 8 — тектонические зоны; 9 — рудные тела и их номера; б — условные знаки см. рис. 2

В частных случаях концентрация полезных металлов в АГП может достигать промышленного уровня (рудные тела), при этом имеется в виду несомненное единство и взаимосвязь минерализации всех уровней концентраций, распределенное в объеме горных пород месторождения.

Сопоставление эндогенных ореолов всех трех выделенных структурно-морфологических групп месторождений выявило, что наиболее мощный и комплексный ореол образуется в рудо локализирующих структурных элементах, представленных в Рудном Алтае почти повсеместно зонами межпластовых срывов и расслоений. В надрудной части ореол в преобладающей степени контролируется секущими тектоническими нарушениями, ограничивающими отдельные рудные тела или минерализованные блоки более крупных размеров. Это предопределяет линейный характер аномальных геохимических зон выше уровня локализации промышленных руд, так как они трассируют упомянутые дизъюнктивы, не отражая, таким образом, реальные очертания промышленных рудных залежей (Гармаш, Рубо, 1973). В подрудной части эндогенный ореол локализован не так четко и охватывает значительно большие объемы вмещающих пород (представления о морфологии этой области АГП более схематичны из-за несравненно меньшей изученности глубоких горизонтов месторождений).

Важнейшим свойством АГП является его первичная геохимическая зональность, сущность которой состоит в закономерном распределении рудообразующих химических элементов в пространстве как в концентрированных скоплениях (рудных телах), так и в эндогенном ореоле. Естественно, что благодаря высоким содержаниям рудных компонентов в промышленных залежах, их зональность более контрастна по сравнению с эндогенным ореолом, однако направленность вектора изменений концентраций металлов единообразна.

Для эндогенных ореолов принято выделять в поперечных сечениях три зоны (Григорян и др., 1968; Баранов и др., 1972): верхнюю (надрудную) с преимущественным накоплением Ag, Pb, Zn, Sb, Cd, Ba, центральную (область сосредоточения рудных тел), характеризующуюся максимальными содержаниями всего комплекса рудообразующих элементов, и нижнюю (подрудную), в которой концентрируются Co, Ni, Mo, Cu, Cr, Bi. Такая дифференциация рудного вещества характерна для АГП, содержащего резко аномальные концентрации металлов, тогда как "зоны рассеянной минерализации" (Григорян, 1973), не связанные с рудоотложением, отличаются практически полной недифференцированностью элементного состава.

Немного численные еще исследования вещественного состава эндогенных ореолов (Григорян и др., 1968; Гармаш, Рубо, 1973) выявили, что в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая ореолообразующие элементы представлены теми же минеральными формами, в которых они присутствуют в рудных телах. При этом не только абсолютно преобладают сульфидные формы, но и устанавливается идентичность минеральных ассоциаций в ореолах и выделенных природных типах руд.

Детальными исследованиями в горных выработках Белоусовского месторождения установлено, что ореольные сульфидные ассоциации медноколчеданного, медно-цинкового, полиметаллического типов вписываются в общую геохимическую зональность АГП, сопрягаясь с составом рудных тел (по преобладающим в них природным типам руд). Так, залежь № 5, характеризующаяся полным набором типов руд, находится в зоне эндогенного ореола представленного сульфидными ассоциациями преимущественно медноколчеданного и медно-цинкового типов. Существенно медно-цинковая залежь № 4 входит в зону ореола с развитием в последних сульфидных ассоциаций медно-цинкового и полиметаллического типов. Наконец, залежь № 6, сложенная главным образом рудами полиметаллического состава, расположена в полиметаллической зоне ореольных сульфидных ассоциаций (см. фиг. 4).

Опираясь на совокупный анализ геологоструктурных условий локализации колчеданно-полиметаллического оруденения, закономерности изменения в пространстве состава руд и различных параметров эндогенных ореолов (морфоло-

гия, элементный состав, зональность, формы нахождения ореолообразующих элементов) представляется возможным более обоснованно решать многие практические задачи поисков, оценки и разведки месторождений Рудного Алтая: детализацию структурных элементов рудных полей и месторождений (в первую очередь рудоконтролирующих), разбраковку геохимических аномалий и пунктов рудной минерализации, прогнозирование промышленного оруденения на флангах и глубоких горизонтах известных месторождений, предсказание морфологических особенностей и вещественного состава скрытого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов Э.Н., Рыфтин В.М., Голод А.И., Пурик И.А., Рубо Г.Л. Эндеогенные геохимические ореолы как поисковый признак скрытого колчеданного оруденения. - В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., изд-во "Наука", 1972.
- Беляев А.П., Дмитриев В.Д., Полтораков Г.И. Закономерности размещения полиметаллического оруденения в Северо-Западной части Рудного Алтая. - В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 3. Томск, 1968.
- Гармаш А.А. Парагенезис поздних гипогенных сульфидов в рудах Змеиногорского месторождения на Алтае. - Докл. АН СССР, 12, № 5, 1958.
- Гармаш А.А., Попов В.В., Яковлев Г.Ф. Закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - Труды ЦНИГРИ, вып. 75, М., 1967.
- Гармаш А.А., Посысаев А.Г., Юдин И.М. Структурные условия локализации и морфологии рудных тел Золотушинского месторождения на Рудном Алтае. - Труды ИГЕМ, вып. 82, 1962.
- Гармаш А.А., Рубо Г.Л. О формах нахождения рудообразующих элементов в эндогенных ореолах Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). - Сов. геология, № 4, 1973.
- Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений. - Сов. геология, № 1, 1973.
- Григорян С.В., Янишевский Е.М. Эндеогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., изд-во "Недра", 1968.
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузбный В.С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР, 1961.
- Нехорошев В.П. Закономерности распределения рудных месторождений Алтая. - Сов. геология, № 29, 1948.
- Овчинников Л.Н., Григорян С.В., Баранов Э.Н. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений и их поисковое значение. - В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. Тезисы докладов. М., 1972.
- О международном colloquium по проблеме минеральных парагенезисов. - Геол. рудн. месторождений, № 1, 1967.

А. М. Бакланов, **В. Н. Байков**, **Е. Г. Краснов**,
С. В. Мясников

ПЕРВИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАНИМАНСУР И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ЕЕ ОСНОВЕ

Канимансурское рудное поле расположено в пределах гор Кармазар, в их центральной части. Район сложен верхнепалеозойскими изверженными породами кислого и среднего состава как интрузивного, так и эффузивного ряда. Широко развиты разрывные нарушения, обуславливающие блоковое строение района и являющиеся основными рудовмещающими структурами.

Площадь месторождений сложена осадочно-эффузивной толщей верхнего палеозоя - нижнего триаса. Разрез ее снизу вверх следующий: шурабсайская свита (P_1) представлена андезитовыми порфиритами (300-400 м), переслаиванием фельзитов и туфов (200-400 м), кварц-амфиболовыми альбитофирами с туфами в основании (10-150 м); равашская свита сложена туфами,

туффирами, лавобрекчиями, сферолитовыми порфирами (100–250 м); кызыл-нуринская свита ($P_2 - T_1$) образована псевдофлюидальными туфоловами с бомбовым горизонтом в основании и плотными туфоловами (100–300 м). Интрузивные породы представлены нижнетриасовыми дайками фельзитов, сиенит-порфиров, порфиритов, слагающими пояс, протягивающийся через рудное поле в субширотном направлении. На пенепленезированной поверхности магматических пород в северо-восточной части рудного поля залегают осадки мелового – палеогенового возраста.

Особенности строения рудного поля определяются его структурным типом – рудное поле в клиновидной структуре. Оно приурочено к системе тектонических “клиньев”, образованных разломами субширотного и северо-восточного простираний. При ориентировке сжатия в меридиональном направлении клинья выжимались в широтном. Движение это встречало сопротивление, разрядка которого реализовалась по взбросам субмеридионального направления. Наличие регионального меридионального сжатия и местного – субширотного – обусловило противоречивую историю развития разломов, многие из которых в разные этапы развивались то в режиме сжатия, то в режиме растяжения. Сложная история развития разломов предопределила ряд особенностей размещения рудной минерализации в их пределах. По ориентировке, истории развития, характеру смещения и отношению к минерализации разрывные нарушения можно разделить на шесть групп (табл. 1; фиг. 1).

Гидротермальный процесс протекал на фоне активности разрывных структур в ряд стадий (фиг. 2), в процессе которых сформировались кварц-хлорит-серицитовый, кварц-гематитовый, медно-висмутовый, полиметаллический, кварц-флюоритовый, серебро-свинцовый и кварц-карбонатный комплексы. Каждый из них характерен своим набором минеральных парагенезисов, элементов-примесей, структурно-текстурными особенностями и физико-химическими условиями отложения.

Единство гидротермального процесса подчеркивается закономерным снижением температуры рудоносных растворов от $360 - 400^{\circ}$ в начальных до $70 - 100^{\circ}$ в заключительных стадиях минерализации. Пульсационный характер его подтверждается обособлением минеральных комплексов в отдельных разломах, дроблением ранних минеральных образований и цементацией их более поздними (при совместном нахождении), закономерным повышением температуры растворов в начале каждой стадии по сравнению с концом предыдущей.

В размещении минеральных комплексов и парагенезисов отмечается четкая зональность, причем возможно выделить ряд ее разновидностей.

В целом по району, в который входит рудное поле, отмечается зональное размещение минеральных комплексов на различных уровнях эрозионного среза. Последние (условно) отсчитаны от предмелового пенеплена, формирование которого, по-видимому, началось непосредственно за процессом рудообразования. Проявления кварц-карбонатного комплекса отмечаются преимущественно в интервале глубин 0–100 м; серебро-свинцового – 100–300 м, полиметаллического 200–400 м, медно-висмутового и кварц-гематитового – от 300–400 м до 800 м. Более глубокие горизонты в пределах рудного поля не изучены.

Аналогичная зональность развита в разломах II группы (Канимансурский, Адрасманский). В этих разломах более ранние и высокотемпературные образования размещаются на более глубоких горизонтах (фиг. 3). Менее контрастно такая зональность проявляется вкост простирания разломов II группы, в сторону их висячего бока. В этом случае более древние (высокотемпературные) минеральные комплексы располагаются вблизи шва разлома, а более молодые в последовательном удалении от него (фиг. 4). Зональность, описанная выше, является прямой зональностью смешанного типа, или комплексной зональностью (Смирнов, 1937).

В пределах разломов II группы отмечается горизонтальная зональность по отношению к предполагаемым рудоподводящим каналам. Последние лежат на пересечении этих структур с пучками разломов III группы (см. фиг. 3). В этом случае руды серебро-свинцового комплекса в виде столбов протяги-

Таблица 1

Классификация разрывных нарушений Канмансурского рудного поля

Группа	Характеристика разломов	Отношение к оруденению
I	Взбросо-сдвиги северо-восточного простирания, заложенные в палеозойское время, неоднократно обновлявшиеся впоследствии (Кошмуллинский разлом)	Вмещают многостадийную минерализацию. Проявления различных стадий располагаются зонально, частично налагаясь друг на друга. Промышленные скопления руд обычно у стыков с разломами III, IV, V групп
II	Взбросо-сдвиги субширотного простирания, неоднократно обновлявшиеся впоследствии (Главный разлом)	Аналогично предыдущим; промышленные скопления руд прослеживаются по всей длине разломов
III	Взбросы (сбросы) субмеридионального простирания, заложенные в палеозойское время и обновленные во внутрирудное время в период последних стадий гидротермального процесса (Меридиональный разлом)	Вмещают обычно одностадийную минерализацию на стыках с разломами IV группы
IV	Разломы восток-северо-восточного простирания, заложенные в додайковое время и обновленные в период проявления последних стадий гидротермального процесса (Северный разлом)	Вмещают обычно одностадийную минерализацию на всем своем протяжении
V	Разломы восток-северо-восточного простирания, заложенные в последайковое время и обновленные в период проявления последних стадий гидротермального процесса (Караташкотанский разлом)	То же
VI	Надвиги северо-западного простирания, заложенные в послепалеогенное время (Аккурский надвиг)	Безрудны

ваются до глубины 400-450 м от поверхности пенеплена. По мере удаления от рудоподводящего канала по простиранию последовательно отмечаются все более древние минеральные комплексы. Зональность в данном случае является обратной пульсационной (Смирнов, 1937).

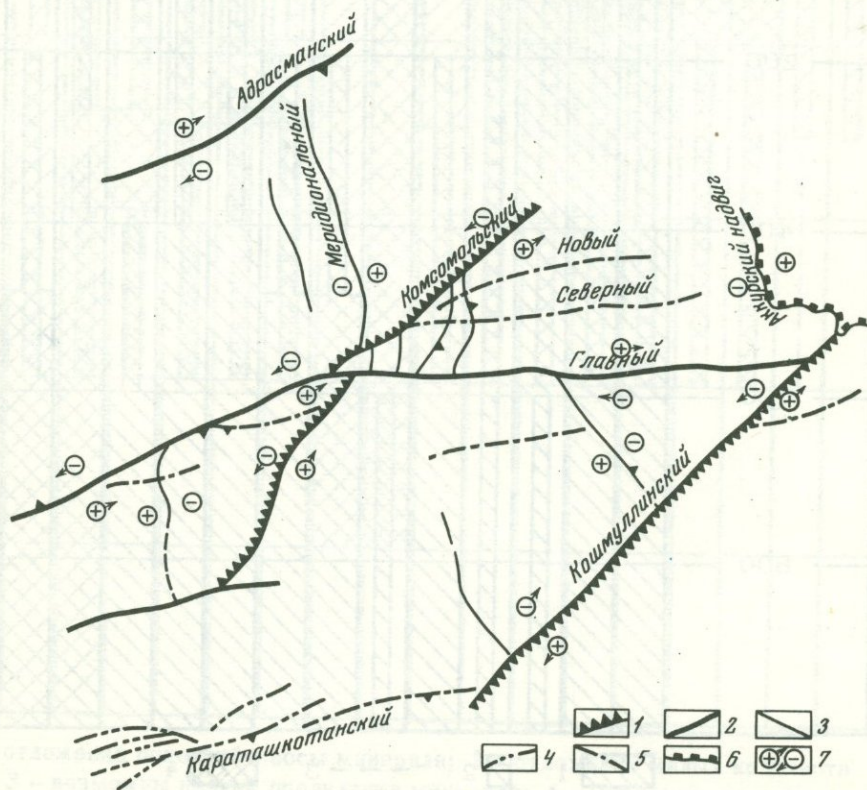
В разломах III, IV, V групп, вмещающих обычно одностадийную минерализацию, проявляется зональность отложения отдельных минералов и парагенетических ассоциаций, связанных постепенными переходами друг с другом. Так, например, наблюдается повышение роли серебряных минералов в верхних горизонтах рудных тел, сложенных серебро-свинцовым комплексом, повышение удельного веса сфалерита, затем халькопирита на нижних горизонтах тел, сложенных полиметаллическим комплексом (зональность нормального отложения, или фациальная, по Ю.А. Билибину, 1951).

В пределах рудного поля в целом отмечается горизонтальная зональность, проявленная симметрично древним сложно развивавшимся разломам II группы, являвшимся, по-видимому, не только рудовмещающими, но и рудоподводящими структурами (фиг. 5). В разломах II группы отмечаются практически

все известные в пределах рудного поля минеральные комплексы, размещающиеся зонально (центральная, или полиметаллическая зона).

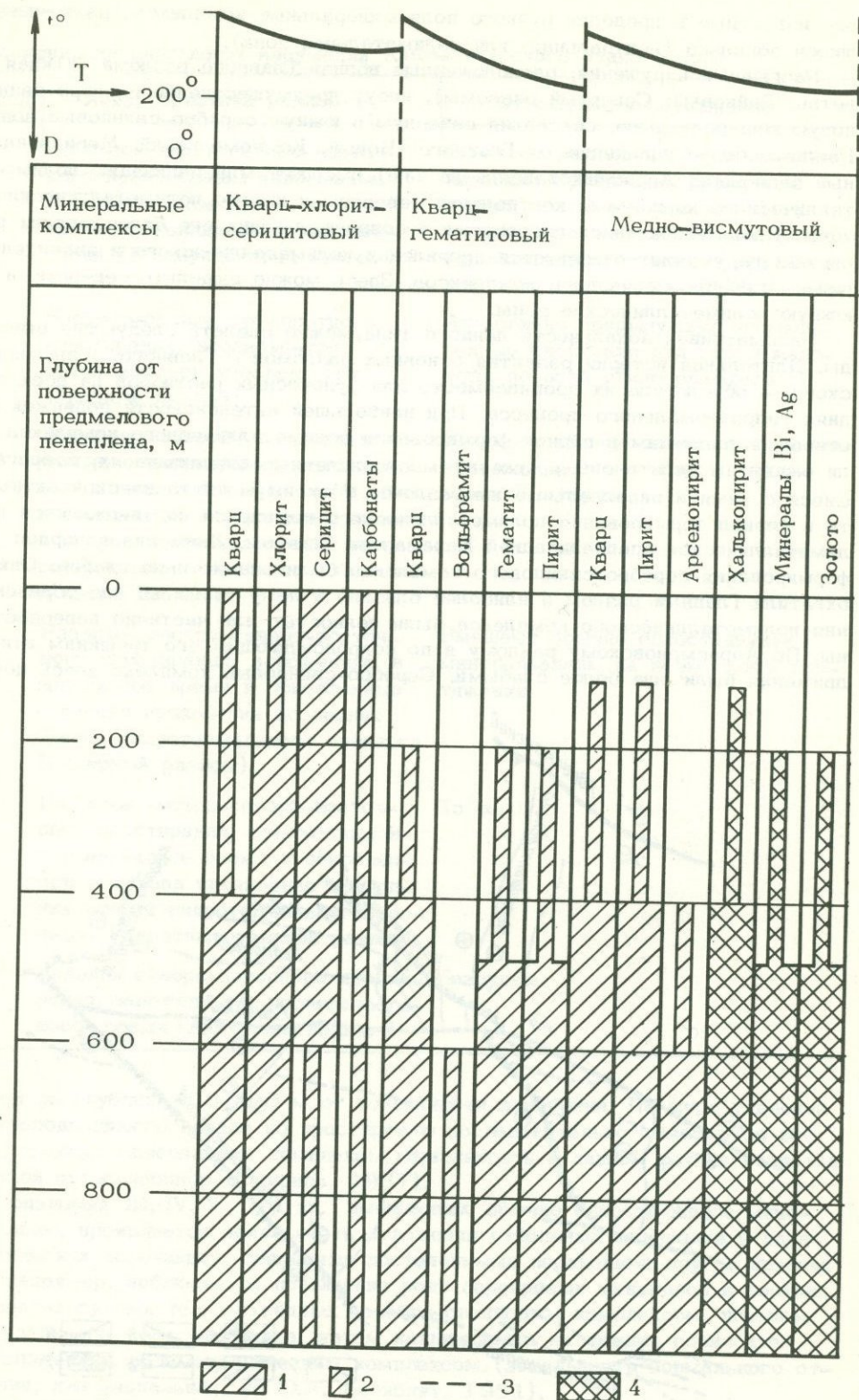
Разрывные нарушения, расположенные вблизи Главного разлома (Южная ветвь, Дайковый, Северный разломы), несут преимущественно серебро-свинцовую минерализацию, составляя северную и южную серебро-свинцовые зоны. Разломы, более удаленные от Главного (Новый, Комсомольский, Меридиональный на севере, Караташкотанский на юге), вмещают минерализацию полиметаллического комплекса, контролируя северную и южную полиметаллические зоны. Вдоль Адрасманского разлома в сопровождающих его более мелких разрывных нарушениях отмечаются проявления полиметаллического и значительно реже – серебро-свинцового комплексов. Здесь можно выделить северную и южную полиметаллические зоны.

Рассматривая зональность данного типа, можно сделать следующие выводы. Длительная история развития основных разломов – Главного, Адрасманского, – обусловила их проницаемость для рудоносных растворов на всех стадиях гидротермального процесса. При наибольшей интенсивности подвижек по основным разломам в период формирования полиметаллического комплекса были оживлены (или вновь заложены) многочисленные оперяющие их, сопрягающиеся с ними и параллельные им разломы. Максимум тектонической активности в период формирования полиметаллического комплекса подтверждается полиметаллической специализацией Кармазара в целом. Движения в период формирования серебро-свинцового комплекса были значительно слабее. Они охватили Главный разлом и наиболее близкие к нему трещины, где образования полиметаллического комплекса были полностью или частично переработаны. По Адрасмановскому разлому и по сопровождающим его трещинам эти движения были еще более слабыми. Серебро-свинцовый комплекс здесь почти

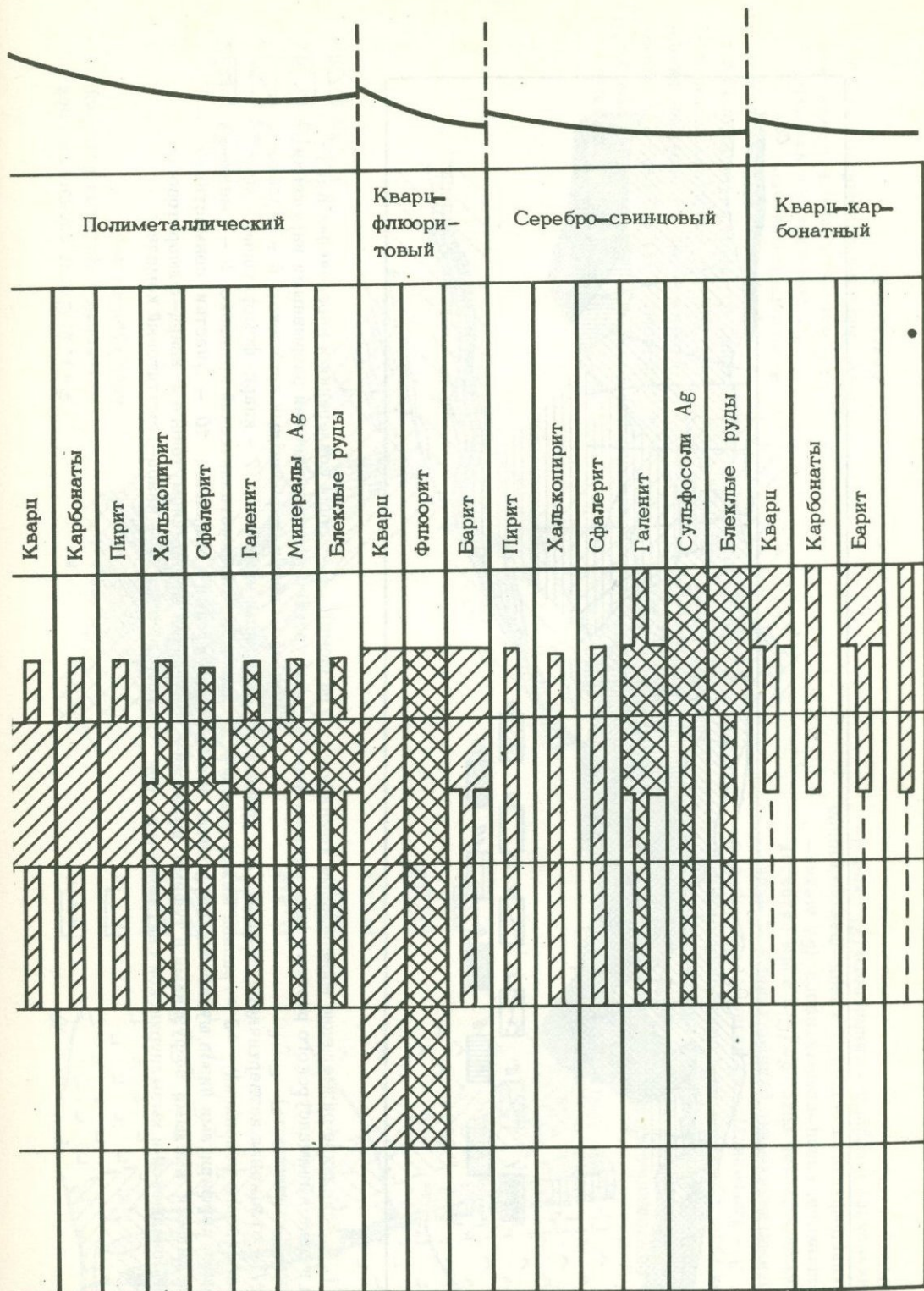


Фиг. 1. Схема разрывных нарушений в районе месторождения Канмансур

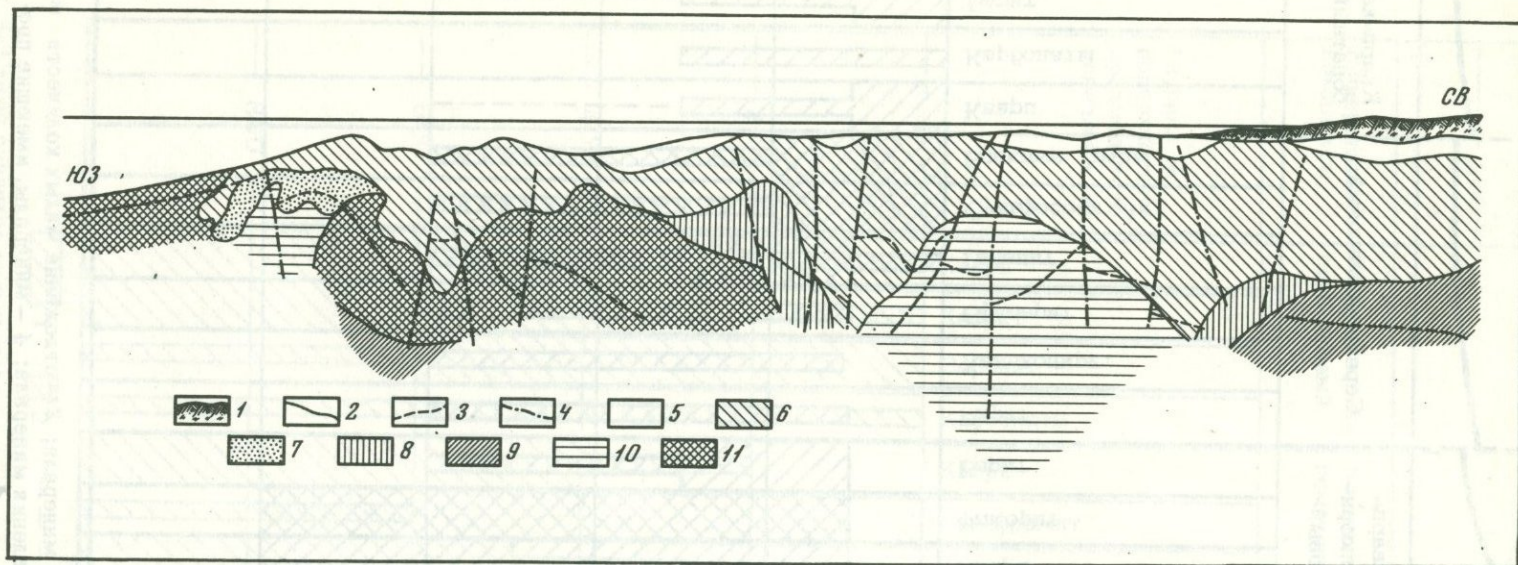
Разломы: 1 – I группы; 2 – II группы; 3 – III группы; 4 – IV группы; 5 – V группы; 6 – VI группы; 7 – направления движений по разломам (+ блок приподнят, – блок опущен)



Фиг. 2. Схема развития гидротермального процесса в пределах Канмансурского рудного поля



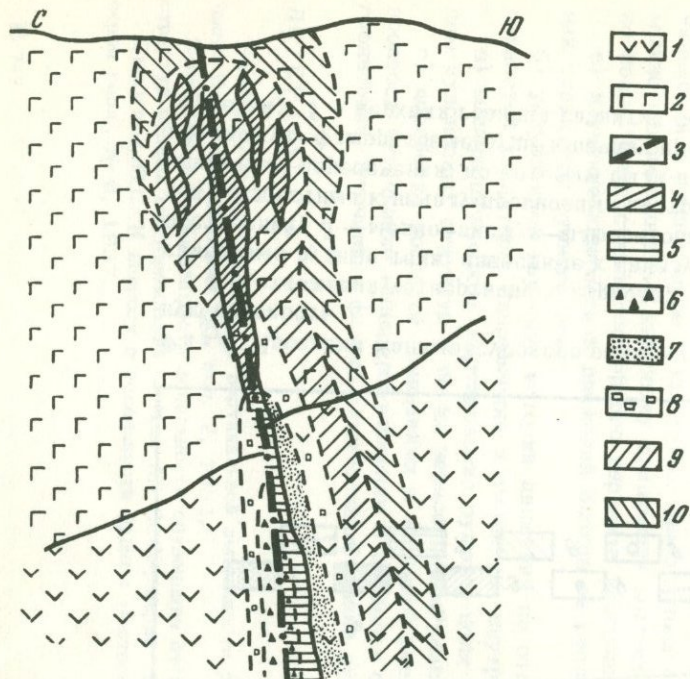
1 – отложение основной массы минерала; 2 – отложение малых количеств минерала; 3 – возможны редкие проявления минерала; 4 – минералы, имеющие промышленное значение



Фиг. 3. Зональное размещение минеральных комплексов в зоне Канмансурского разлома (проекция на вертикальную плоскость).

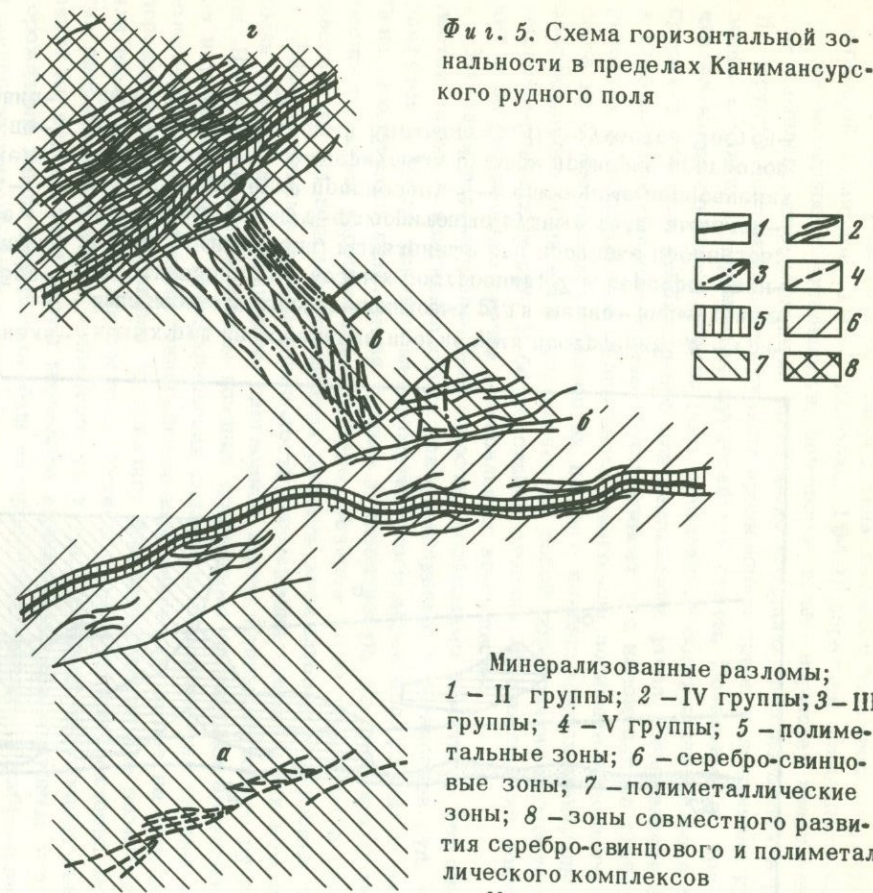
1 – отложения четвертичного периода; 2 – уровень предмелового пенеблена; 3 – граница между андезитовыми порфиритами низов шурабсайской свиты и вышележащими кислыми эффузивами и туфами шурабсайской, равашской и кызылнуринской свит (висячий блок

разлома); 4 – линии сочленения и пересечения Канмансурского разлома прочими разрывными нарушениями; 5 – кварц-карбонатный комплекс; 6 – серебро-свинцовый комплекс; 7 – кварц-флюоритовый комплекс; 8 – полиметаллический комплекс; 9 – медно-висмутовый комплекс; 10 – участки совместного развития медно-висмутового и кварц-флюоритового комплексов; 11 – кварц-гематитовый комплекс



Фиг. 4. Схема размещения минеральных комплексов вкрест простирания Канимансурского разлома (разрез)

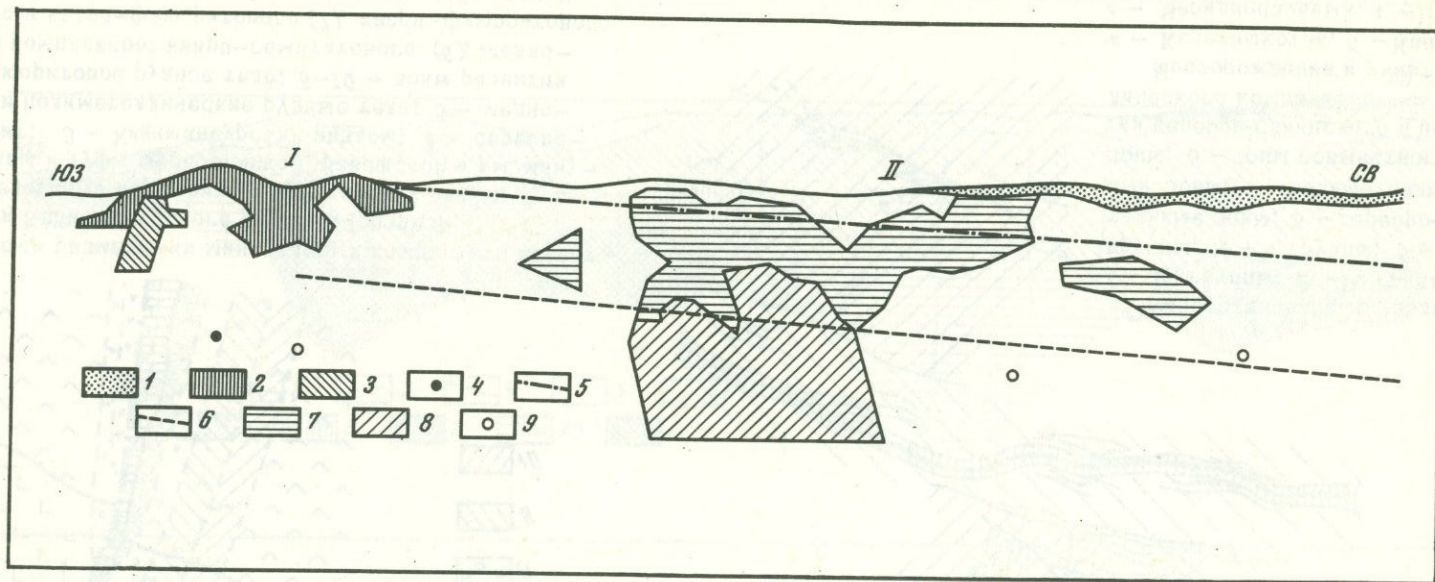
1.— андезитовые порфириты шурабсайской свиты; 2—кислые эффузивы и туфы шурабсайской, равашской и кызылну-ринской свит; 3 — Канимансурский разлом; 4 — серебро-свинцовые и полиметаллические рудные тела; 5 — медно-висмут-флюоритовое рудное тело; 6—10 — зоны развития проявлений комплексов: кварц-гематитового (6), медно-висмутового и кварц-флюоритового (7), кварц-флюоритового (8), полиметаллического и серебро-свинцового (9), кварц-карбонатного (10)



Фиг. 5. Схема горизонтальной зональности в пределах Канимансурского рудного поля

Минерализованные разломы; 1 — II группы; 2 — IV группы; 3 — III группы; 4 — V группы; 5 — полиметалльные зоны; 6 — серебро-свинцовые зоны; 7 — полиметаллические зоны; 8 — зоны совместного развития серебро-свинцового и полиметаллического комплексов

Месторождения и участки: а — Караташкотан, б — Канимансур, в — Меридиональный, г — Новый Канимансур



Фиг. 6. Проекция Канимансурского разлома на вертикальную плоскость

1 – отложения четвертичного периода; 2 – серебро-свинцовые рудные тела, известные к началу прогнозных построений; 3 – медно-висмут-флюоритовые рудные тела, известные к началу прогнозных построений; 4 – единичные пересечения, по которым были вскрыты медно-висмут-флюоритовые руды к началу прогнозных построений; 5 – верхняя граница развития серебро-свин-

цовых руд на основании прогнозных построений; 6 – граница перехода серебро-свинцовых руд в медно-висмутовые на основании прогнозных построений; 7 – серебро-свинцовые рудные тела, выявленные при проверке прогнозов; 8 – медно-висмут-флюоритовые рудные тела, выявленные при проверке прогнозов; 9 – единичные пересечения медно-висмут-флюоритовых руд при проверке прогнозов; I – участок Западный Канимансур, II – участок Восточный Канимансур

не обособился. Зональность данного типа является типичной структурно-пульсационной (Смирнов, 1937; Королев, 1949) обратной зональностью.

Закономерности зональности, описанные выше, нарушает кварц-флюоритовый комплекс, промышленные проявления которого располагаются в разломах II группы независимо от глубины эрозионного среза и положения рудопроводящих каналов, в порфиритах шурабсайской свиты. По-видимому, при отложении плавикового шпата играло роль повышенное содержание кальция в породах среднего состава, необходимого для связывания фтора. Безразличие флюорита к глубинам эрозионного среза обуславливает его наложение на глубоких горизонтах на образования медно-висмутного или полиметаллического комплекса, а на более высоких горизонтах на него накладываются минералы серебро-свинцового комплекса, что влечет за собой образование соответствующих многокомпонентных руд. В более слабой степени литологический контроль влияет и на размещение прочих минеральных комплексов.

Завершая рассмотрение зональности, необходимо отметить, что она проявляется также в изменении структурно-текстурных особенностей руд, что выражается в смене текстур метасоматического характера, развитых на глубине, текстурами выполнения трещин у поверхности. На глубоких горизонтах распространены вкрапленные текстуры, которые выше переходят в гнездовые и массивные. На верхних горизонтах развиты прожилковые и друзовые текстуры.

Вышеописанные формы зональности размещения минеральных комплексов были учтены при составлении прогнозной карты Канимансурского рудного поля. На карте были выделены позиции однородные по глубине эрозионного среза и удаленности от рудопроводящих разломов, разделены на группы разрывные структуры, нанесены минеральные комплексы, развитые на поверхности; породы были сгруппированы по принципу благоприятности для развития тех или иных минеральных комплексов. Учтены были и другие факторы: морфология разрывных структур, складчатость и т.д. Проверка прогнозных рекомендаций на основе этой карты позволила выявить ряд новых рудных тел и месторождений, среди которых особый интерес представляют серебро-свинцовые и медно-висмутно-флюоритовые рудные тела на восточном фланге месторождения Канимансур (фиг. 6), а также полиметаллическое и медно-висмутно-флюоритовое месторождение Новый Канимансур.

В настоящее время для дальнейших прогнозных построений на основе зональности в рудном поле и на других аналогичных объектах дополнительно можно рекомендовать разработку следующих вопросов, учтенных недостаточно полно при составлении первого варианта прогнозной карты:

- а) изучение кинематики движений блоков на различных этапах формирования структуры рудного поля;
- б) углубленное изучение истории движений по отдельным разломам и особенностей характера, направления и амплитуд внутрирудных подвижек;
- в) минералогическое картирование рудного поля по естественным выходам рудоносных структур и по их пересечениям разведочными выработками;
- г) доработка вопросов, связанных с историей развития гидротермального процесса (уточнение минералоотложения в пределах отдельных стадий, их разграничение, уточнение физико-химических условий рудоотложения).

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. - Записки Всес. минер. об-ва, 80, вып. 2, 1951.
- Королев А.В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1937.

ОПЫТ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СКРЫТОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ ЗОНАЛЬНОСТИ ЕГО ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

Исследованиями последних лет, выполненными на многочисленных месторождениях, выявлены основные закономерности формирования первичных геохимических ореолов вокруг рудных тел и месторождений полиметаллического состава. Установлено, что в практическом отношении наиболее важными являются следующие свойства первичных ореолов.

1. Первичные ореолы по размерам существенно превосходят рудные тела: особенно значительна вертикальная протяженность ореолов над рудными телами, достигающая сотен метров, а в ряде случаев до 1 км. Благодаря этому первичные ореолы могут быть использованы в качестве эффективных признаков скрытого оруденения.

2. В строении первичных геохимических ореолов всех исследованных месторождений устанавливается контрастная вертикальная зональность, которая проявляется в избирательном накоплении элементов на различных уровнях околорудного пространства. Зональность в строении ореолов основных элементов-индикаторов полиметаллического оруденения может быть выражена следующим рядом элементов (от надрудных к подрудным): барий-сурьма-мышьяк-кадмий-серебро-свинец-цинк-медь-висмут-(кобальт-никель-молибден-олово)-бериллий-вольфрам (в скобки заключены элементы, взаимоотношения которых в силу идентичности распределения однозначно не установлены).

Большое практическое значение вертикальной зональности заключается в том, что с ее помощью удается успешно решать одну из сложнейших задач, возникающих при поисках скрытого оруденения, а именно, задачу отличия надрудных (перспективных на скрытое оруденение) ореолов от подрудных, фиксирующих рудные тела и месторождения, уничтоженные эрозией. Высокая эффективность подобного приложения зональности первичных ореолов станет очевидной, если учесть, что в каждом рудном районе, особенно в активно денудированных, количество подрудных геохимических аномалий значительно и их надежная разбраковка является важнейшим условием успешных поисков скрытого оруденения.

Авторами установлено, что практическое значение зональности ореолов не исчерпывается решением только отмеченной выше задачи отличия надрудных ореолов от подрудных. Она успешно может быть использована также для разбраковки геохимических аномалий, представленных зонами рассеянной рудной минерализации. Как установлено специальными исследованиями, в строении зон рассеянной полиметаллической минерализации контрастная геохимическая зональность, столь характерная для первичных ореолов концентрированного оруденения, отсутствует. Благодаря этому значения индикаторных отношений, используемых для оценки уровня первичных ореолов, в зонах рассеянной минерализации по вертикали варьируют в весьма узких пределах и по величине обычно соответствуют уровню средних и нижних частей промышленного оруденения, тогда как надрудные ореолы концентрированного оруденения обычно отличаются существенно большими значениями индикаторных отношений (благодаря контрастной зональности первичных ореолов промышленного оруденения).

Большое практическое значение использования зональности первичных геохимических ореолов полиметаллического оруденения в качестве критерия разбраковки зон рассеянной минерализации станет очевидным, если учесть, что в каждом рудном районе известны многочисленные зоны рассеянной минерализации, надежная разбраковка которых и исключение из сферы последующих работ представляет собой обязательное условие успешных поисков скрытого оруденения, поскольку многие из подобных зон ошибочно могут быть приняты за надрудные ореолы скрытых на глубине руд.

Для иллюстрации эффективности использования геохимической зональности первичных ореолов при прогнозировании скрытого полиметаллического орудене-

ния рассмотрим некоторые примеры интерпретации геохимических аномалий, взятые из опыта геохимических исследований, выполненных авторами в пределах ряда рудных районов Средней Азии.

В качестве примера прогнозирование скрытого (слепого) полиметаллического оруденения на основе геохимической зональности ниже описываются результаты работ, выполненных на участке Северо-Запад II, расположенном в западной части Канмансурского рудного поля (Центральный Кармазар, Средняя Азия). По результатам геохимического опробования коренных пород (кварцевые порфиры, сферолит-порфиры) в масштабе 1:10 000 на участке были выявлены контрастные геохимические аномалии бария, свинца, серебра, меди, висмута, кобальта и других элементов, являющихся характерными индикаторами типоморфного для данного района полиметаллического (свинцово-серебряного) оруденения, обычно переходящего с глубиной в медно-висмутное.

Развитие более интенсивных аномалий надрудных элементов (по сравнению с подрудными) позволило считать, что на участке, по всей вероятности, выявлены надрудные ореолы полиметаллического оруденения. Этот вывод был подтвержден расчетом отношения линейных продуктивностей частных суммарных (аддитивных) ореолов, результаты которого приведены в табл. 1. Для сравнения в таблице дана также величина этого отношения для надрудных ореолов, выявленных по опорному разрезу через слепое оруденение месторождения Восточный Канмансур.

На участке выявлен ряд резко вытянутых в северо-восточном направлении геохимических аномалий. Это позволило считать, что предполагаемое слепое оруденение представлено рядом сближенных и вытянутых в северо-восточном направлении рудных тел.

Анализ особенностей распределения элементов в пределах исследованного участка позволил выявить еще одну интересную закономерность, которая заключалась в развитии относительно более интенсивных ореолов подрудных элементов в юго-западной части участка, а надрудных - в северо-восточной. Подобная асимметрия продольной зональности позволила сделать предположение о том, что в юго-западной части участка смена полиметаллического оруденения медно-висмутовым произойдет на меньшей глубине, нежели на северо-восточном.

Последующие буровые работы полностью подтвердили рекомендации, данные по результатам геохимического опробования: на глубине были вскрыты сближенные в пространстве слепые полиметаллические рудные тела промышленного

Таблица 1

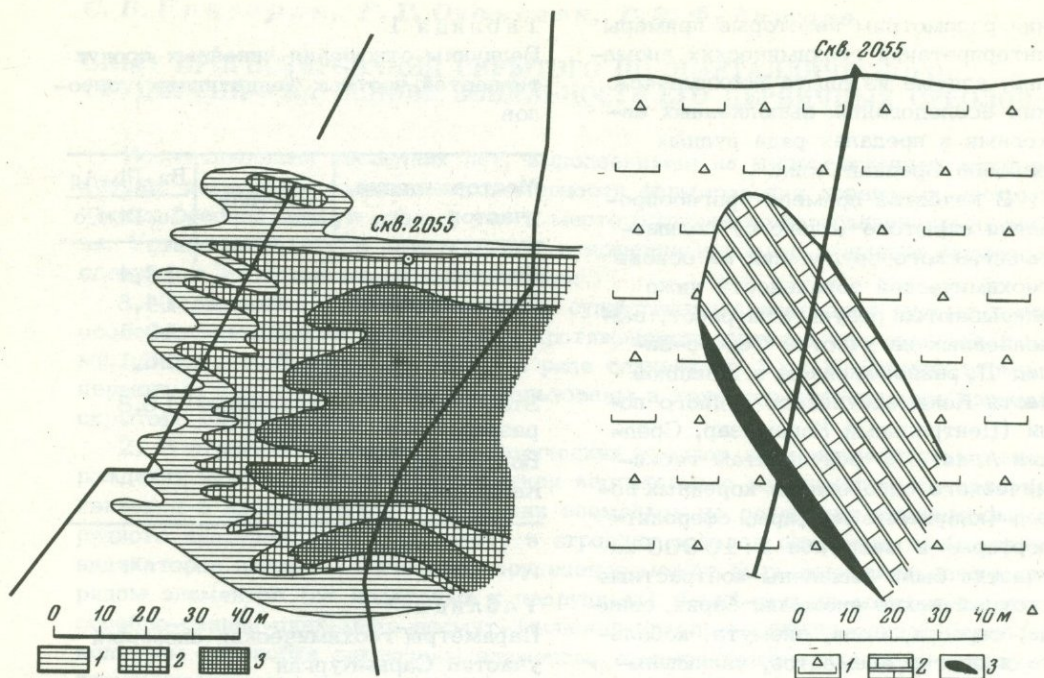
Величины отношения линейных продуктивностей частных (аддитивных) ореолов

Месторождение, участок	Профиль	$\frac{Ba+Pb+Ag}{Cu+Bi+Co}$
Участок	I	14,4
Северо-Запад II	II	14,3
	III	19
	IV	16,1
	Эталонный разрез,	Эталонный разрез
Восточный Канмансур		

Таблица 2

Параметры геохимических аномалий участка Сары-Курган

Название участка	Номера аномалий	Отношение линейных продуктивностей
		$\frac{Ba + Pb + Ag}{Cu + Bi + Co}$
Сары-Курган	I	1,14
	II	2,7
Кызылташ, эталонный разрез	Зона рассеянной минерализации	1,1



Фиг. 1. Первичные ореолы свинца

Содержание свинца ($n \cdot 10^{-3}, \%$): 1 - 3-10; 2 - 10-100; 3 - более 100 (жирные линии - профили опробования)

Фиг. 2. Разрез через слепое оруденение, обнаруженное в результате проверки геохимической аномалии

1 - серпентиниты; 2 - рудоносный ксенолит (известняково-сланцевые породы); 3 - слепое рудное тело; 4 - буровая скважина

значения. Медно-висмутовое оруденение было вскрыто только в крайней юго-западной части участка.

Высокая эффективность использования зональности первичных ореолов для прогнозирования скрытого оруденения была доказана также по результатам геохимических работ, выполненных в пределах Канского рудного поля.

На рисунке (фиг. 1) изображены аномалии свинца, выявленные на одном из флангов месторождения. Расчет отношения продуктивностей частных мультипликативных ореолов надрудных (барий, серебро, свинец) и подрудных (цинк, медь, кобальт) элементов-индикаторов данного типа оруденения позволил признать выявленные на участке аномалии надрудными, перспективными на слепое оруденение и рекомендовать к разведке. Индикаторное отношение по данной аномалии равнялось 4-5 (по эталонным разрезам надрудные ореолы больше 0,5, подрудные меньше 0,002). Последующее бурение скважин обнаружило на глубине слепые рудные тела промышленного значения (фиг. 2).

В качестве примера, иллюстрирующего разработку зон рассеянной минерализации на основе зональности первичных ореолов, рассмотрим результаты геохимических работ, выполненных на участке Сары-Курган.

Этот участок расположен в Центральном Кармазаре и сложен кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и туфами оясайской свиты. В его пределах развиты сближенные разрывные нарушения, образующие мощные зоны гидротермального изменения пород, выразившегося в их интенсивной хлоритизации, серицитизации и окварцевании. Рудная минерализация на участке представлена гематитом, пиритом, реже халькопиритом и висмутином. Из минералов зоны окисления установлены гидрогетит, лимонит, малахит, азурит и базовисмутит.

В результате обработки данных площадного геохимического опробования коренных пород на участке был выявлен ряд геохимических аномалий. Отличительной особенностью выявленных аномалий является более или менее одинаковая интенсивность аномалий надрудных (барий, свинец, серебро) и подрудных элементов (медь, висмут, кобальт). Расчет отношений параметров аномалий надрудных и подрудных элементов позволил установить, что все выявленные аномалии отличаются невысокими значениями указанного индикаторного отношения, которые по величине соответствуют уровню средних частей промышленного оруденения. В табл. 2 приведены величины отношения линейных продуктивностей, выявленных на участке Сары-Курган аддитивных аномалий надрудных и подрудных элементов и для сравнения в этой же таблице приведено значение (среднее) этого индикаторного отношения по участку Кызылташ, где геохимические аномалии представлены зоной рассеянной полиметаллической минерализации, что доказано пробуренными на этом участке буровыми скважинами.

Данные табл. 2 показывают, что аномалии участка Сары-Курган отличаются от описанных выше аномалий участка Северо-Запад II существенно меньшими значениями индикаторного отношения. Отсутствие в пределах исследованного участка выходов промышленного оруденения, а также низкие значения индикаторного отношения позволили считать, что выявленные здесь аномалии представляют собой зоны рассеянной рудной минерализации.

Последующее бурение полностью подтвердило правильность такой интерпретации результатов геохимического опробования коренных пород на участке Сары-Курган. На участке было пробурено две скважины вопреки отрицательной

Таблица 3
Результаты проверки рекомендаций

Оценка аномалий	Рудное поле, тип оруденения	Количество рекомендаций к разведке аномалий (по годам)	Подтвержденных рекомендаций	Неподтвердившиеся рекомендации (по годам)
Перспективные на слепое оруденение (выявлены надрудные ореолы)	Курусайское, полиметаллическое в скарнах	(1967 г.)	14	1 вскрыты зоны рассеянной минерализации, 1967 г.
		(1968 г.)		
		(1970 г.) (1971 г.)		
	Канимансур-Алмадонское жильное полиметаллическое и медно-висмутовое	(1967 г.)	15	2 вскрыты зоны рассеянной минерализации, 1967 г.
		(1969 г.)		
		(1970 г.)		
		(1971 г.) (1972 г.)		
	Канское свинцово-цинковое	(1972 г.)	3	Нет
Всего		35	32	3
Бесперспективные (глубокий эрозийный срез рудопроявления или зоны рассеянной минерализации)	Курусайское	(1967 г.)	1	Нет
		(1967 г.)		
		(1968 г.)		
		(1969 г.) (1970 г.)		
	Канимансур-Алмадонское	(1967 г.) (1968 г.) (1969 г.) (1970 г.)	12	Нет
Всего		13	13	Нет

рекомендации, данной по результатам выполненного геохимического опробования. Обоснованием для бурения этих скважин послужили благоприятные для локализации оруденения геологоструктурные условия участка Сары-Курган (по аналогии с известными в рудном поле месторождениями). Эти скважины рудных тел не обнаружили. Геохимическое опробование керн скважин показало, что выявленные на участке геохимические аномалии действительно представляют собой зону рассеянной рудной минерализации, о чем, в частности, свидетельствует отсутствие отчетливой зональности в строении аномалий, выявленных по результатам опробования коренных пород на поверхности и керн скважин.

С помощью зональности первичных геохимических ореолов полиметаллического оруденения авторами были оценены перспективы рудоносности многих участков (более 200). Естественно, что эффективность практического использования этого критерия объективно может быть оценена только по результатам проверки последующими горными и буровыми работами надежности интерпретации геохимических аномалий. С этой целью в табл. 3 сведены данные по всем проверенным рекомендациям авторов на основе использования зональности первичных ореолов полиметаллического оруденения.

Отметим также, что результаты разведки участков, признанных перспективными на скрытое оруденение, подтвердили значительную глубинность поисков скрытого (слепого) оруденения по первичным ореолам. Так, на участке аномалии 13 проверка геохимической аномалии позволила обнаружить богатое рудное тело, залегающее на глубине 250 м, а на участке Промежуточном геохимическим опробованием коренных пород на поверхности были обнаружены надрудные ореолы рудного тела, залегающего на глубине 450 м (оба участка расположены в пределах Курусайского рудного поля).

Работами, выполненными в Рудном Кармазаре, была также доказана высокая надежность использования зональности первичных ореолов для выявления и исключения из сферы разведочных работ аномалий и рудопроявлений, представленных корневыми частями уничтоженных эрозией рудных тел и месторождений. Некоторые из этих участков, несмотря на отрицательную оценку, в последующем были разведаны с различной степенью детальности, поскольку они отличались благоприятной структурной позицией, а также выходами промышленных руд на поверхности. Всего было проверено разведочными работами 13 участков и во всех случаях отрицательная оценка, данная по результатам геохимического опробования, была подтверждена: на всех участках было зафиксировано резкое выклинивание с глубиной рудных тел.

Приведенные выше данные свидетельствуют о высокой эффективности использования зональности первичных ореолов при прогнозировании скрытого полиметаллического оруденения, что позволяет авторам рекомендовать широкое использование этого критерия при геологоразведочных работах на полиметаллы.

*А. А. Рожнов, В. А. Лыткин, Е. И. Бузмаков,
В. Я. Середя, В. И. Шибрик, Ф. Ф. Тарануиич*

О ПРАКТИЧЕСКОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА ЖАЙРЕМСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

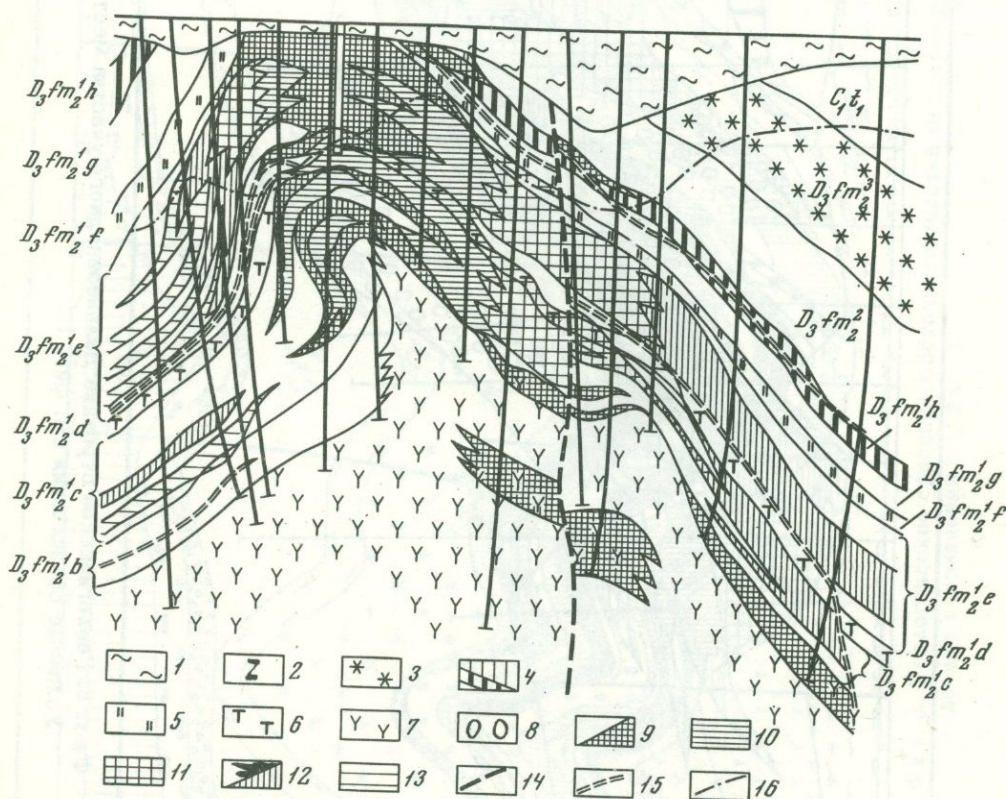
Жайремское рудное поле, расположенное в пределах Атасуйского рудного района в Центральном Казахстане, является типичным представителем стратиформных комплексных месторождений железо-марганцевых, свинцово-цинковых и баритовых руд, широко развитых в названном регионе (Рожнов и др., 1972).

Оруденение на этих объектах сформировано в два разновременных этапа — первый, седиментный и второй, метасоматический. Руды первого этапа отложе-

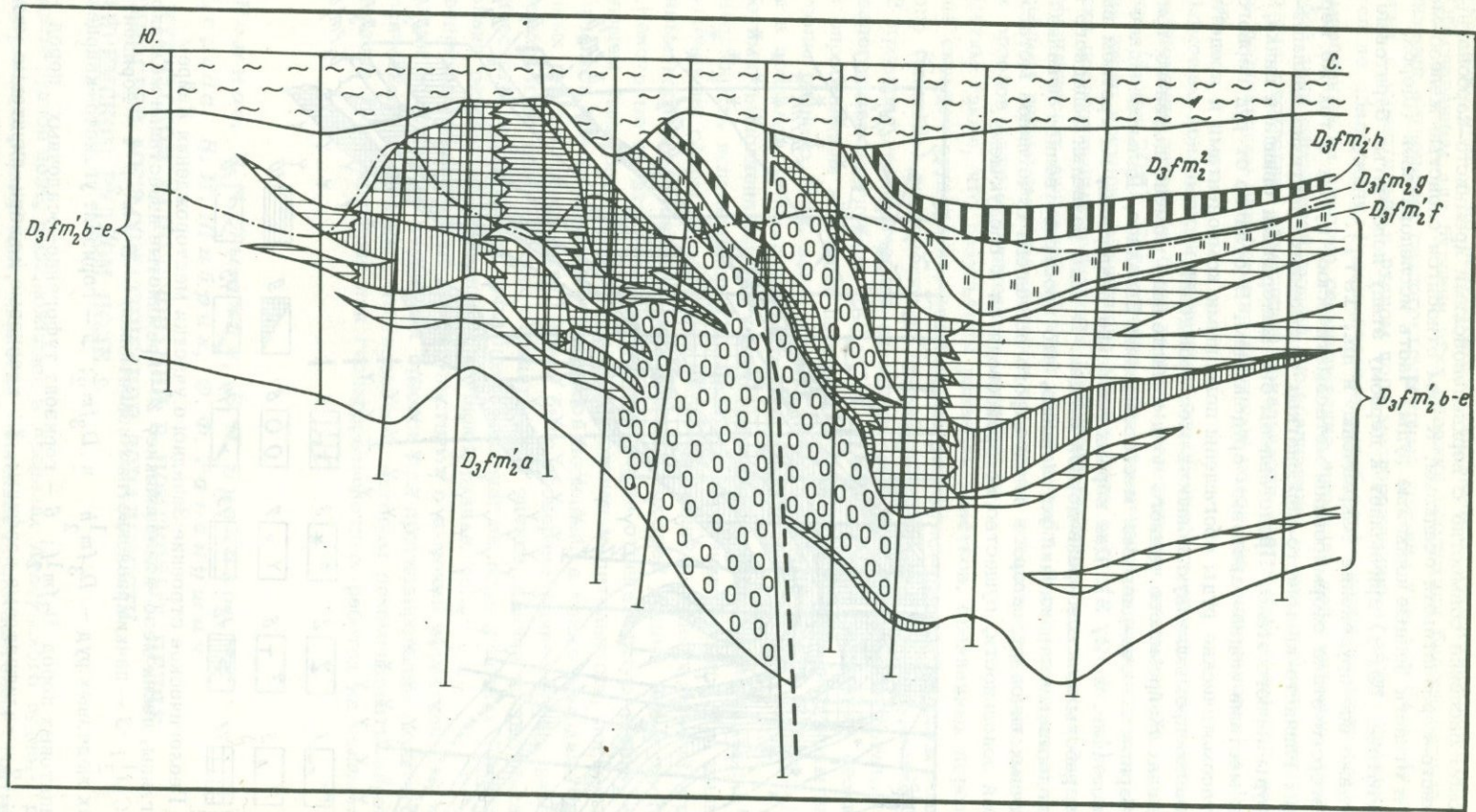
ны в морском бассейне совместно с верхнедевонскими кремнисто-карбонатными и глинисто-карбонатными осадками. К ним относятся слоистые железо-марганцевые и отчасти бедные цинковые руды. Часть исследователей (Щерба, 1964; Муратова, 1968) причисляет к первому этапу полосчатые баритовые руды или даже все оруденение (Скрипченко и др., 1971).

Руды второго этапа сформированы метасоматическим путем в тех же верхнедевонских глинисто-кремнисто-карбонатных отложениях, частично накладываясь на руды первого этапа. Представлены они минералами свинца и цинка, баритом и местами медно-баритовым оруденением. В отличие от руд первого этапа метасоматические руды обогащены полезными компонентами и представляют основную промышленную ценность месторождений.

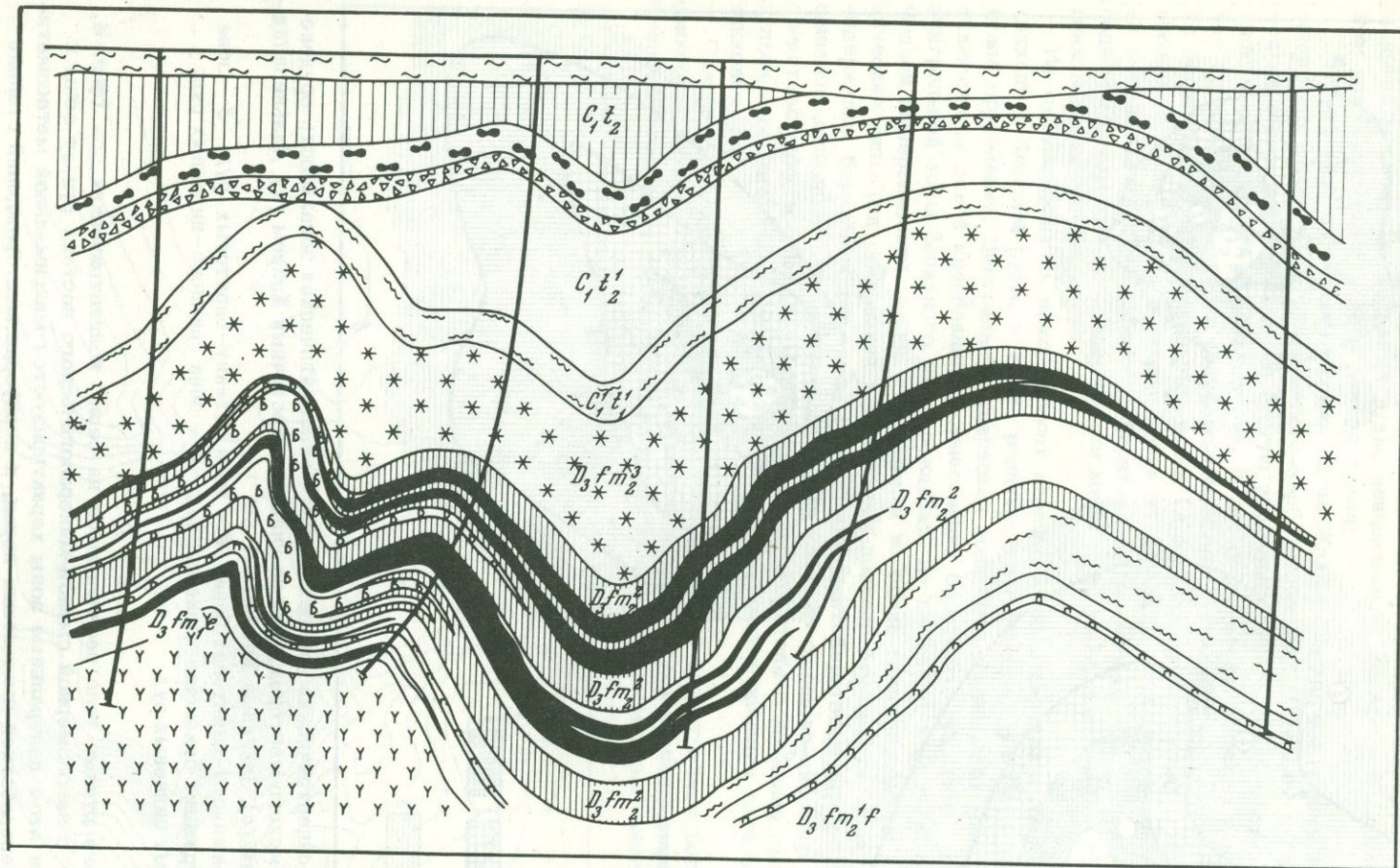
В пределах Жайремского рудного поля в настоящий момент выявлено три крупных барит-свинцово-цинковых месторождения: Западное, Дальнезападное и Восточное (фиг. 1, 2, 3). Два первых детально разведаны, на третьем выполняются работы поисково-разведочной стадии. В ходе разведки Западного и Дальнезападного месторождений установлено, что пространственная локализация различных типов руд второго этапа строго подчинена отчетливой метасоматической зональности, существо которой сводится к следующему.



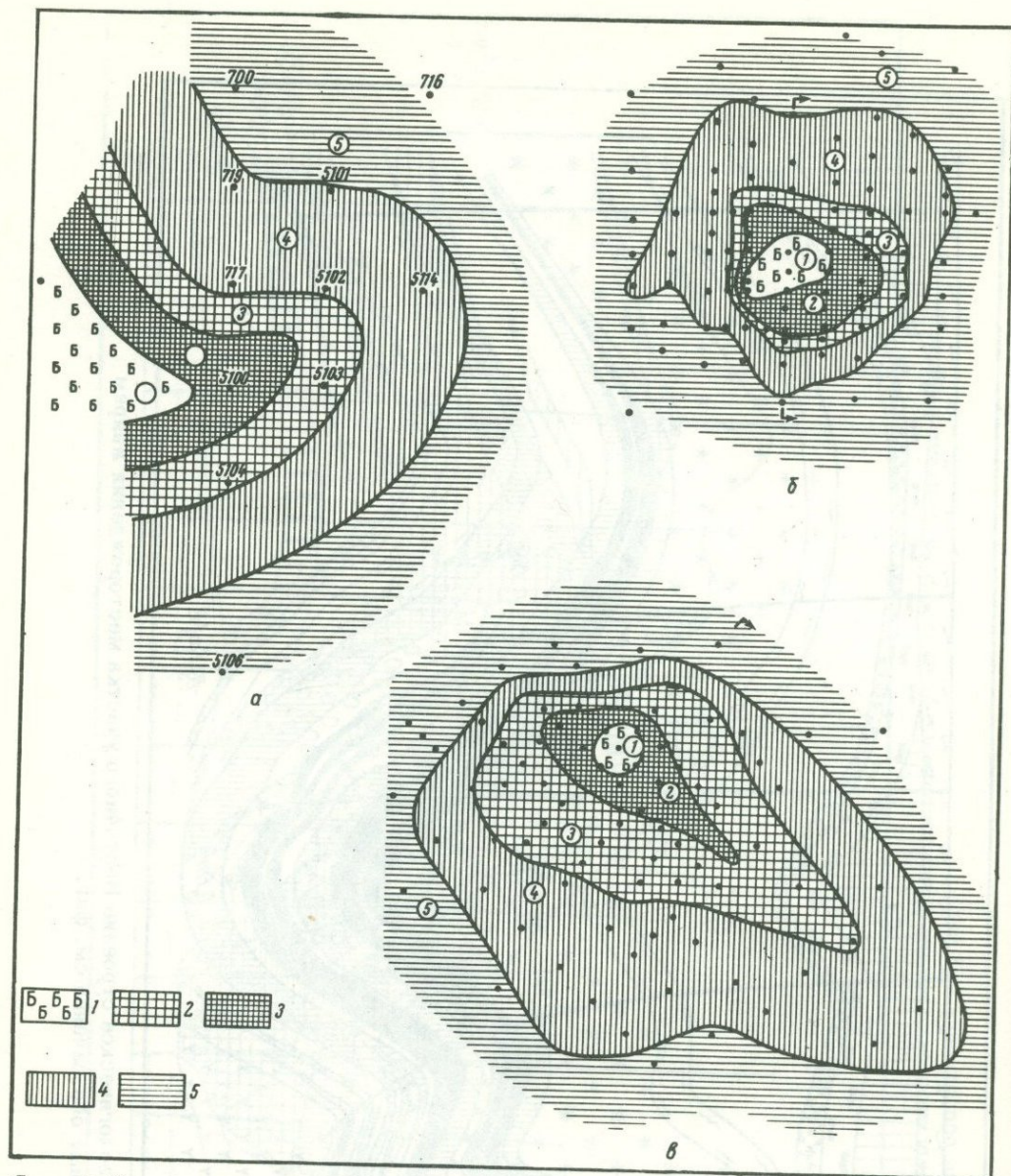
Фиг. 1. Геологическое строение Западного участка месторождения Жайрем
 1 - глины, пески мезо-кайнозойские; 2 - кремнистые известняки желваковистые - $C_1t_1^1$; 3 - пачки красноцветных известняков - $D_3fm_2^3$; 4 - горизонт слоистых железных руд - $D_3fm_2^1h$ и $D_3fm_2^2$; 5 - горизонт углисто-кварцево-полевошпатовых пород $D_3fm_2^1f$; 6 - горизонт туфогенно-осадочных пород - $D_3fm_2^1d$; 7 - калишпатовые порфиры; 8 - кварцевые и кварц-пиритовые метасоматиты; 9 - баритовые метасоматиты; 10 - свинцово-баритовые руды; 11 - барит-свинцово-цинковые руды; 12 - свинцово-цинковые руды со слабой баритизацией; 13 - свинцово-цинковые руды I этапа; 14 - разрывные нарушения; 15 - послонные срывы; 16 - нижняя граница коры выветриваний



Фиг. 2. Геологическое строение Дальнезападного участка месторождения Жайрем
Условные обозначения см. фиг. 1



Фиг. 3. Геологическое строение Восточного участка месторождения Жайрем
Условные обозначения см. фиг. 1



Фиг. 4. Концентрическая горизонтальная метасоматическая зональность оруденения Жайремского месторождения на участках Восточный Жайрем (а), Дальнезападный Жайрем (б), Западный Жайрем (в)

1 — кремнисто-баритовая зона; 2 — зона галенит-баритовых руд; 3 — зона баритосодержащих свинцово-цинковых руд; 4 — зона свинцово-цинковых руд; 5 — зона бедных цинковых руд

В плане рудные тела расчленяются на серию концентрических зон (фиг. 4, 5, 6, 7) с закономерной сменой минералогического состава руд от зоны к зоне. При этом центральные зоны характеризуются максимальной метасоматической переработкой вмещающих пород, к периферии месторождений степень метасоматоза затухает.

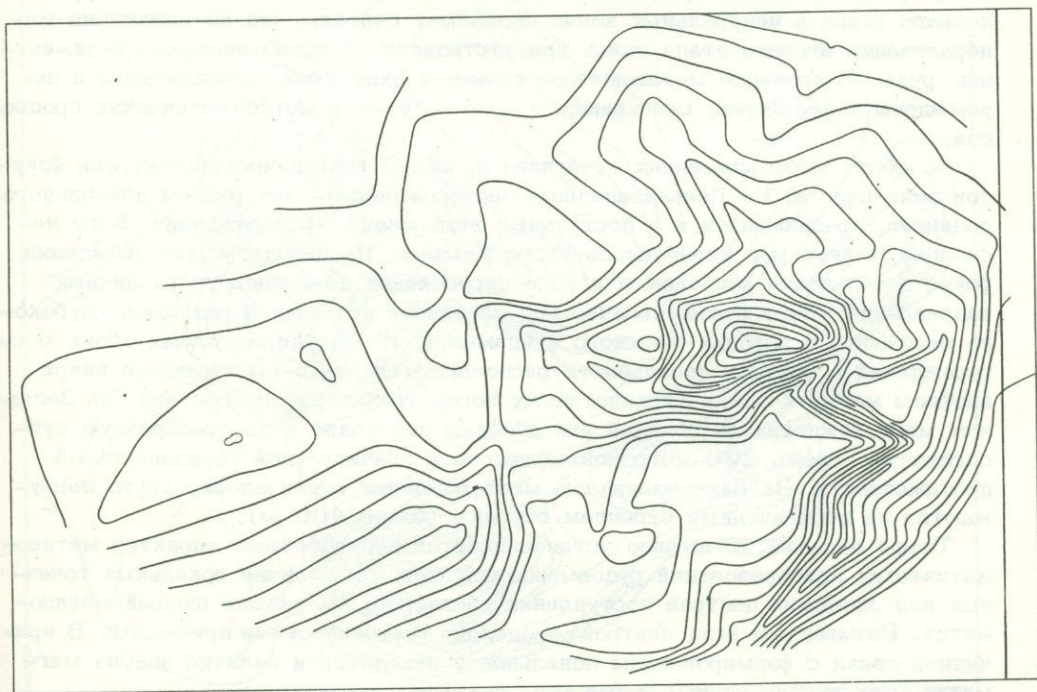
Состав руд в зонах определяется количественными соотношениями минерализации первого и второго этапов. Первый этап оруденения представлен многочисленными тонкими прослойками тонкодисперсного фрамбриального пирита с рассеянной вкрапленностью сфалерита и незначительной примесью галенита, неравномерно рассредоточенными по разрезу глинисто-кремнисто-карбонатных

пигментированных углистым веществом осадочных пород фаменского яруса. Качество руд определяется густотой и мощностью пиритовых прослоев. Как правило руды убогие, существенно цинковые. К первому же этапу отнесены и пластовые слоистые железные руды, венчающие на Западном и Дальнезападном месторождениях разрез рудной толщи.

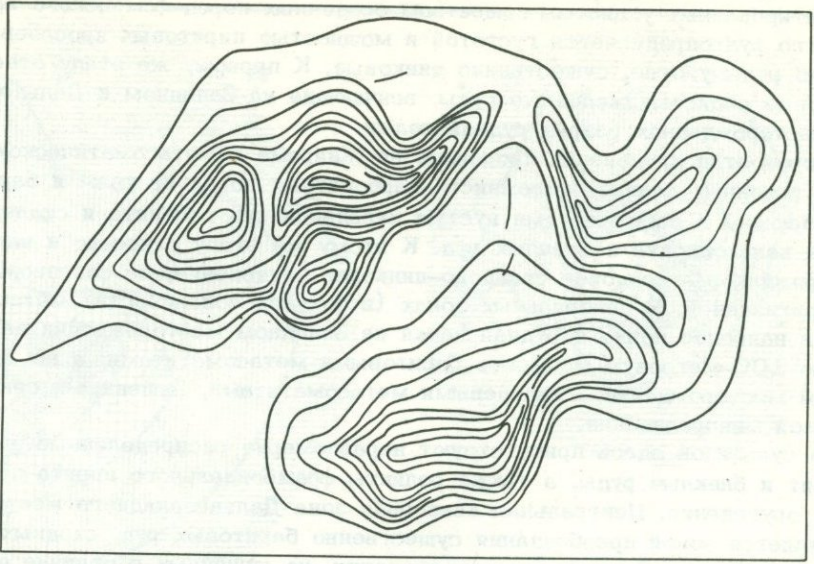
Второй этап оруденения проявился на Жайреме в метасоматическом замещении исходных глинисто-кремнисто-карбонатных пород кварцем и баритом, заключающим в себе местами густую вкрапленность галенита и сфалерита, иногда халькопирита и блеклых руд. К этому же этапу отнесено и наложенное прожилково-гнездовое свинцово-цинковое оруденение, не сопровождающееся баритизацией. В центральных зонах (в фокусах зональности) метасоматоз прошел наиболее полно и рудная пачка на Западном месторождении замещена на всю 100-метровую мощность баритовыми метасоматитами, а на Дальнезападном месторождении – кварцевыми метасоматитами, лишенными свинцово-цинковой минерализации.

Из сульфидов здесь присутствуют неравномерно распределенные пирит, халькопирит и блеклые руды, а также реликты фрамбоидального пирита первого этапа оруденения. Центральная кварцевая зона Дальнезападного месторождения окаймляется зоной преобладания существенно баритовых руд, сходных с рудами центральной зоны Западного месторождения, но лишенных в отличие от нее медной минерализации. Далее к периферии на обоих месторождениях минералогические типы руд сменяются в следующей последовательности: зона галенит-содержащих баритовых руд, зона галенит-сфалерит-баритовых руд с богатым свинцово-цинковым оруденением, зона существенно свинцово-цинковых руд, представленных в основном оруденением первого этапа с локально проявленным сульфидным метасоматозом вдоль послонных срывов и внешняя зона бедных цинковых руд.

Основную промышленную ценность месторождений представляют богатые свинцово-цинковые руды, сосредоточенные в зоне затухания баритизации. В пределах этой зоны происходит смена практически неизменных, интенсивно



Фиг. 5. Изолинии содержания цинка (условные единицы) в рудной пачке участка Западный



Фиг. 6. Изолинии содержаний свинца (условные единицы) в рудной пачке участка Дальнезападный

пигментированного органическим веществом кремнисто-карбонатных рудовмещающих пород периферийных зон на осветленные, практически лишенные органического вещества метасоматиты центральных зон с редкими реликтами темноцветных исходных пород.

Такая смена свидетельствует о резкой смене господствующих в центральных зонах окислительных условий, способствующих "выгоранию" органических веществ, на восстановительные условия периферийных зон. Именно на этом рубеже и произошла концентрация основных масс свинца и цинка. Реликты руд первого этапа в центральных зонах позволяют считать, что до наложения минерализации второго этапа здесь присутствовали свинцово-цинковые седиментные руды. В процессе метасоматоза свинец и цинк были мобилизованы и перемещены к периферии, скопившись в зоне затухания метасоматических процессов.

На обоих месторождениях отчетливо проявлен тектонический контроль фокусов зональности. На Дальнезападном месторождении — это разлом длительного развития, проявившийся и в пострудный этап жизни месторождения. Зоны несколько вытянуты в плане вдоль этого разлома. На Западном месторождении фокус зональности расположен в узле пересечения двух флексур различных направлений, отражающих наличие под осадочной покрывкой разломов глубокого заложения в породах жесткого фундамента. В подрудных толщах обоих месторождений в фокусах зональности располагаются резко выступающие вверх апофизы магматических вулканотипных пород трахитоидного состава. На Западном месторождении на глубине эти апофизы переходят в пластообразную субсогласную залежь 200-метровой мощности и значительной горизонтальной протяженности. На Дальнезападном месторождении корни апофиз круто погружаются на неохваченные бурением глубины (более 400 м).

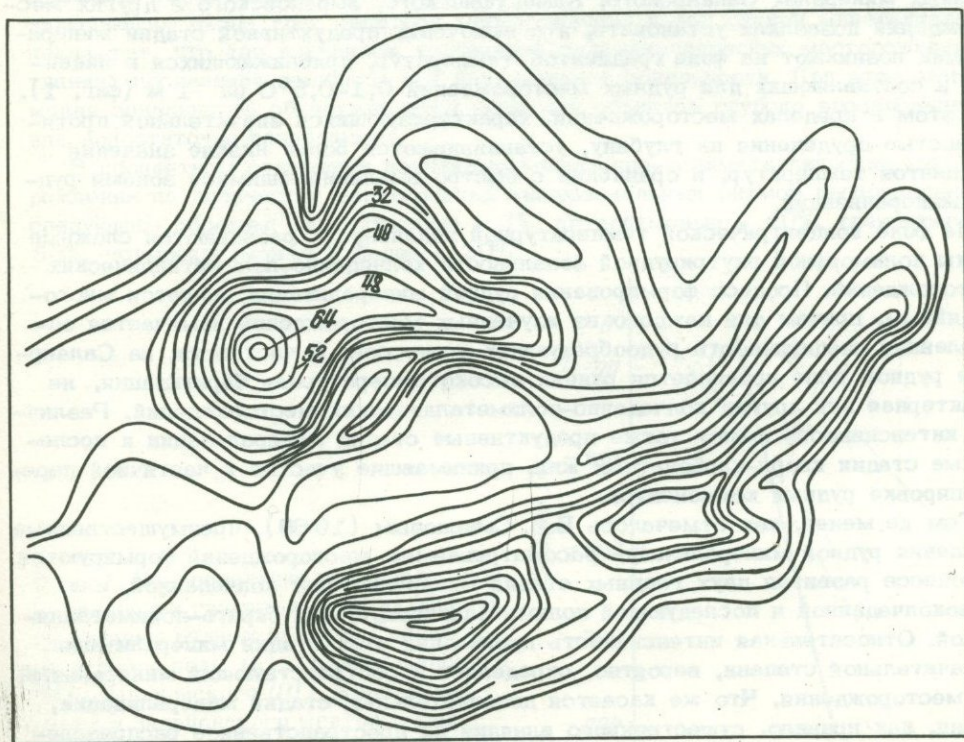
Таким образом, отчетливо устанавливается центробежный характер метасоматических преобразований рудовмещающих пород и наличие локальных точечных или линейных центров поступления растворов, вызвавших рудный метасоматоз. Размещение этих центров определено тектоническими причинами. В причинной связи с формированием зональности находится и наличие апофиз магматических вулканотипных пород в ее фокусах.

Выявление описанной зональности позволило выработать обоснованную программу дальнейших поисковых работ на Жайремском рудном поле, успешно осуществляющуюся в последние два года на Восточном месторождении. Последнее

залегает на глубинах 400–600 м и до выявления зональности на двух других месторождениях было разбурено единичными скважинами, вскрывшими в основном бедные свинцово-цинковые руды, что послужило основанием для прекращения работ и отнесения объекта к числу второстепенных.

Анализ смены состава руды в скважинах с позиций зональности выявил ту же последовательность, что и на изученных объектах. В южном направлении по линии имеющихся скважин цинковые седиментные руды сменялись свинцово-цинковыми с элементами сульфидных метасоматитов, а в крайней южной скважине появлялись признаки баритизации. Это позволило предположить, что к югу от разбуренной площади располагается фокус зональности, вокруг которого размещается зона богатых свинцово-цинковых руд. Берение полностью подтвердило этот прогноз. Как результат Восточное месторождение из второстепенных объектов переведено в разряд богатых, требующих форсированной разведки и промышленного освоения. А в целом запасы Жайремского рудного поля почти удвоились. В западной части Восточного Жайрема внешние зоны пока не обнаружены.

Весьма поучительная неудача первых разведочных работ на Жайремском рудном поле вызвана незнанием зонального строения залежей. Пробуренные в 1951–1952 гг. в эпицентрах геофизических аномалий первые пять скважин, естественно, попали в центральную зону Западного месторождения, лишенную свинцовых и цинковых руд. В результате месторождение было отбраковано, и работы на нем прекратились. Для их возобновления пришлось провести комплекс поисково-съёмочных работ, позволивший обосновать необходимость возвращения к объекту лишь через 7 лет. Приведенный пример лишний раз подтверждает, что для оценки объектов на поисковой стадии единичных поисковых выработок недостаточно. Пересечение выработками безрудных зон не должно служить основанием для отбраковки объекта. Требуется дополнительное разбуривание периферии проверяемых аномалий.



Фиг. 7. Изолинии содержаний цинка (условные единицы) в рудной пачке участка Дальнезападный

ЛИТЕРАТУРА

- Мурагова Д.Н. Вещественный состав и парагенетические ассоциации руд месторождения Жайрем (Западный участок). Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1968.
- Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Бигалиев М., Середа В.Я. Жайремское барит-цинково-цинковое месторождение. - Разв. и охрана недр, № 4, 1972.
- Скрипченко Н.С., Рожнов А.А., Лыткин В.А. Зональность рудных залежей полиметаллических месторождений Жайремской группы (Центральный Казахстан). - Геол. рудн. месторождений, № 5, 1971.
- Шерба Г.Н. Некоторые особенности изучения месторождений Атасуйского типа. - Изв. АН Каз.ССР, № 5, 1964.

А. С. Лапухов

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РИТМЫ ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В проявлении зональности гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений обнаруживается много общего. Это обусловлено особенностями их геологического строения, тесными пространственными ассоциациями с вулканогенно-осадочными породами, приуроченностью к ореольным зонам сложно дифференцированных гипабиссальных и субвулканических интрузий порфиров и порфириров, рудоконтролирующим влиянием сквозных зон расщепления и сетчато-трещинных зон, продольных и поперечных флексурных складок, развитием оруденения в близповерхностных условиях и т.д.

Подобные закономерности геологического строения колчеданно-полиметаллических месторождений, по-видимому, предопределили и довольно стабильные физические и физико-химические условия их образования. В частности, массовые замеры температур гомогенизации газовой-жидких включений в рудных и жильных минералах Салаирского, Каменушинского, Зырянковского и других месторождений позволили установить, что включения продуктивной стадии минерализации возникают на фоне градиентов температур, приближающихся к линейным и составляющих для рудных месторождений 0,1-0,5°C на 1 м (фиг. 1). При этом в пределах месторождений, характеризующихся значительной протяженностью оруденения на глубину, устанавливаются более низкие значения градиентов температур, в сравнении с быстро выклинивающимися зонами рудной минерализации.

На фоне концентрической температурной зональности развиваются сложные формы полиморфной внутрирудной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений. Процесс формирования рудной минерализации является многостадийным, причем для каждого из изученных месторождений намечается определенная специфичность рудообразующих процессов. В частности, на Салаирском рудном поле проявляется ранняя высокотемпературная баритизация, не характерная для других колчеданно-полиметаллических месторождений. Различную интенсивность имеют также продуктивные стадии минерализации и послерудные стадии кварц-карбонатных жил, принимавшие участие в частичной перегруппировке рудных компонентов.

Тем не менее, как отмечалось В.И. Смирновым (1969), преимущественные скопления рудной минерализации рассматриваемых месторождений формируются в процессе развития двух главных стадий минерализации: колчеданной, или медноколчеданной и последующей полиметаллической, или барито-полиметаллической. Относительная интенсивность проявления этих стадий минерализации в значительной степени, вероятно, определяет и соответствующий минеральный тип месторождения. Что же касается дополнительных стадий минерализации, то они, как правило, существенного влияния на пространственное распределение ведущих рудообразующих компонентов не оказывают.

Общие тенденции вещественной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений определяются, прежде всего, размещением продуктов упомянутых

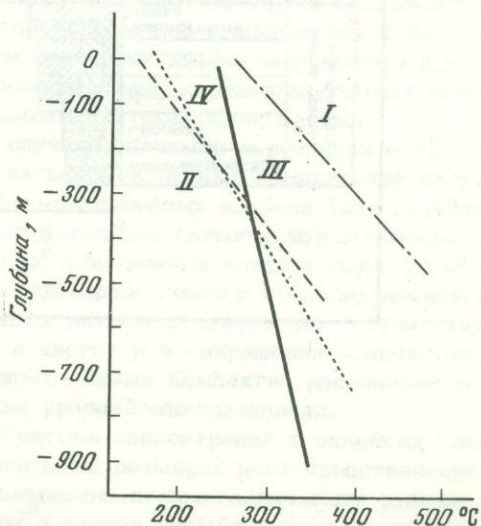
стадий минерализации, при которых зоны медно-колчеданной минерализации преимущественно тяготеют к нижним (корневым участкам рудных тел, а полиметаллической – к верхним фронтальным). Вместе с тем данные тенденции пространственной дифференциации компонентов осложняются многоэтажно-ритмическим распределением зон повышенных концентраций, линейных запасов (или линейных продуктивностей) и их соотношений. Графики, отражающие характер изменения концентраций и линейных запасов с глубиной, обычно имеют форму асимметричных кривых, главные максимумы которых несколько смещены кверху. Другая особенность внутреннего строения рудных тел колчеданно-полиметаллических месторождений состоит в многоэтажной группировке максимумов концентраций и линейных запасов, отражающей волновую природу развития рудообразующих процессов.

Волновой характер изменения плотности и интенсивности оруденения, по-видимому, характерен для месторождений различных генетических типов. Подобные факты отмечались, в частности, В.П. Федорчуком (1961) для ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы, В.А. Нарсеевым при описании золоторудных месторождений Казахстана, в пределах которых им установлено моно- и полиритмовое многоэтажное изменение концентраций рудных компонентов. Сходное многоярусное распределение редкометалльных элементов в грейзеновых месторождениях описано Г.Н. Щербой (1968). Наиболее детально и на обширном фактическом материале преимущественно железорудных месторождений Средней и Западной Сибири вопрос о волновом характере изменения плотности промышленного эндогенного оруденения изучен В.В. Богацким (1970).

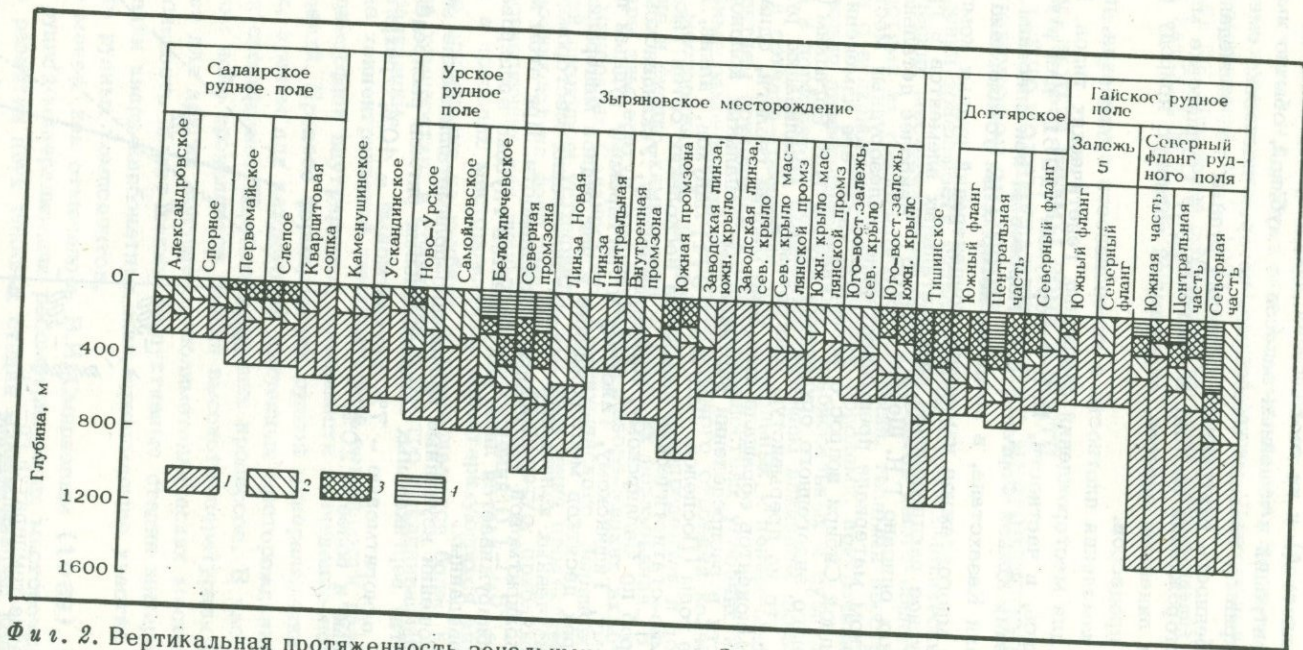
Следует отметить, что на прерывистую многоэтажную локализацию рудных столбов различных компонентов обращали внимание многие геологи, однако проявление ритмичности в распределении вертикальных зональных колонок описано лишь в последние годы (Поспелов, Лапухов, 1971; Лапухов, Галкин, 1972).

Между тем объемно-статистическая обработка нескольких сотен тысяч химических анализов проб по Салаирскому, Каменушинскому, Ускандинскому, Урскому, Зырянскому, Тишинскому, Гайскому и Дегтярскому рудным полям, включающим около трех десятков месторождений и зон рудной минерализации, показывает, что для изученных колчеданно-полиметаллических месторождений типично проявление полиритмовой вертикальной зональности. При этом моноритмовая зональность обнаруживается лишь для объектов глубоко эродированных или недостаточно разведанных.

В процентном отношении изученные колчеданно-полиметаллические месторождения по количеству вертикальных макрозональных ритмов распределены следующим образом: одноритмовые – 7%, двухритмовые – 40%, трехритмовые – 33%, четырехритмовые и более – 20%.



Фиг. 1. Распределение температур гомотенизации газовой-жидкой включений по падению рудных залежей Салаирского рудного поля (I), Каменушинского (II), Зырянского (III), Карбалихинского и Зареченского месторождений (IV), по данным Ю.А. Долгова и Н.А. Гибшер, 1971



Фиг. 2. Вертикальная протяженность зональных ритмов концентраций и линейных запасов некоторых гидротермально-метасоматических месторождений Салаирского края, Рудного Алтая и Урала

За нулевую поверхность условной приняты границы верхней выклинки или эрозионного среза соответствующих месторождений
1-4 - вертикальный размах соответствующих зональных ритмов

Эти данные показывают, что преобладающим распространением пользуются двух- и трехритмовые типы зональности колчеданно-полиметаллических месторождений, в то время как одноритмовые имеют резко подчиненное значение. Что же касается четырехритмовых типов зональности оруденения, то приведенные данные, по-видимому, являются заниженными в связи с убыванием с глубиной плотности разведочной сети.

В пределах отдельного зонального макоритма вертикальную последовательность максимумов концентраций ведущих рудообразующих компонентов можно представить в следующем идеализированном виде (снизу вверх): пирит - халькопирит - сфалерит - галенит - барит.

Подобная последовательность зон повышенных концентраций является наиболее типичной и соответствует "классической" схеме зональности. Вместе с тем наблюдаются некоторые искажения зональных ритмов либо за счет переменного положения указанных зон, либо за счет полного выпадения отдельных зон.

Зоны повышенных концентраций серебра и золота тяготеют преимущественно к верхним участкам рудных тел, хотя и в их распределении наблюдаются элементы ритмичности и они занимают закономерное положение в зональных колонках.

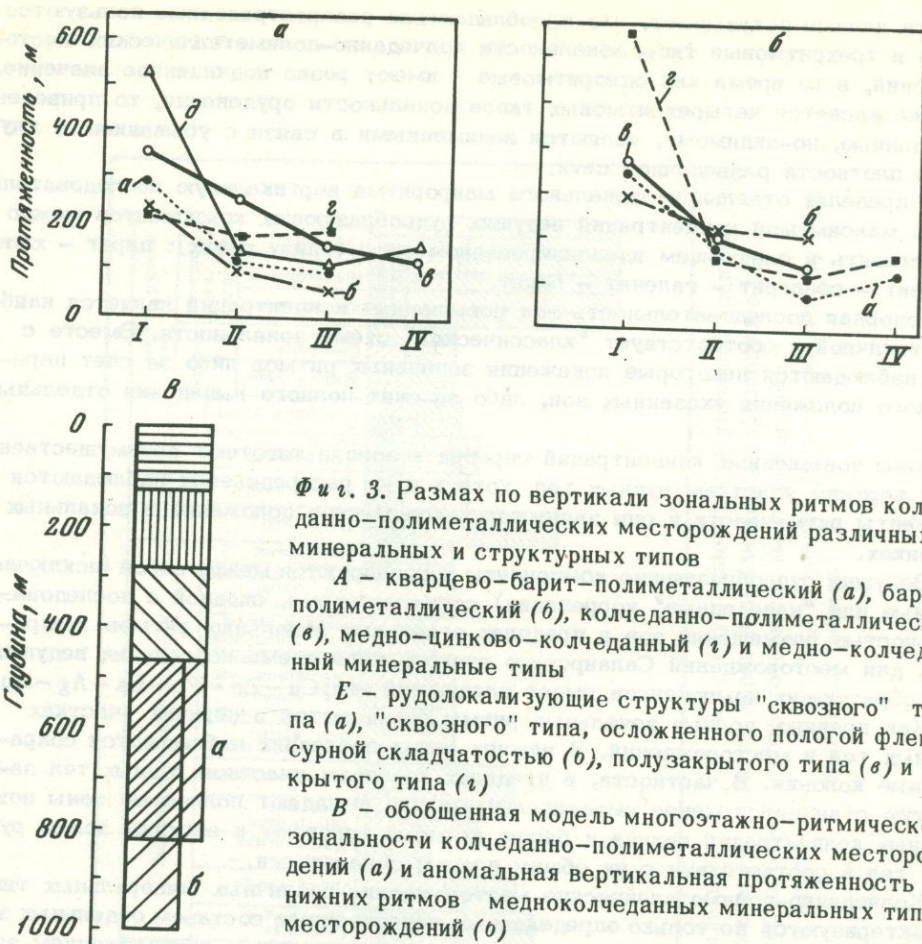
Ведущие рудообразующие компоненты коррелируются между собой (исключая ложные или "наведенные" корреляции) согласно схеме, сходной с последовательностью размещения зон в пределах отдельных зональных ритмов. Например, для месторождений Салаирского рудного поля схема корреляции ведущих рудообразующих компонентов имеет следующий вид: $Cu - Zn - Pb - Ba - Ag - Au$.

Как правило, полные зональные ритмы развиваются в верхних участках рудных тел и месторождений. В нижних зонах последних наблюдаются сокращенные колонки. В частности, в пределах корневых участков рудных тел зачастую становятся менее выразительными или выпадают полностью зоны повышенных концентраций свинца и бария, которые тяготеют к верхним зонам рудных тел в соответствии с их общим планом зональности.

Колчеданно-полиметаллические месторождения различных минеральных типов характеризуются не только определенным качественным составом отдельных зональных ритмов, но в некоторых случаях и относительным расположением зон повышенных концентраций рудных компонентов. Так, например, в месторождениях медно-цинково-колчеданного и медноколчеданного минеральных типов, в отличие от "идеальных" зональных колонок, относительное размещение зон медной и цинковой минерализации местами становится обратным, меняется порядок распределения золото-серебряной минерализации в пределах отдельных зональных ритмов. Различия минеральных типов месторождений сказываются и в том, что зональные ритмы кварцево-барито-полиметаллических и барито-полиметаллических месторождений являются лучше дифференцированными в отличие от собственно колчеданных месторождений, характеризующихся более тесным взаимным перекрытием вертикальных ритмов зональности.

В связи с тем, что в большинстве случаев значимая корреляция между изменением мощности рудных тел и концентрациями рудных компонентов отсутствует, относительное размещение максимумов линейных запасов (или линейных продуктивностей) характеризуется самостоятельной ритмической зональностью, хотя во многом и сходной с зональностью повышенных концентраций. Отличительная особенность их заключается в некотором (чаще в пределах десятков метров) смещении книзу границ зональных ритмов относительно соответствующих ритмов зональности концентраций, а иногда и в сокращении количества ритмов. Кроме того, зоны линейных запасов более компактно локализованы в пределах определенных гипсометрических уровней минерализации.

Вертикальные амплитуды зональных ритмов концентраций и линейных запасов довольно изменчивы. Об их относительных размерах дает представление фиг. 2, где обобщены данные по 30 колчеданно-полиметаллическим рудным телам и зонам минерализации, входящим в состав упомянутых выше рудных полей. Для удобства сопоставления они приведены в едином масштабе, и за



Фиг. 3. Размах по вертикали зональных ритмов колчеданно-полиметаллических месторождений различных минеральных и структурных типов

А - кварцево-барит-полиметаллический (а), барито-полиметаллический (б), колчеданно-полиметаллический (в), медно-цинково-колчеданный (г) и медно-колчеданный минеральные типы

Е - рудолокализирующие структуры "сквозного" типа (а), "сквозного" типа, осложненного пологой флексурной складчатостью (б), полузакрытого типа (в) и закрытого типа (г)

В - обобщенная модель многоступенчатой ритмической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений (а) и аномальная вертикальная протяженность нижних ритмов медноколчеданных минеральных типов месторождений (б)

нулевую поверхность приняты границы верхней выклинки рудных тел или уровни эрозионного среза. Как видно из приведенной схемы, наиболее изменчивы нижние ритмы, диапазон колебания которых для различных рудных полей составляет от 200 до 1000 м.

Вместе с тем высота зональных ритмов имеет довольно широкие диапазоны колебаний, которые в пределах отдельных рудных полей обусловлены особенностями миграции и отложения рудных компонентов. В связи с этим возникает вопрос, в какой степени влияют различия минеральных и структурных типов месторождений на ширину зональных ритмов? С этой целью по выделенным типам месторождений рассчитаны средние значения вертикальных амплитуд ритмов, представленные на фиг. 3, а, б. Из рисунков видно, что для различных минеральных типов месторождений наиболее изменчивы нижние ритмы, а колебания высоты средних и верхних ритмов незначительны. Максимальные отклонения при этом характерны для медноколчеданного типа месторождений. Они обусловлены в значительной степени аномальной высотой ритмов северного фланга Гайского рудного поля. Что же касается средних и верхних ритмов, то на высоту зональных ритмов различия минеральных типов влияют в меньшей степени.

Еще менее выразительна изменчивость вертикальных ритмов зональности месторождений различных структурных типов. Как и в рассмотренном выше случае, аномальная высота ритмов обнаруживается за счет нижних зон рудных залежей, локализующихся в структурах "закрытого" типа (Северный фланг Гайского рудного поля). При этом, однако, изменчивость остальных величин не является достоверной.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что несмотря на локальную изменчивость высоты зональных ритмов, обусловленную главным образом структурно-литологическими неоднородностями вмещающих пород и индивидуальными особенностями динамических рудообразующих систем, намечаются некоторые общие закономерности колчеданно-полиметаллических месторождений рассматриваемого формационного типа. При этом некоторую идеализированную, обобщенную модель зональности колчеданно-полиметаллического месторождения, включающую в себя полный набор зональных ритмов, можно представить в виде четырехритмовой колонки, с амплитудами ритмов, убывающими в вертикальном направлении. Модальные значения вертикальных амплитуд ритмов снизу вверх соответственно составляют 350, 190, 150 и 130 м, причем для месторождений медноколчеданного типа средняя высота нижнего ритма составляет около 550 м (фиг. 3, в).

В отличие от рассмотренных выше особенностей проявления зональности концентраций и линейных запасов, пространственное распределение ряда соотношений ведущих рудообразующих компонентов отражает некоторые общие, сквозные тенденции внутренней эволюции рудообразующих систем, в значительно меньшей степени зависящие от влияния структурно-литологических факторов. По характеру пространственной дифференциации различные комбинации соотношений рудных компонентов можно условно подразделить на две группы. Одна из них имеет волновой характер распределения по вертикали и образует самостоятельную многоэтажно-ритмическую зональность (Ag/Au, Zn/Cu и др.). Другая группа соотношений рудных компонентов обнаруживает довольно стабильные, почти линейные тенденции изменения с глубиной (сера сульфидная/сера сульфатная, Zn/Pb и др.) в пределах двух - трех порядков.

Многоэтажно-ритмический характер вертикальной зональности линейных запасов, концентраций и соотношений рудных компонентов, по-видимому, необходимо учитывать при прогнозировании оруденения с детально изученными верхними зонами на глубину. Это позволяет делать более оптимистичные прогнозы вероятного развития оруденения на глубину. Вместе с тем, учитывая возрастающий с глубиной шаг вертикальных ритмов зональности, следует иметь в виду возможности ложного выклинивания рудных тел и вероятного повторения новых зональных ритмов на более глубоких горизонтах.

ЛИТЕРАТУРА

- Богацкий В.В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив (на примере метасоматической магнетитовой минерализации юга Сибири). Красноярск, 1970.
- Исакович И.З., Гибшер Н.А. К вопросу о температурных условиях образования полиметаллических руд некоторых месторождений Рудного Алтая. - Геология и геофизика, № 10, 1972.
- Лапухов А.С., Галкин Б.А. О ритмическом характере вертикальной зональности некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений. - Геология и геофизика, № 2, 1972.
- Нарсеев В.А., Левин Г.Б., Лось В.Л. Распределение содержаний полезного компонента, уровни минерализации и рудные столбы. - В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Тезисы докладов. Новосибирск, 1972.
- Поспелов Г.Л., Лапухов А.С. Строение и развитие рудообразующих флюидных динамических систем с полиморфной зональностью. - В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, изд-во "Наука", 1971.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во "Недра", 1969.
- Федорчук В.П. К вопросу о многоярусном распределении низкотемпературного оруденения. - Труды ИГЕМ, вып. 41, М., 1961.
- Щерба Г.Н. Грейзеновые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., изд-во "Недра", 1968.

МЕДНОКОЛЧЕДАНЫЕ И ДРУГИЕ МЕДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С. Н. Иванов, С. А. Рокачев

ГИПОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУД КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зональность руд колчеданных месторождений, после того как на нее впервые обратили внимание А.А.Амирасланов (1937) и С.Н.Иванов (1945, 1954), детально описана многими геологами. Однако некоторые стороны ее образования, и сейчас, после специальных исследований Ю.А.Билибина (1951), В.П.Логина (1958), Н.С.Скрипченко (1964), Дж.Ласка и других остались не охарактеризованными.

Принимая за основу с небольшими изменениями классификацию В.И.Смирнова (1968), мы выделяем следующие типы зональности: а) фациальную зональность отложения, б) стадийную зональность более позднего тектонического раскрытия, в) метаморфическую и г) комбинированную. Поскольку стадийная зональность в колчеданных месторождениях тесно связана со значительно более поздними этапами жизни месторождений и в большинстве случаев неотделима от метаморфической, нам представляется целесообразным объединить их в один тип, который можно назвать зональностью переотложения. В данном докладе зональность окolorудных изменений нами специально не будет рассматриваться, поскольку этот вопрос уже освещен раньше (Иванов, Нечухин, 1969).

Самой характерной особенностью первичной фациальной зональности типичных колчеданных месторождений является концентрическое в плоскости залегающие рудной залежи размещение зон вокруг локального центрального участка, определяющегося, видимо, выходом рудоносных гидротерм на дно моря. По мере удаления от центра оруденения при переходе от одной зоны к другой отмечается постепенное вытеснение одного или нескольких рудообразующих минералов другими. Эта зональность имеет общие черты с зональностью в других типах рудных месторождений, образовавшихся осадочным путем и принципиально отлична от зональности в жильных месторождениях. Главное отличие заключается в том, что в колчеданных месторождениях минеральные зоны образуют замкнутые концентры, расположенные в плоскости напластования вмещающих пород и сменяют друг друга в разрезе рудных тел в строго определенном порядке, который с удивительным постоянством выдерживается в рудных залежах почти всех колчеданосных провинций мира, независимо от их возраста. Эта последовательность смены зон типична для многих колчеданных месторождений Урала и Кавказа, Алтая и Салаира, Турции, Канады и Японии, Австралии и Тасмании и других мест. В жильных же месторождениях минеральные зоны рудных тел обычно не имеют замкнутого характера. Отношения между полезными компонентами при переходе от висячего бока к лежащему, как правило, не имеют выдержанного закономерного характера и определяются в основном температурой и местными структурными причинами.

Фациальная зональность отложения наиболее четко выражена в рудах менее метаморфизованных месторождений (Урал, месторождения Сибай, Учалы, им. XIX Партсъезда, Комсомольское и др.). Иногда распределение компонентов в колчеданных месторождениях осложнено механическим переотложением рудного материала в условиях морского дна (Иванов, Рокачев, 1966). В этих случаях может отмечаться негативный характер зональности или ее отсутствие.

В обобщенном виде смена минеральных зон от лежащего к висячему боку рудных тел происходит в таком порядке: 1) кварцево-серпичито-пиритовая, 2) пиритовая, 3) халькопиритовая, 4) сфалеритовая, 5) галенитовая, 5) баритовая. Под второй зоной иногда появляется зона с пирротином¹ и магнетитом, при этом зона первая сильно угнетена. Каждая зона названа по характерным для нее минералам, но включает и другие минералы.

Как правило, ориентировка минеральных зон согласна с напластованием вмещающих пород. Переходы от одной зоны к другой большей частью постепенные, хотя нередки и резкие. Особенно характерен резкий переход от вкрапленных руд первой зоны к сплошной второй. В поперечных разрезах иногда наблюдается переслаивание смежных зон. Мощность зон обычно не превышает нескольких метров, редко — десятков метров. Протяженность же зон по простиранию достигает тысячи и более метров. Обычно в пределах отдельных рудных тел или месторождений можно видеть не весь набор зон, но две или три зоны нередки даже в маломощных рудных залежах. Рудами одного состава могут быть сложены как отдельные рудные тела, иногда очень значительные, так и маломощные пропластки в них. Так, на месторождении им. III Интернационала западная рудная зона является существенно серноколчеданной, тогда как две восточные зоны — медно-цинковыми. При этом среди восточной медно-цинковой зоны иногда встречаются единичные рудные тела или части их, бедные халькопиритом и сфалеритом и сложенные пиритом, или пиритом и кварцем. Аналогичную картину можно видеть и в некоторых других месторождениях.

Между формой рудных залежей и составом слагающих их минеральных зон существует некоторая зависимость. Максимальные раздувы рудных залежей чаще располагаются в их средних частях и обычно сложены пиритом. Например, в Дегтярском месторождении количество пирита в средней наиболее мощной части огромной рудной залежи достигает 98% и падает на флангах до 50% за счет увеличения количества сфалерита, халькопирита, кварца и барита. Такая же картина наблюдается в рудных телах большинства других крупных колчеданных месторождений (Карабаш, Сибай, Рио-Тинто и др.). С другой стороны известны рудные залежи, сложенные как в раздувах, так и на выклинках одинаковыми сортами руд.

Фациальная зональность рудных тел подчеркивается не только закономерным изменением в пространстве минерального состава рудных зон, но и текстурно-структурными особенностями руд. Колломорфные текстуры руд, если они не уничтожены метаморфизмом, наиболее обильны в верхних частях залежей среди медно-цинковых руд. Ближе к флангам месторождения колломорфные руды постепенно сменяются ритмично-слоистыми. В лежащем боку и середине рудных тел преобладают кристаллически зернистые, массивные, брекчиевые и брекчиевидные текстуры.

Впервые на специфику фациальной зональности отложения рудных тел обратил внимание Ю.А. Билибин (1951), который выделил ее при изучении свинцово-цинковых месторождений Алтая и Салаира, отметив при этом невозможность удовлетворительного объяснения условий ее образования ни с позиций геотермической зональности Эммонса, ни с точки зрения пульсационной теории С.С. Смирнова. Сейчас условия образования этой зональности достаточно ясны

¹ По нашим данным в рудах колчеданных месторождений встречаются пирротины вулканогенно-осадочного и метаморфогенного происхождения. Определенное положение в разрезе рудных тел характерно лишь для пирротинов первичного генезиса.

и объясняются гидротермально-осадочным отложением рудного вещества вокруг подводных рудоносных источников (Ivanov, 1970).

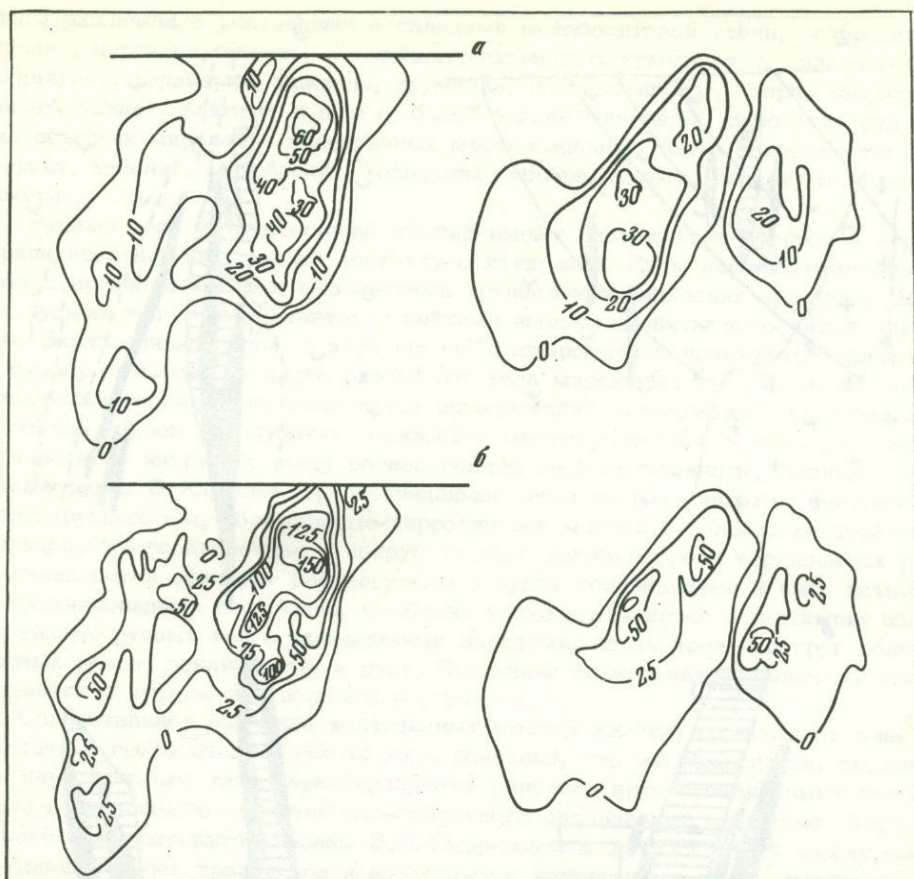
Причины радиального изменения состава руд удачно рассмотрены Н.С.Скрипченко (1964) с позиций перемены окислительно-восстановительного потенциала среды по мере удаления от центра оруденения, т.е. от выхода рудоносных источников на дно моря. Подтверждением гидротермально-осадочной природы фациальной зональности отложения служат: 1) пластовая до неправильно линзовидной форма большинства крупных месторождений, 2) одинаковая ориентировка рудной минеральной слоистости и напластования вмещающих пород, 3) концентрический характер рудной зональности, 4) постепенность изменения содержания компонентов, слагающих руду, 5) снижение содержания тяжелой серы в сульфидах к флангам залежи, 6) обратная пропорциональная зависимость между содержанием в руде меди, цинка и ее мощностью. Последние две особенности фациальной зональности отложения являются следствием окисления рудоносных растворов морской водой.

Рассмотренная фациальная зональность выражена не одинаково интенсивно в разных месторождениях и иногда не улавливается. Для выяснения возможного влияния метаморфизма на исчезновение зональности колчеданные месторождения были условно подразделены нами в зависимости от степени регионального метаморфизма вмещающих пород на 3 группы: 1) месторождения залегающие в породах цеолитовой-верхов зеленосланцевой фации, 2) месторождения среди горных пород зеленосланцевой - верхов амфиболитовой фации и 3) месторождения в ореоле контактовых изменений около интрузий основных и гранитоидных пород.

Месторождения первой группы характеризуются пластовой, линзовидной, иногда неправильной или изометричной формой рудных тел. В рудах широко развиты колломорфные, ритмично-слоистые и округло-обломочные текстуры. Руды в основном сплошные. Осветленные породы развиты преимущественно в лежачем боку рудных залежей. Следы воздействия регионального динамического метаморфизма слабы и проявлены в основном в брекчировании руд, особенно на контактах с вмещающими породами. Фациальная зональность представлена наиболее полно. Примером таких месторождений могут служить миоценовые месторождения Японии (тип Куроко), а также месторождения Южного Урала, такие как Блявинское, Комсомольское и особенно Сибайское и Приорское, в разрезе которых наблюдается до 4-5 рудных зон разного минерального состава.

Рудные тела месторождений второй группы чаще чем первой имеют резко уплощенную форму, линзовидную, иногда жилообразную, неправильную, реже штокоподобную. Нередко отмечаются пережимы и резкие раздувы. Полосчатость руд всегда параллельна зальбандам. Простирание и падение рудных тел изменчиво, но склонение совпадает с наблюдаемой линейной направленностью минералов в породах лежачего и висячего боков. Как правило, вмещающие породы месторождений интенсивно рассланцованы, сжаты в крутые складки и нередко прорваны плагиогранитами, а также диоритами и габбро. Плагиограниты обнаруживаются и на глубоких горизонтах многих месторождений, что побуждает некоторых геологов рассматривать их в качестве источника рудонесных растворов. Жильные горные породы на некоторых месторождениях также широко развиты, например, по оценке Н.Е. Кошеева, в рудном поле месторождения им. III Интернационала на долю даек диоритовых порфиритов приходится около 20% объема всех вмещающих пород.

Рудные залежи, сложенные сплошными колчеданными рудами, сопровождаются вкрапленными, причем последние обычно приурочены к их висячим бокам. Нередко рудные тела имеют лишь приближенно линзообразную форму, в действительности каждая из линз разделяется тонкими межрудными прослойками на более мелкие. Такую картину можно видеть на многих месторождениях Среднего Урала (Кабане, Новолевинском, Калатинском и др.). Характерно и кулисообразное расположение рудных тел, которое создает впечатление о некогда едином крупном линзообразном теле, разбитом впоследствии на более



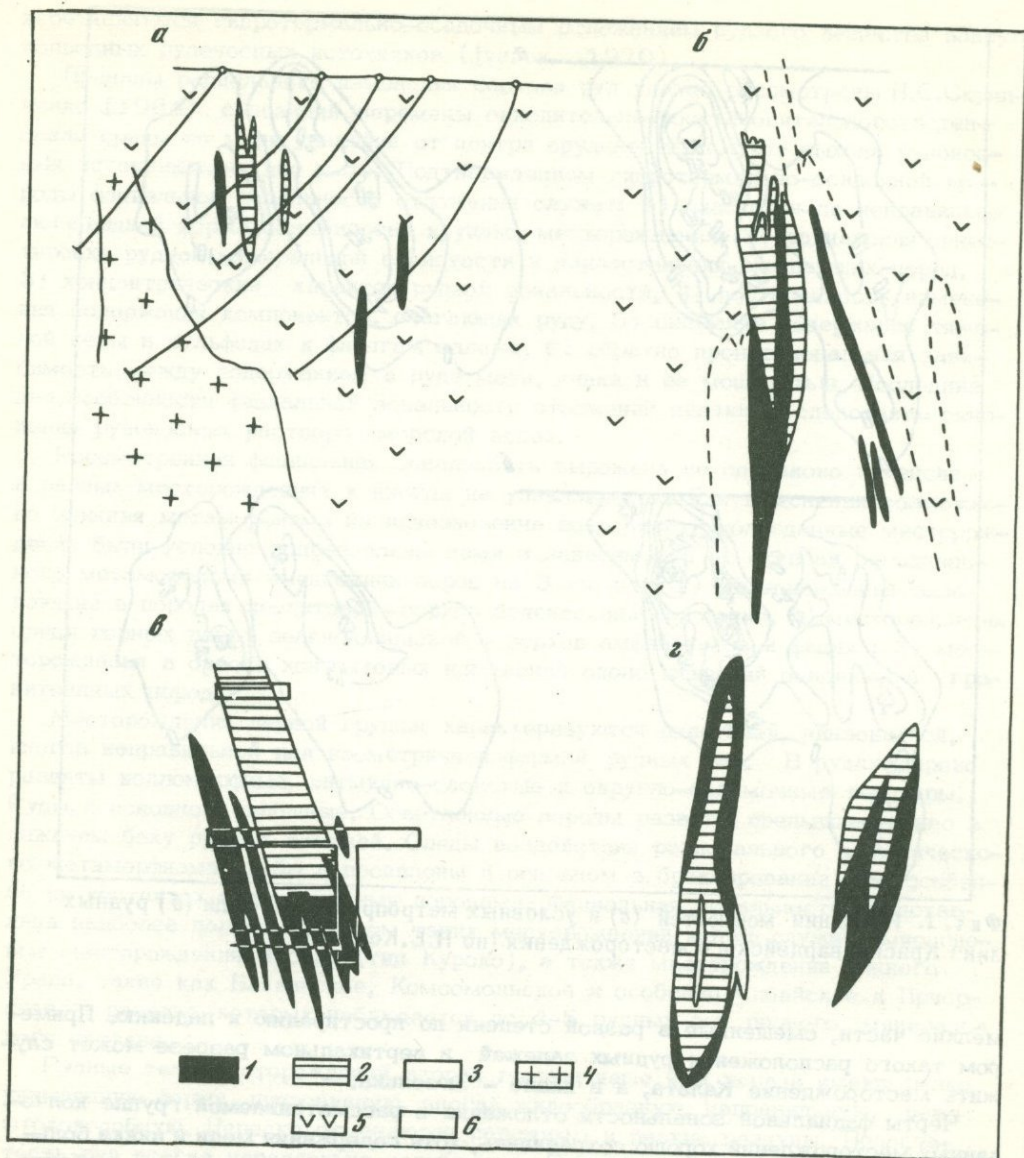
Фиг. 1. Изолинии мощностей (а) и условных метропроцентов меди (б) рудных линз Красногвардейского месторождения (по Н.Е.Кошечеву)

мелкие части, смещенные в разной степени по простиранию и падению. Примером такого расположения рудных залежей в вертикальном разрезе может служить месторождение Калата, а в плане – Зюзелька.

Черты фациальной зональности отложения в рассматриваемой группе колчеданных месторождений хорошо сохранились, хотя содержания меди и цинка большей частью характеризуются сильной неравномерностью распределения, особенно между отдельными рудными телами, тогда как в пределах рудных тел нередко оказываются более или менее постоянными. По простиранию рудных тел иногда не устанавливается какой-либо единой, четкой и определенной зависимости содержания от мощности руд, часто оно практически не меняется и колеблется около средних его значений в залежи. В рудных столбах и вблизи нарушений содержания меди и цинка обычно несколько повышаются и в целом между содержанием и мощностью рудных тел отмечается прямая зависимость (фиг.1).

В ряде месторождений отмечается несовпадение на планах и разрезах максимальных концентраций меди и цинка. Так, в Мауке цинком обогащены северные фланги рудных тел, а медью – южные. В вертикальных разрезах рудных тел этой группы месторождений иногда наблюдается четкая односторонняя зональность, выраженная в том, что с увеличением глубины преобладающее значение среди других сортов руд приобретает серный колчедан, и глубинные части рудных тел переходят во вкрапленный серный колчедан (фиг.2).

Преобладающее развитие серного колчедана или снижение содержания меди и цинка с глубиной отмечается для большинства мелких колчеданных месторождений Среднего Урала (III Интернационала, Кабана, Карпушихи, Зюзельского, Заводского, Красногвардейского, Новолевинского, Чернушинского,



Фиг. 2. Распределение серного и медного колчедана в рудах некоторых Средне-Уральских месторождений

a – разрез Заводского месторождения по В.П.Первову; *б* – разрез Красногвардейского месторождения через II и III Северные линзы по Н.Е.Кошееву; *в* – разрез Зюзельского месторождения по Д.К.Суслову; *г* – план горизонта 70 м Султановского месторождения по В.С.Сивову

1 – серный колчедан; 2 – медный колчедан; 3 – медистые и медисто-цинковистые вкрапленники; 4 – плагиограниты; 5 – рудовмещающие вулканогенные породы; 6 – вторичные кварциты и кварцево-серicitовые сланцы

Султановского). Наряду с этим на ряде месторождений отмечается повышенное содержание меди со стороны одного какого-нибудь бока или даже почти полное облекание серноколчеданного ядра медистым колчеданом.

Месторождения третьей группы, расположенные в зоне контактового ореола интрузий основных и гранитоидных пород, известны почти во всех колчеданных провинциях мира (Богданов, 1957; Юдин, 1966; Дерябин, 1969; Бородаевская и др., 1970, Yokes, 1962 и др.). Эти месторождения характеризуются сложностью минерального состава пород и руд. Вмещающие породы представ-

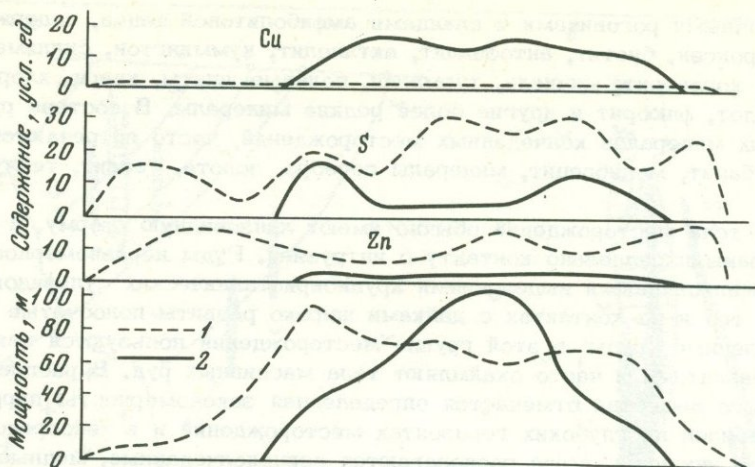
лены различными роговиками и сланцами амфиболитовой фации, содержащими гранат, пироксен, биотит, антофиллит, актинолит, куммингтон, силлиманит, андалузит, кордиерит, шпинель, турмалин, полевые шпаты, кварц, хлорит, серицит, эпидот, флюорит и другие более редкие минералы. В составе руд, кроме обычных минералов колчеданных месторождений, часто встречаются: валлеириит, кубанит, молибденит, минералы серебра, золота, гессит, теллурувисмутит.

Рудные тела месторождений обычно имеют линзовидную форму, и нередко ориентированы параллельно контакту с интрузией. Руды неравномернозернистые с прожилковидными выделениями крупнокристаллических сульфидов. В краях рудных тел и на контактах с дайками широко развиты полосчатые текстуры. Вкрапленные руды в этой группе месторождений пользуются наиболее широким развитием и часто окаймляют тела массивных руд. В распределении минерального вещества отмечается определенная закономерность: пирротин особенно обилен на глубоких горизонтах месторождений и в непосредственной близости от интрузий, выше располагаются серноколчеданные, медные и цинковые руды. В Карелии серноколчеданные руды иногда слагают центральные части рудных тел, обрамленные пирротиновой массой с обломками плоччатых сланцев. Много пирротина и вокруг рудных залежей среди вкрапленных руд. Халькопирит и сфалерит распределены в рудах неравномерно в виде пятнистых и прожилковидных выделений. Особенно часто встречается халькопирит вблизи контактов рудных тел с вмещающими породами, вдоль даек и вокруг обломков горных пород, заключенных в руду. Первичная фациальная зональность прослеживается с трудом или полностью утрачена.

Сравнительное изучение колчеданных месторождений, залегающих ныне в различной геологической обстановке, показало, что месторождения, выделенного нами первого типа характеризуются наиболее ярко проявленными признаками субмаринного вулканогенно-осадочного образования, основные черты которого были охарактеризованы В.И. Смирновым в 1960 г. Хотя между месторождениями всех трех типов и наблюдается непрерывная гамма переходов, все же можно отметить появление признаков внутрикоровых гидротермальных месторождений в месторождениях второго и особенно третьего типа.

К таким признакам относятся: 1) преобладание вертикальных размеров рудных тел над горизонтальными; 2) направленный характер минеральной зональности крутопадающих рудных тел, выраженной в смене вверх по разрезу серного колчедана медистым и цинковистым; 3) прямая зависимость между мощностью рудных тел и содержанием в них меди и цинка; 4) разобщенность медной и цинковой минерализации; 5) пространственная связь руд с плагиогранитами; 6) в основном согласные, но в деталях эпигенетичные взаимоотношения руды с вмещающей породой; 7) большой процент жильных минералов в руде; 8) широкое развитие вкрапленных руд, иногда постепенно переходящих в массивный колчедан.

Наличие фрагментов фациальной зональности отложения во многих месторождениях второй и третьей групп и даже в таких высокометаморфизованных как Маукское и Тарньерское на Урале свидетельствует о том, что отмеченные признаки внутрикоровых гидротермальных месторождений образовались в результате перегруппировки минерального вещества вулканогенно-осадочных руд. Это положение в общей форме было, как известно, сформулировано А.Н. Заварицким еще в 1936 г. Осмысливание большого фактического материала, базирующегося на многих десятках тысяч химических анализов руд, выполненных геологическими управлениями, подтвердило это предположение и позволило различить первичную симметричную фациальную зональность отложения руд, образовавшуюся вследствие вулканогенно-осадочного субмаринного отложения рудного вещества вокруг центральных источников, от вторичной зональности, которую мы назвали зональностью переотложения, появившейся, по нашему мнению, в результате трансформирования форм рудных тел и связанной с ними первичной зональности руд при внедрении различных интрузивных горных пород и усилении регионального метаморфизма.



Фиг. 3. Изменение по простиранию содержаний меди, цинка, серы и мощности в рудном теле Озерного месторождения (по Г.В.Петрову)
1 — непромышленные руды; 2 — промышленные руды

Первые признаки перегруппировки минерального вещества колчеданных руд хорошо заметны в месторождениях, претерпевших метаморфизм зеленосланцевой фации. В таких месторождениях Южного Урала, как Учалинское, Озерное, и Узельгинское, расположенных в области переходной к относительно более метаморфизованным месторождениям Среднего Урала, во многих рудных телах первичная гипогенная зональность проявлена уже слабо (фиг. 3). Массовое же переотложение сульфидов соответствует метаморфизму вмещающих пород, отвечающему верхам амфиболитовой фации, а наибольшее преобразование рудных тел параллелизуется с более высоким градиентом метаморфизма, характеризующегося появлением в породах биотита, граната, сине-зеленой роговой обманки, широкое развитие которых сопровождалось обильным замещением пирита пирротинном и почти полным уничтожением первичной фациальной зональности.

Вывод о переотложении руд при метаморфизме базируется не только на перестройке формы и зональности рудных тел, но согласуется с данными микроскопического изучения руд, опубликованными как в прежних статьях С.Н.Иванова, Т.Н.Шадлун, Г.Н.Щербы, Б.И.Вейц и других, так и новых более тщательных, базирующихся на современных методах исследований (Ярош, Юрин, 1965).

ЛИТЕРАТУРА

- Амирасланов А.А. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала и вторичные процессы в них. ОНТИ, 1937.
- Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — Записки Всес. минер. о-ва, 80, вып. 2, 1951.
- Богданов Ю.В. Некоторые данные о метаморфизме колчеданных месторождений Карелии. — Материалы ВСЕГЕИ. Петрографический сб., № 2, вып. 21. Л., 1957.
- Бородаевская М.Б., Ракчеев А.Д., Вахрушев М.И., Милецкий Б.Е., Новгородова М.И. О полигенном характере медноколчеданных месторождений в Северных Мугоджарах. — Докл. АН СССР, 194, № 2, 1970.
- Дерябин Н.И. Тарньерское колчеданное месторождение и вопросы его генезиса. — Докл. АН СССР, 188, № 5, 1969.
- Иванов С.Н. Дегтярское месторождение. — Труды Горно-геол. ин-та Уральск. филиала АН СССР, вып. 8. Свердловск, 1945.
- Иванов С.Н. Колчеданные месторождения Урала. — В кн.: Минералогия Урала, том I Изд-во АН СССР, 1954.

Иванов С.Н., Нечухин В.М. О соотношении колчеданного оруденения и железокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. — Геол. рудн. месторождений, № 1, 1969.

Иванов С.Н., Рокачев С.А. К происхождению сульфидных обломковидных обособлений в надрудных толщах колчеданных месторождений (на примере месторождения им. XIX Партсъезда на Южном Урале). — Геол. рудн. месторождений, № 6, 1966.

Логинов В.П. Основные черты первичной зональности колчеданных месторождений. — В кн.: Материалы Всес. совещ. по разработке научных основ поисков слепых рудных тел. М., 1958.

Скрипченко Н.С. Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях. — В кн. "Проблема генезиса руд. М., изд-во "Недра", 1964.

Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., изд-во "Недра", 1968.

Юдин И.М. О пирротин-полиметаллическом типе оруденения в Золотушинском районе на Алтае. — Вестн. МГУ, № 2, 1966.

Ярош П.Я., Юрин Ю.Ф. Фотолюминесценция сфалерита из колчеданных месторождений Урала. — Докл. АН СССР, 165, № 3, 1965.

Ivanov S.N. Sheetlike pyrite ore deposits. — Intern. miner. assoc. IAGOD, 17 gen. meet. Tokyo-Kyoto, 1970.

Lusk I. Base Metal Zoning in the Heath Steele B-I Orebody, New Brunswick, Canada. — Econ. geol., 64, N 5, 1969.

Vokes F.M. Mineral paragenesis of the massive sulfide ore bodies of the caledonides of Norway. — Econ. geol., 57, N 7, 1962.

В. П. Логинов

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ И РУДООТЛОЖЕНИЯ НА КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И ЕЕ ВОЗМОЖНОЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Трудами ряда исследователей выявлено, что колчеданные месторождения возникали в генетической связи с гидротермальной деятельностью длительно затвердевавших очагов раннего вулканизма геосинклиналей. По способу рудоотложения в настоящее время различаются колчеданные месторождения метасоматического, гидротермально-осадочного и комбинированного осадочно-метасоматического генезиса (Смирнов, 1960а, 1965б, 1968). Давно установленная стадийность колчеданного рудоотложения (Kato, 1928; Амйрасланов, 1934; Иванов и Меркулов, 1937) позднее была подтверждена в особенности работами П. Ф. Иванкина и Н.М. Митряевой (1957) и Н.В. Петровской (1961).

Проявления эндогенной зональности в колчеданных месторождениях СССР с разной степенью детальности отмечались или описывались многими исследователями. В статьях П.Ф. Иванкина (1959), Г.Ф. Яковлева (1959) и других геологов обсуждался вопрос о происхождении региональной зональности алтайских сульфидных месторождений. Некоторые закономерности локальной зональности уральских колчеданных месторождений и в особенности гидротермального изменения их вмещающих пород были охарактеризованы В.П. Логиновым (1951, 1958а, 1958б), Д.С. Коржинским (1963), В.А. Прокиным (1963, 1967), В.А. Прокиным, В.М. Рудаковым, Н.Н. Солодким (1963), В.Б. Болтыровым (1967), В.В. Авдониным (1970) и другими исследователями.

На большинстве колчеданных месторождений того или иного генезиса проявляется эндогенная зональность трех видов: а) предрудная зональность гидротермального выщелачивания рудовмещающих толщ; б) зональность последующего стадийного рудоотложения, что не исключает проявления и внутристадийной зональности; в) зональность более или менее одновременного с рудоотложением рассеяния рудных элементов. Кроме того, на некоторых месторождениях локально различаются околорудные ореолы близко одновременной с рудоотложением перекристаллизации предрудных метасоматитов и замещения их агрегатами новых нерудных минералов.

Внутристадийная зональность гидротермального выщелачивания и сопряженного отложения некоторых компонентов бывает представлена на колчеданных месторождениях метасоматическими колонками, которые возникали среди пропилизитизированных вулкаников под воздействием кислотных растворов, при дифференциальной подвижности компонентов в соответствии с теорией Д.С. Коржинского (1953). По преобладающей активности того или иного аниона этих растворов следует различать:

1. **Метасоматические колонки** со значительным участием в них минералов с галоидными анионами, (зуниит, топаз, флюорит), сменяющихся в более внутренних зонах колонки ассоциациями более высокоглиноземистых и высокотемпературных минералов (андалузит, корунд, диаспор), что описывается в статьях Н.И. Наковника (1943), В.П. Логинова (1951), В.И. Гоньшаковой (1947).

2. Колонки с существенным участием кальцита в парагенезисах внешних зон и анкерита, брейнерита, сидерита в парагенезисах более внутренних зон, — несколько сходные с колонками березитизации, но отличающиеся от них большей устойчивостью хлорита, чем альбита (Авдонин, 1970; Чекваидзе, Исакович, 1971; Андреева, 1972).

3. Колонки с участием в них алунита и диккита, которые во внутренних зонах ассоциируются с зуниитом (Graton Bowditch, 1936), или, чаще, с диаспором (Акчикгезян, 1964; Radonova, Velinov, 1969; Каипов и Каюпов, 1971), а при менее глубинных условиях — с опалом (Takeuchi, Takahashi and Abe, 1966).

4. Наиболее распространены колонки, представленные обычными метасоматитами формации вторичных кварцитов — монокварцитами с аксессуарными пиритом, рутилом и апатитом во внутренних зонах, кварцево-серицитовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми (нередко с баритом) породами в более внешних зонах, с дальнейшим обрамлением последних кварц-карбонат-эпидот-хлоритовыми (нередко с гематитом) метасоматитами.

Строение и минеральный состав этих колонок свидетельствуют о воздействии на горные породы выщелачивающих кислотных растворов сложного состава, в которых активности галоидного, сульфатного и карбонатного анионов хотя и проявлялись минералогически, но были недостаточными для массового отложения специфических минералов, связывающих эти анионы.

Намечается корреляция некоторых особенностей вещественного состава колчеданных руд с тем или иным минералогическим типом ассоциированной метасоматической колонки выщелачивания, что могло определяться общностью геологических и некоторых физико-химических условий проявления обоих процессов. Так, колонки, в которых обильно присутствуют галоидсодержащие и сравнительно высокотемпературные глиноземистые минералы, возникали, по-видимому, недалеко от магматического источника минерализующих растворов в условиях термического градиента (Логинов, 1951). При более значительном удалении от очага легкорастворимые галоидные кислоты рассеивались в подземных водах, а температура минерализующей среды значительно понижалась, что благоприятствовало повышению растворимости CO_2 и возрастанию ее активности. Дополнительным условием образования разнообразных карбонатов в парагенезисах метасоматических колонок второго типа является развитие последних среди вулканогенно-осадочных и осадочных пород, богатых первичными карбонатами.

Колчеданные руды, локализовавшиеся в метасоматических колонках первого типа (месторождения Красногвардейское и Южно-Кабанское на Среднем Урале, Чирагидзорское в Закавказье), относительно богаты пиритом и лишены существенных содержаний сфалерита, и галенита. С метасоматическими колонками второго типа ассоциируются колчеданно-полиметаллические руды (месторождения Иртышское и Тишинское на Рудном Алтае, Ащebutакское на Южном Урале). Метасоматические колонки, несущие в своем составе обильный алунит и сопровождающиеся колчеданными рудами, образовались, вероятно, в кислой среде с высоким окислительным потенциалом и с высокой активностью

сульфатного аниона (месторождения Тандзутское в Закавказье, Акбастауское и Кусмурунское в Казахстане; месторождения Бор в Югославии, Челопеч и Петелово в Среднегорской зоне Болгарии; Церро де Паско в Перу).

Такие колонки возникли, по-видимому, либо в вулканогенных толщах субаэрального вулканизма, либо при таких геологических условиях, когда субмаринные рудовмещающие толщи были уже осушены и затем подверглись воздействию атмосферных вод уже в субаэральной обстановке — к периоду алунитовой минерализации и последующего рудоотложения. Колчеданные руды, ассоциирующиеся с алунитсодержащими метасоматическими колонками, обычно характеризуются существенным содержанием энаргита, а также лицонита, стиблюлонита и фаматинита (Эванс, Ласи, 1953; Терзиев, 1966; Старостин, 1969) — минералов с более высокой степенью окисления мышьяка и сурьмы, чем, соответственно, в теннантите и тетраэдрите, характерных для более глубоких месторождений. В наиболее приповерхностных сульфидных месторождениях, локализовавшихся в субаэральных вулканитах среди алунитсодержащих метасоматитов, в изобилии присутствуют также марказит и самородная сера, например, в серно-пирито-марказитовых месторождениях Японии (Mukaiyama, 1959; Takeuchi, Takahashi, Abe, 1966) и Курильских островов (Логгинов и Русинов, 1968). Наконец, общеизвестен минеральный состав наиболее распространенных колчеданных руд (пиритовых, халькопирит-пиритовых, сфалерит-халькопирит-пиритовых), ассоциированных с метасоматическими колонками четвертого типа.

Многостадийная зональность колчеданного рудоотложения бывает представлена сочетанием нескольких рудных зон неодинакового вещественного состава, либо пространственно совмещенных в пределах одной колчеданной залежи, либо в той или иной степени разобщенных в виде самостоятельных рудных тел как например в Левихинском месторождении на Среднем Урале (Пэк, 1950). На зональных колчеданных месторождениях в общем случае могут различаться: а) более рано возникшая зона массивных и прожилково-вкрапленных серноколчеданных руд (существенно пиритового, реже марказит-пиритового или даже пирротинового состава); б) последующая по возрасту зона медноколчеданных руд (халькопирит-пиритового или борнит-пиритового состава с некоторым участием блеклой руды и сфалерита); в) еще более поздняя зона медноцинковых руд (богатая сфалеритом и местами вюрцитом с сульфидами меди и железа); г) встречающаяся лишь в некоторых месторождениях колчеданного семейства (алтайский тип в СССР, тип Куроко в Японии и другие) позднейшая зона полиметаллических руд (барит-галенит-сфалеритового состава с подчиненным участием пирита, халькопирита и других сульфидов).

В ряде месторождений существует почти идеальная последовательность большей части перечисленных зон от лежачего к висячему боку рудного тела в сочетании с первично пологим его залеганием непосредственно выше ореола гидротермального выщелачивания. Такая зональность в сопровождении некоторых характерных текстур руд (например, слоистых, конгломератовидных) и других геологических признаков, систематизированных В.И. Смирновым (1960а) вызывает представление об экогаляционно-осадочном или о комбинированном осадочно-метасоматическом способах рудоотложения на этих месторождениях (Кгауше, 1955; Смирнов, 1960а, 1965б, 1968; Смирнов и Гончарова, 1960; Скрипченко, 1964). Менее совершенна зональность рудоотложения в колчеданных залежах только метасоматического генезиса, где локализация разных рудных зон зависела от последовательного размещения питающих их трещин. В подобных месторождениях рудоотложение более поздней стадии могло метасоматически локализоваться не только у более резких контактов ранних руд с вмещающими породами висячего бока, но и среди этих руд более ранней стадии как например, в Николаевском месторождении на Рудном Алтае (Иванкин, Митряева, 1957).

При пространственно разобщенной рудной зональности смена вещественного состава руд при переходе от одного рудного тела к другому могла возникать в результате: а) аналогичной миграции разломов, соединявших места рудо-

отложения с рудоносным очагом в различные стадии его эволюции (Вольфсон и Невский, 1949; Королев, 1949); б) бокового перемещения остаточного рудоносного эпицентра этого очага в процессе кристаллизации последнего и отщепления из него растворов – в сторону более пологой его кровли (по гипотезе В.И. Смирнова, 1965а); в) закономерного изменения рудоносных растворов на путях от их очага к различно удаленным от него местам рудоотложения (по гипотезе П.Ф. Иванкина, 1959).

Д.С. Коржинский (1958, 1963) объяснял последовательное зональное отложение колчеданов около участков гидротермального выщелачивания (в особенности на фронтах нейтрализации растворов у контактов с основными вулканитами) своей гипотезой прохождения "опережающей волны кислотности". При этом источником главных колчеданных металлов считались выщелачиваемые вулканогенные толщи с допущением и привноса некоторых металлов рудоносными флюидами.

В пределах продуктов отдельных стадий колчеданного рудоотложения известны пока немногие более изученные примеры внутрискладчатой (моноасцендентной) зональности:

1. Под воздействием градиации окислительно-восстановительных условий в процессе гидротермально-осадочного рудоотложения на Худесском месторождении (Северный Кавказ), где пиритовые руды центра залежи последовательно сменяются по направлению к флангам халькопирит-пиритовыми, халькопиритовыми и, наконец, борнитовыми с примесью халькозина и гематита рудами (Скрипченко, 1964).

2. Под воздействием температурного градиента с возможным влиянием других факторов (рН и Eh) – на месторождениях Сибайском и Озерном (Южный Урал) по нашим данным, на Новоберезовском месторождении (Рудный Алтай) по данным П.Ф. Иванкина, Н.М. Митряевой, З.А. Пуркиной (1960) и на месторождении Церро де Паско (Перу) по данным О.Эванса и Ц.Ласи (1953), где на всех этих месторождения руды существенно пирротинового состава сменяются в соседних зонах существенно пиритовыми рудами.

3. Под влиянием возрастания концентрации H_2S в направлении от лежащего к висячему бокам пологих зон метасоматического рудоотложения на серномарказито-пиритовых месторождениях Матсуо, Хоробетсу и Абута (Япония). На более нижних горизонтах этих залежей происходило неполное окисление серы сероводорода вулканических эксгалаций кислородом подземных вод атмосферного происхождения с отложением здесь самородной серы (Mukaiyama, 1959; Takeuchi, Takahashi, Abe, 1966). У висячих боков тех же горизонтов подземных вод, как уже отмечалось нами (Логинов, 1969), концентрация H_2S как слабее растворимого газа, по-видимому, резко повышалась вследствие профильтровывания его избытка сквозь воды более нижней зоны, при явлениях экранирования породами висячего бока. Поэтому здесь над зоной серных руд в более восстановительной среде происходило метасоматическое отложение дисульфидов железа с образованием зоны марказито-пиритовых руд.

Отмеченные примеры представляют собою, по-видимому, наиболее реальные проявления слабо контрастной зональности колчеданного рудоотложения как разновидности фациальной (моноасцендентной) зональности по классификации В.И. Смирнова (1960б, 1965а). От подобной зональности следует отличать зональность колчеданных руд, возникшую под воздействием градиента термического метаморфизма у контактов их с относительно мощными послерудными дайками. Так, на месторождении Янахара (Япония) у контактов даек кварцевого порфира с колчеданными рудами прослеживаются узкие зоны магнетитовой руды. Они сменяются с удалением от даек узкими зонами пирротиновой руды, которая в свою очередь уступает место неизменной руде существенно пиритового состава. Японскими геологами (Hayase, Mariko, 1961) установлено метаморфогенное происхождение этих пирротиновых зон путем удаления части серы из пирита первичной руды в результате его метаморфического нагревания с участием водных растворов, а происхождение магне-

титовых зон — в результате еще более высокотемпературного приконтактового метаморфизма пирротиновой руды.

Аналогичным способом у контакта пирит-борнитовых руд с дайкой авгитового порфирита на месторождении Левиха Восточная (Средний Урал) образовалась зона мощностью до 30 см, резко обогащенная халькопиритом (Логинов, 1960). Последний возник здесь явно вследствие реакции пирита с борнитом по вероятной схеме $4\text{FeS}_2 + \text{Cu}_5\text{FeS}_4 = 5\text{CuFeS}_2 + \text{S}_2 \uparrow$; в условиях нагревания руды при внедрении и остывании дайки. Такой процесс новообразования халькопирита был в деталях воспроизведен и в условиях искусственного нагревания кусочков пирит-борнитовых руд при температурах выше 300°C (Филимонова, 1952). Как видим, рудная зональность контактово-метаморфогенного происхождения возникала в специфических геологических условиях и характеризуется очень малыми мощностями зон.

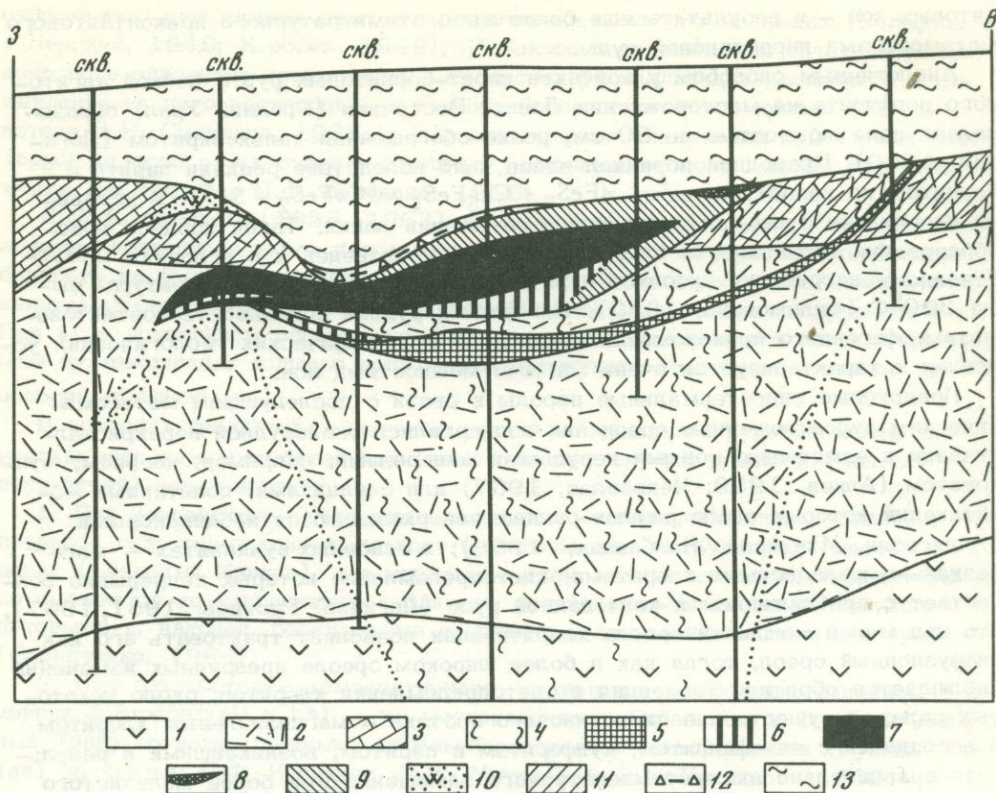
Предрудные гидротермальные породы в связи с последующим метасоматическим рудоотложением среди них подвергались окolorудной перекристаллизации и замещению новыми нерудными минералами, например, кварцем, мусковитом (Алиев, 1959; Чекваидзе, 1967) или серицитами, политипные модификации которых около разных рудных зон оказываются неодинаковыми (Ачикгезян, Мхитарян, Налбандян, 1968); в основных вулканитах — магнезиально-железистыми хлоритами, светопреломление которых непрерывно возрастает с приближением к колчеданной руде (Логинов, Русинов, 1961, 1967), что при малой мощности ореола хлоритизации позволяет трактовать его как диффузионный ореол, тогда как в более широком ореоле предрудных изменений наблюдается обратная тенденция в светопреломлении хлоритов; около некоторых залежей существенно пирротинового состава — магнезиальным хлоритом в ассоциации с антофиллитом, купферитом и пиритом, возникавшими в результате сравнительно высокотемпературного замещения ими более железистого предрудного хлорита (Зленко, 1962).

Зональность предрудного и окolorудного гидротермальных изменений на колчеданных месторождениях претерпевала существенные минералогические изменения и вследствие контактового метаморфизма около крупных гранитоидных интрузий (Исмагилов, Исмагилова, 1972).

Для более успешного практического использования эндогенной зональности на колчеданных месторождениях следует учитывать ее морфологические видоизменения под влиянием геолого-структурных факторов. Здесь мы кратко охарактеризуем лишь роль того или иного наклона геологических структур (разломов, зон трещиноватости, контактов напластования, предрудных даек), которые контролировали локализацию гидротермального выщелачивания и метасоматического рудоотложения. Так, в зависимости от крутого или пологого наклона этих локализирующих структур можно различать два крайних типа зональности колчеданных месторождений (Логинов, 1958а, б).

Первый тип, когда вертикальная зональность, прослеживающаяся от лежащего серноколчеданного бока первичнопологой рудной залежи к ее висячему боку, относительно обогащенному сульфидами меди и цинка, например, в рудных телах месторождения имени XIX Партсъезда (фиг. 1) на Южном Урале (Пастухов, 1961) и в ряде месторождений типа Куроко в Японии. Аналогичная, но не тождественная, зональность проявляется в пологолежащих сернопирито-марказитовых залежах Хоробетсу, Матсуо и Агуба в Японии (Mukaiyama, 1959; Takeuchi, Takahashi, Abe, 1966), висячие бока или верхние фланги которых слагаются сульфидными рудами, а лежащие или (в Агуба) нижние фланги — самородной серой.

Во втором типе вертикальная зональность прослеживается от нижнего серноколчеданного фланга крутопадающей метасоматической колчеданной залежи, к верхнему флангу, обогащенному сульфидами меди и цинка, например, в рудных телах Кабанского, Заводского (Первов, 1958; Курищина, 1958) месторождений на Среднем Урале (фиг. 2) и Ворошиловского месторождения (Прокин, 1967) на Южном Урале. Аналогичным образом в крутопадающих колчеданных телах метасоматического месторождения Челопеч (НРБ) нижние



Фиг. 1. Схематический геологический разрез через месторождение им. XIX Пар-
съезда (по данным И.П.Пастухова, 1961)

1 – спилиты, плагиоклазовые и диабазовые порфириты; 2 – кварцевые керато-
фиры, дациты и их туфы; 3 – известняки D_2^2 ; 4 – зона прожилковой и вкрапленной
сульфидной минерализации; 5 – серноколчеданные руды; 6 – медноколчеданные
руды; 7 – медно-цинково-колчеданные руды; 8 – бурые железняки; 9 – гипергенно
измененные руды (медные и медно-цинковые); 10 – вторичные кремнистые поро-
ды; 11 – кора выветривания; 12 – глины и пески; 13 – глины

фланги слагаются люцит-энаргит-пиритовыми рудами, которые сменяются
выше по восстанию халькопирит-теннантит-пиритовыми и еще выше – галенит-
сфалеритовыми рудами (Терзиев, 1966).

Одинаковая вертикальная направленность преобладающей зональности в руд-
ных телах разного первичного залегания позволяет связывать ее происхож-
дение с восходящим направлением минерализующих флюидов. В этих случаях
различное отношение рудной зональности к контурам колчеданных залежей
приобретает значение "геологического ватерпаса", который указывает на пер-
воначальную ориентировку структуры, контролировавшей рудоотложение.

Однако вертикальное движение рудообразующих растворов могло сопро-
воджаться и боковым просачиванием их особенно под влиянием экранирования.
Поэтому асимметричная вертикальная зональность в колчеданных залежах
обоих типов сочетается с более слабо выраженной горизонтальной зональ-
ностью нередко симметричного характера. В колчеданных залежах первого
типа обычно проявляется более или менее симметричное обогащение сульфи-
дами меди и цинка всех рудных флангов ("концентрическая зональность").
В колчеданных телах второго типа проявляется тенденция к увеличению со-
держания сульфидов меди и цинка в направлении от осевой зоны колчеданных
тел к их обоим бокам (вкrest простирания), а также к остальным двум флан-
гам (по простиранию).

Различному характеру рудной зональности по отношению к контурам колчеданных тел соответствует неодинаковое пространственное отношение последних к ореолам гидротермального изменения боковых пород. Колчеданная залежь с зональностью первого типа часто размещается вдоль истинного внешнего бока области выщелачивания, а в более редких случаях и в осевой зоне этого ореола (в крупных серно-сульфидных месторождениях Японии). Колчеданное тело с зональностью второго типа обычно приурочено к верхнему выклиниванию или к тупому окончанию крутопадающей области гипогенного выщелачивания, а нижняя (обычно серноколчеданная) зона погружается в эту область. Такое различное поведение как рудной, так и совокупной зональности гидротермального изменения и рудоотложения позволяет отличать первый тип от второго и в том случае, когда первично пологая колчеданная залежь приобрела вследствие позднейших дислокаций крутое или даже опрокинутое (фиг.3) падение как на месторождении Раммельсберг в ФРГ (Крауме, 1955) или Дегтарском месторождении на Среднем Урале (Заварицкий, 1943).

У первичнонаклонных колчеданных залежей метасоматического происхождения нередко различается промежуточное поведение рудной зональности между двумя охарактеризованными ее крайними типами.

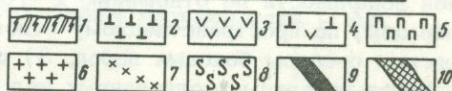
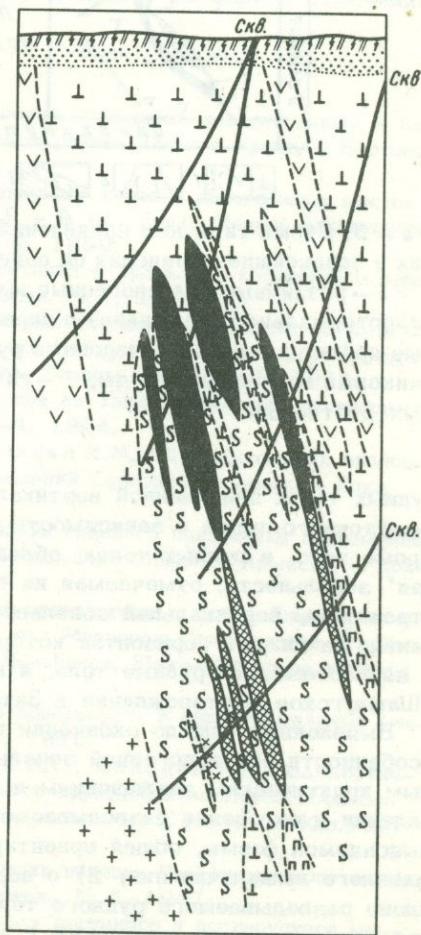
Однако и сочетание нескольких различно ориентированных рудоносных каналов, неоднократно возникавших в процессе многостадийного метасоматического рудоотложения, и проявление бокового экранирования растворов создает местами еще более сложную картину рудной зональности, которая не укладывается в охарактеризованную схему. В более простых случаях на месте рудоотложения могло преобладать пологое движение рудоносных растворов вдоль напластования преимущественно в сторону одного фланга, например, в связи с их экранированием поперечными дизъюнктивами. Тогда более резко выраженной оказывалась асимметричная зональность по простиранию рудного тела, различаемая В.А.Прокиным (1967) в Сибайском и Бурибайском месторождениях в качестве самостоятельного типа "фланговой" зональности.

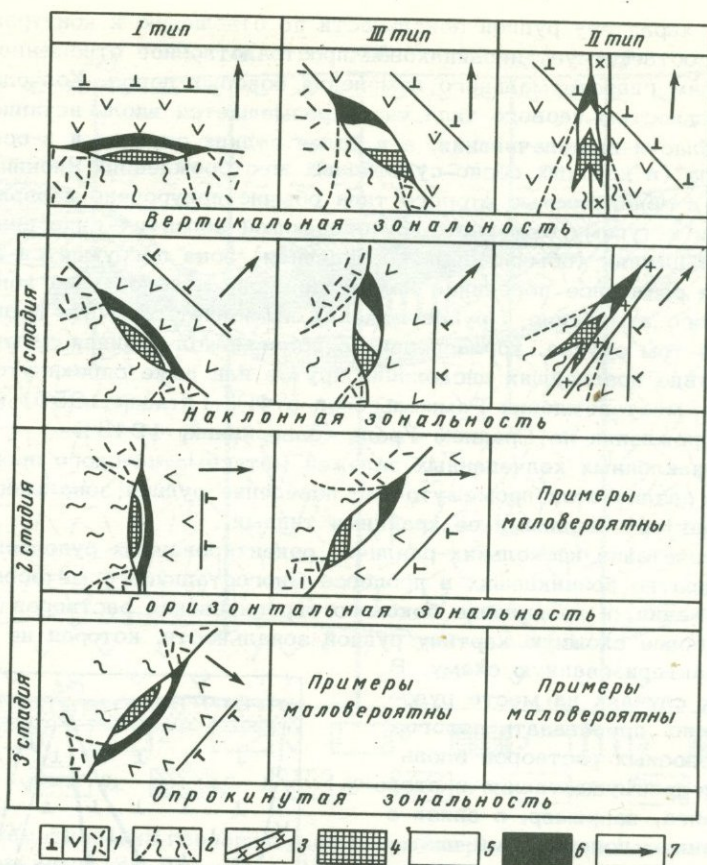
В этом случае кварцево-серицитовые породы размещаются преимущественно у того фланга рудного тела по его простиранию, где локализовалась серноколчеданная зона.

Однако подобная фланговая зональность не исключает проявления в тех же

Фиг. 2. Типичный геологический разрез Заводского месторождения на Среднем Урале (по данным Г.А.Куричиной, 1958)

1 — наносы и элювий; 2 — альбитизированные плагиоклазовые порфириты, их туфы и туфолавы; 3 — диабазовые туфы и туфолавы с прослоями яшмовидных пород; 4 — туфы смешанного состава; 5 — порфиритовиды; 6 — плагиограниты; 7 — дайковые альбитофиры; 8 — кварцево-серицито-хлоритовые, кварцево-серицитовые породы и вторичные кварциты; 9 — медноколчеданные руды; 10 — серноколчеданные руды





Фиг. 3. Схема типичных проявлений вертикальной зональности в колчеданных телах и позднейшие изменения ее ориентировки

1 – различные вулканогенные вмещающие породы; 2 – зоны окolorудного гидротермального изменения с вкрапленностью и жилками сульфидов; 3 – дорудные дайки; 4 – серноколчеданные руды; 5 – медноколчеданные руды; 6 – медноцинковые колчеданные руды; 7 – гипотетическое направление движения рудоносных растворов

рудных телах подчиненной вертикальной зональности первого, второго или промежуточного типов в зависимости от первичного наклона зон рудоотложения. Кроме того, в рудных телах, обладающих склонением, так называемая "фланговая" зональность, отмечаемая на горизонтальных планах, нередко является лишь отражением вертикальной зональности. Имеются и такие колчеданные месторождения, на нижних горизонтах которых преобладают крутопадающие, несогласные с напластованием рудные тела, а на верхних горизонтах – согласные залежи (Шамлугское месторождение в Закавказьи и др.).

Выявленные еще до окончания поисков или разведки месторождения некоторые особенности его эндогенной зональности позволяют приходить к предварительным практическим заключениям и прогнозам: 1) в ряде случаев о простирании, падении и склонении разведываемой колчеданной залежи – на основании ранее выясняемой формы, общей ориентировки и деталей залегания ореола гидротермального выщелачивания; 2) о первично-пологом либо о первично-крутом наклоне разведываемого рудного тела (и следовательно, об ожидаемом типе рудной зональности по отношению к его контурам), о чем можно судить, главным образом, по пространственному отношению этого рудного тела с метасоматическим ореолом боковых пород; 3) о степени эрозии рудоносного участка относительно слепых колчеданных тел и о вероятном местоположении последних

среди незначительно эродированного метасоматического ореола (Прокин, 1967); 4) о некоторых особенностях химико-минералогического состава слепых колчеданных руд, судя по минералогическим особенностям гидротермально измененных вмещающих пород; 5) при правильном учете проявления того или иного морфологического типа зональности, зависевшего от первичного наклона рудо-локализирующей структуры, — о вероятном размещении рудных тел и блоков, более богатых первичными сульфидами меди, цинка, свинца, относительно выявленных серноколчеданных руд, как и наоборот; 6) о степени приближения по стволу горной выработки или по керну буровой скважины к границе искомого рудного тела, судя по изменению светопреломления околорудных хлоритов и по смене полиитных модификаций серицитов.

Конкретные примеры некоторых прогнозов освещались в геологической литературе и отмечались в некоторых тезисах, опубликованных к совещанию, в трудах которого публикуется данный доклад.

Изучение эндогенной зональности рудных тел, несомненно способствует деятельности их технологического опробования и более рациональной организации селективной добычи руд.

Интересные закономерности первичных геохимических ореолов, изучавшиеся на месторождениях колчеданного семейства Г.И. Россманом (1957), Л.Н. Овчинниковым, Э.Н. Барановым (1970) и другими исследователями, здесь не могут быть рассмотрены. Однако, в случае их предварительного выявления на разведываемом месторождении, они позволяют уточнить и расширять отмеченные выше прогнозы.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдонин В.В. Гидротермальные изменения пород, связанные с колчеданным и полиметаллическим этапами оруденения в Ашебутакском районе Южного Урала. — Вестник МГУ, Геология, № 1, 1970.
- Алиев В.И. Околорудные изменения рудовмещающих пород в колчеданных месторождениях Малого Кавказа (Азербайджанская часть). — В кн.: Труды Первой Закавказской конференции молодых научных сотрудников. Ереван, 1959.
- Амирасланов А.А. К вопросу о фазах оруденения в Уральских колчеданных месторождениях. — В кн.: Проблемы советской геологии, № 7, 1934.
- Андреева О.В. Некоторые особенности метасоматической зональности на Алтайских колчеданно-полиметаллических месторождениях (на примере Тишинского месторождения). — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докладов. Л., 1972.
- Ачикгезян С.О. Метасоматические образования на Тандзутском серноколчеданном месторождении. — Изв. АН Арм. ССР, 17, № 3-4, 1964.
- Ачикгезян С.О., Мхитарян Р.Г., Налбандян Э.М. Об особенностях околорудных "серицитов" некоторых колчеданных месторождений Северной Армении. — Докл. АН Арм. ССР, № 2, 1968.
- Ачикгезян С.О., Налбандян Э.М. К вариации среднего показателя преломления (N_m) хлоритов на некоторых колчеданных месторождениях Северной Армении. — Докл. АН Арм. ССР, № 5, 1968.
- Болтыров В.Б. Метасоматические изменения вулканогенных пород Джусинского колчеданного месторождения (Южный Урал). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области, вып. 2. Челябинск, Южно-Уральское книжное изд-во, 1967.
- Вольфсон Ф.И., Невский В.А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Воробьев Ю.Ю., Иванкин П.Ф., Кузубный В.С., Лиходед Р.Я. Взаимоотношения гидротермального метаморфизма и сульфидного оруденения на Березовско-Белузовском рудном поле. — Труды Алтайского горно-метал. н.-и. ин-та АН Каз. ССР, т. 8. Алма-Ата, 1960.
- Гоньшакова В.И. О зуните и зунитсодержащих породах Чирагидзорского колчеданного месторождения. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1947.
- Заварицкий А.Н. О некоторых доводах в пользу дорудного и послерудного метаморфизма сланцев, среди которых залегают колчеданные месторождения. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1943.

- Зленко Б.Ф. Изменения вмещающих пород и стадии минерализации на Вавилонском месторождении (Рудный Алтай). – Геол. рудн. месторождений, № 1, 1962.
- Иванкин П.Ф. Зональность колчеданного ряда месторождений Иртышской зоны смятия на Алтае. – Докл. АН СССР, 126, № 4, 1959.
- Иванкин П.Ф., Митряева Н.М. Некоторые итоги структурно-парагенетического изучения сульфидной залежи Николаевского месторождения на Алтае. – Труды Алтайского горно-металл. н.-и. ин-та АН Каз.ССР, т. 5. Алма-Ата, 1957.
- Иванкин П.Ф., Митряева Н.М., Пуркина З.А. Типы руд и стадии рудообразования на Новоберезовском месторождении. – Труды Алтайского горно-металл. н.-и. ин-та АН Каз.ССР, т. 8. Алма-Ата, 1960.
- Иванов С.Н., Меркулов М.И. Дегтярское колчеданное месторождение. М.–Л., ОНТИ, 1937.
- Исмагилов М.И., Исмагилова М.З. Соотношение окологорного метасоматизма и контактового метаморфизма пород на Весеннем месторождении. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докладов. Л., 1972.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д.С. Режим кислотности – щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах. – В кн.: Материалы Всес. совещ. по разработке научных основ поисков слепых рудных тел. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Коржинский Д.С. Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах. – В кн. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрограф. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.
- Каипов А.Д., Каюпов А.К. Ордовикский вулканизм и медноколчеданное оруденение Акбастау–Кусмурунского рудного поля. – Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР, 1971.
- Королев А.В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1949.
- Курицина Г.А. Геолого-петрографическая характеристика рудовмещающей толщи северной части Красноуральского района. Труды Горно-геол. ин-та Уральск. филиала АН СССР, вып. 33. Свердловск, 1958.
- Логинов В.П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). – Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 134, М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Логинов В.П. Основные типы первичной зональности колчеданных месторождений Урала. – В кн.: Материалы Всес. совещ. по разработке научных основ поисков слепых рудных тел. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
- Логинов В.П. Закономерности локализации колчеданных месторождений на Среднем Урале и некоторые вопросы их генезиса. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958б.
- Логинов В.П. Метаморфизм колчеданных руд месторождения Левиха (Средний Урал) у контакта с дайкой авгитового порфирита. – Геол. рудн. месторождений, № 3, 1960.
- Логинов В.П. О генетическом родстве серносульфидных месторождений с типично колчеданными. – Докл. АН СССР, 189, № 3, 1969.
- Логинов В.П., Русинов В.Л. Путеводитель Тагило–Кушвинской экскурсии Первого Уральского петрографического совещания. Район Левихинских месторождений. Свердловск, 1961.
- Логинов В.П., Русинов В.Л. Новые данные по градации светопреломления хлоритов около некоторых колчеданных тел. – Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1966. М., 1967.
- Логинов В.П., Русинов В.Л. Серноколчеданная залежь среди вулканогенных толщ четвертичного возраста вулкана Менделеева на о. Кунашир. – В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., Изд-во "Наука", 1968.
- Наковник Н.И. Новое в минералогии боковых пород колчеданных залежей Урала. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1943.
- Овчинников Л.Н., Баранов Э.Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. – Геол. рудн. месторождений, № 2, 1970.
- Пастухов И.П. Некоторые особенности колчеданного месторождения им. XIX Партсъезда (Южный Урал). – В кн.: Материалы по геологии цветных, редких и благородных металлов. Труды ЦНИГРИ. М., 1961.
- Первов В.П. Красноуральская группа колчеданных месторождений. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 7. Свердловск, 1958.
- Петровская Н.В. О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала. – Геол. рудн. месторождений, № 2, 1961.

- Прокин В.А. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал). - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
- Прокин В.А. Оценка колчеданных рудопровялений по метасоматическим изменениям вмещающих пород (на примере Урала). - Сов. геол., № 9, 1967.
- Прокин В.А., Рудаков В.М., Солодкий Н.Н. Метасоматические породы колчеданных месторождений Южного Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрограф. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.
- Пэк А.В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале. - В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Россман Г.И. Опыт изучения первичных ореолов рассеяния полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Скрипченко Н.С. Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях. В кн.: Проблемы генезиса руд. М., изд-во "Недра", 1964.
- Смирнов В.И. Конвергентность колчеданных месторождений. - Вестник МГУ, № 2, 1960а.
- Смирнов В.И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960б.
- Смирнов В.И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. II. Прага, 1965а.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во "Недра", 1965б.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., изд-во "Недра", 1968.
- Смирнов В.И., Гончарова Т.Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1960.
- Старостин В.И. Медные месторождения Бор и Майданпек в Югославии. - Вестник МГУ, № 3, 1969.
- Терзиев Г.И. О гипогенной зональности руд полиметаллического месторождения Челопеч. - Геол. рудн. месторождений, № 3, 1966.
- Филимонова А.А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1952.
- Чекваидзе В.Б. К вопросу о результатах воздействия остаточных рудоносных растворов при формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая. - В кн.: Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений. Труды ЦНИГРИ, вып. 67. М., изд-во "Недра", 1967.
- Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Условия формирования постмагматической минерализации Тишинского месторождения. - Сов. геология, № 6, 1971.
- Эванс О., Ласи П. Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу. - В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., ИЛ, 1953.
- Яковлев Г.Ф. Об образовании различных подтипов полиметаллических месторождений. - Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 12, 1959.
- Graton L.C., Bowditch S.Y. Alkaline and acid solutions in hypogene zoning at Cerro de Pasco. - Econ. geol., 31, N 7, 1936.
- Hayase K., Mariko T. On the thermal metamorphism of the orebody of Yanahara Mine. - J. Geol. Soc. Japan, 67, N 784, 1961.
- Kato T. Some characteristic features of the ore deposits of Japan, related genetically to the late tertiary volcanic activity. - Japan. J. Geol. Geogr., vol. 6, 1928.
- Kraume E. Die Erzlager des Rammelsberg bei Goslar. - Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, N. 18. Hannover, 1955.
- Mukaiyama H. Genesis of Sulphur deposits in Japan. - J. Fac. Sci., University of Tokyo, sec. 2, vol. 11, 1959.
- Radonova T.G., Velinov Y. The alunite facies at the secondary quartzites in Srednogorian Zone. - Comptes rendus de l'Academie Bulgare des Sciences, 22, N 3, 1969.
- Takeuchi T., Takahashi Y., Abe H. Wall-rock alteration and genesis of sulphur and iron sulphides in northern Japan. - Sci. Rep. Tohoku Univers., ser. 3, 2, N 3, 1966.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (на примере Большого Кавказа)

На Большом Кавказе колчеданные месторождения локализованы в среднепалеозойских вулканогенно-осадочных образованиях зоны Передового хребта Северного Кавказа и в нижнеюрских аргиллитогенных толщах, особенно широко развитых в западной и восточной частях Большого Кавказа. Эти последние занимают зонально-симметричное положение в отношении центрального воздымания антиклинория (фиг. 1).

Проблема перспективной оценки этих территорий на колчеданное оруденение далека от решения. Вместе с тем возможность открытия новых месторождений обычными маршрутными поисками ограничена, а геохимические и геофизические методы прогнозирования требуют предварительного выделения потенциально перспективных площадей. В этой связи первоочередной задачей оценочных работ становится прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности месторождений и вмещающих пород. Пути решения поставленной задачи рассматриваются ниже на ряде конкретных примеров.

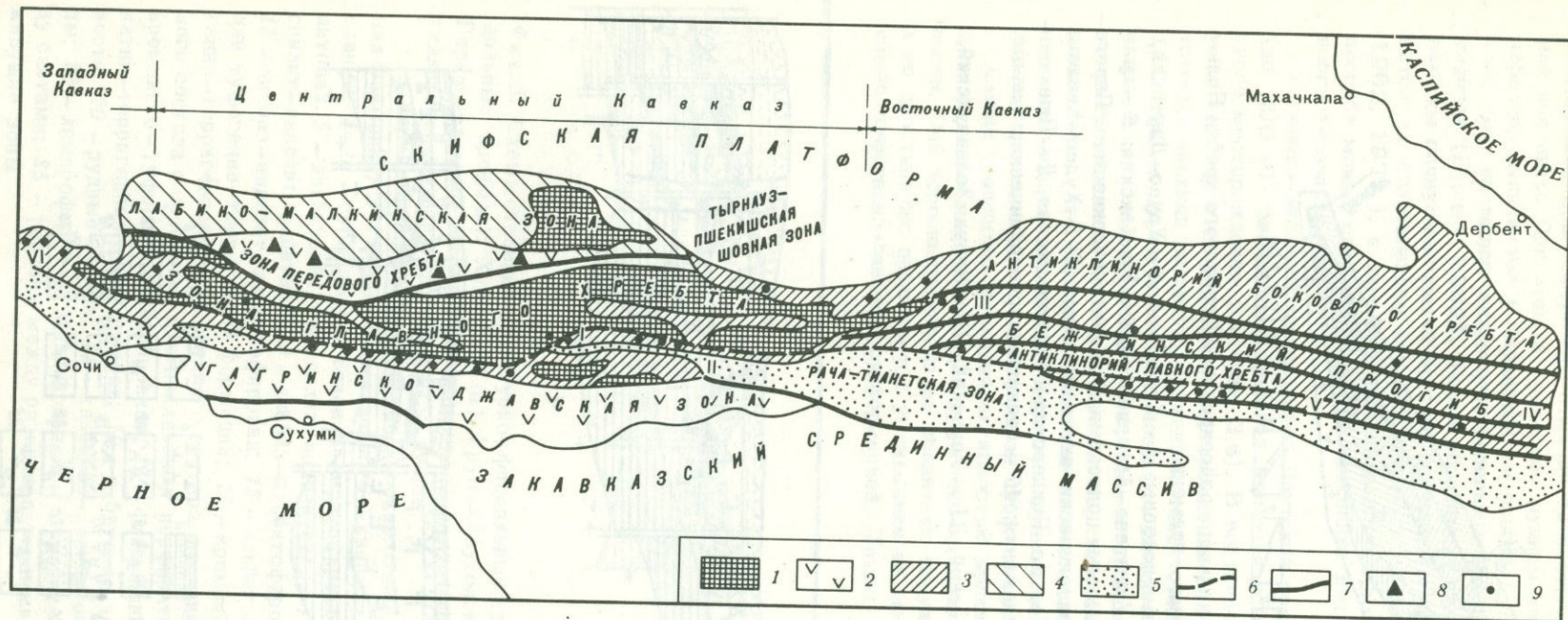
Зона Передового хребта

Положение рудоносных структурно-фациальных подзон. В девонское время в результате тектонической дифференциации эта эвгеосинклиналь расчленилась на Худесскую, Уруп-Даутскую, Бескесско-Марухскую, Уруштено-Ацгаринскую и Бамбакскую структурно-фациальные подзоны (фиг. 2). Их выделение основано на неоднородности строения вулканогенно-осадочных толщ, фациальной их изменчивости и перепаде мощностей в поперечных разрезах. Контрастность отдельных подзон выявляется при анализе их относительных прогибаний в различные стадии геосинклинального развития (Буадзе, 1971). Так, во время вулканической стадии (Д₂), когда были сформированы рудовмещающие вулканогенные толщи, наибольшее прогибание происходило в Худесской и Бескесско-Марухской подзонах. В них преимущественное развитие приобрел основной магматизм, тогда как в Уруп-Даутской и Уруштено-Ацгаринской подзонах, обладавших тенденцией к относительному воздыманию, развиты кислые вулканы. В подзонах с тенденцией прогибания возникли серно- и медноколчеданные рудные залежи (Худесское и Бескесское месторождения), тогда как в подзонах с тенденцией меньшего прогибания — медно-цинково-колчеданные залежи колчеданно-полиметаллического профиля (Урупское и Даутское месторождения). Эта общая закономерность подчиняется зональному расположению структурно-фациальных подзон и она используется при мелкомасштабном прогнозировании.

Зонально-симметричное расположение типов рудоносных толщ

Детали строения структурно-фациальных подзон обусловлены синвулканическими поперечными прогибами и поднятиями, вокруг которых наблюдается зонально-симметричное расположение рудоносных толщ и рудных полей.

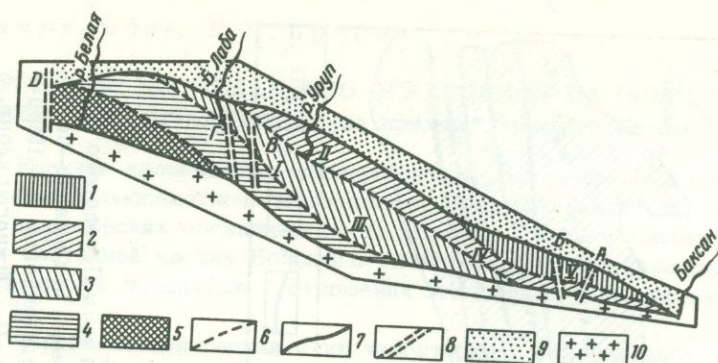
В Худесской подзоне вулканическая стадия ознаменовалась становлением спилит-диабазовой, спилит-андезит-дацитовый, спилит-андезитовой и андезит-дацитовой субформаций. Они слагают нижнюю и верхнюю подсвиты вулканогенной свиты. В синвулканическом прогибе, прилегающем к Худесскому рудному полю с запада, в нижней подсвите преимущественным развитием пользуются лавы основного состава. Здесь подсвита имеет максимальную мощность (фиг. 3, а). К западу и к востоку от прогиба, в направлении синвулканических поднятий толща основных лав замещается дифференцированной толщей.



Фиг. 1. Схема размещения колчеданных месторождений Большого Кавказа

1 – кристаллические породы фундамента; 2 – вулканогенные геосинклинали Передового хребта и Гагринско-Джавская; 3 – геосинклинальные сланцевые толщи юры; 4 – мезозойские осадки платформенного чехла; 5 – миогеосинклинальные зоны; 6 – Главнокавказский разлом; 7 – главнейшие глубинные разломы; 8 – палеозойские

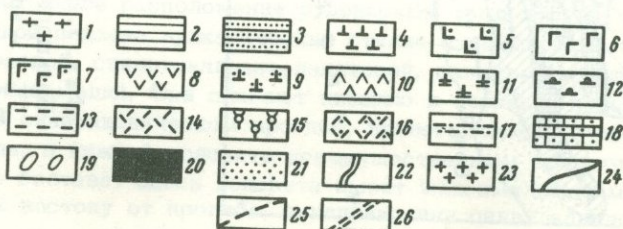
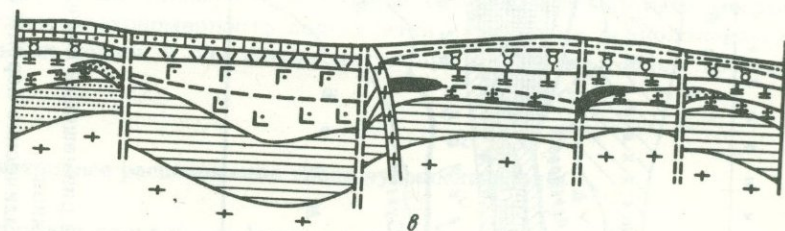
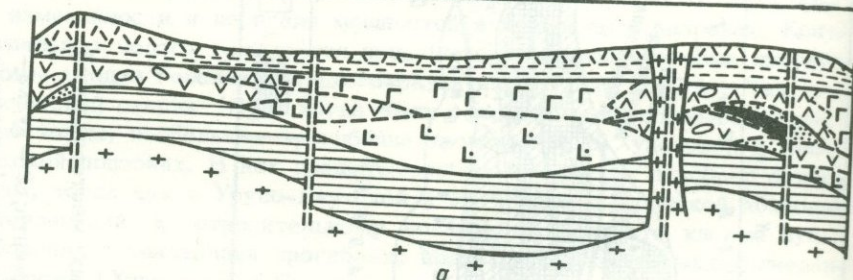
медноколчеданные месторождения зоны Передового хребта; 9 – юрские медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения, рудные зоны: I – Передового хребта Северного Кавказа, II – Южного склона, III – антиклинория Бокового хребта, IV – Бежитинский грабенсинклинорий, V – восточная часть Южного склона, VI – Гойтхско-Агишхинский антиклинорий



Фиг. 2. Схема структурно-фациального районирования Передового хребта Большого Кавказа для раннегерцинского времени

1-5 - структурно-фациальные подзоны: 1 - Худесская, 2 - Урупо-Даутская, 3 - Бескесско-Марухская, 4 - Уруштено-Ацгаринская, 5 - Бамбакская; 6 - границы между структурно-фациальными подзонами; 7 - тектонические зоны Передового хребта; 8 - поперечные тектонически-активные зоны: А-Б-Худес-Кисловодская и Чучурская, В-Г - Больше-Пцицерская и Маркопиджская, Д - Пшехино-Адлерская; 9 - мезозойские отложения; 10 - граниты и кристаллические сланцы

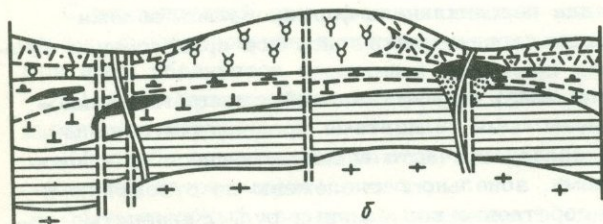
Рудные районы: I - Бескесский, II - Урупский, III - Марух-Зеленчукский, IV - Даутский, V - Худесский



Подобная закономерность отмечается в отношении состава и строения верхней подсвиты. При этом в Худесском рудном поле устанавливается ритмичный характер вулканизма с чередованием основных, средних и кислых лав с пирокластолитами; последние знаменуют перерывы (концы ритмов) в вулканических излияниях (Буадзе, 1962). Таким образом, к поперечным поднятиям, ограничивающим синвулканический прогиб, приурочены дифференцированные толщи вулканитов, со становлением которых связывается колчеданообразование (Буадзе, 1962, 1971), а симметрично-зональное их положение в отношении поперечного прогиба может служить одним из оснований для постановки работ по локальному прогнозированию.

В северо-западной части Урупо-Даутской подзоны, максимальная мощность (до 800 м) спилит-кератофировой формации установлена на участке Власинчихского месторождения (см. фиг. 3, б). В восточном направлении ее мощность уменьшается, и на Урупском месторождении она не превышает 350-400 м, из которых верхняя подсвита, сложенная альбитофировой субформацией, занимает 150-200 м. Далее к востоку мощность спилито-кератофировой формации снова возрастает. Следовательно, Урупское месторождение приурочено к синвулканическому поднятию. За его пределами верхняя подсвита вулканогенной свиты выклинивается, что фиксирует развитие кислых пород только в поднятиях. Сходное строение подзона имеет и в Даутском рудном районе (бассейн р. Кубань), где хорошо представлена альбитофировая субформация верхней подсвиты.

Смена трещинных излияний активностью вулканов центрального типа обусловила формирование надлаваовой туфогенно-кремнистой субформации большой мощности. Она хорошо проявлена на поднятиях (Урупское и Даутское рудные поля), а по простиранию наблюдается уменьшение ее мощности, либо фациальное замещение туфогенно-лаваовой субформацией. Таким образом, пространственное



Фиг. 3. Схемы строения структурно-фациальных подзон Передового хребта (продольные профили): Худесской (а), Урупо-Даутской (б), Бескесско-Марухской (в). Горизонтальный масштаб равен вертикальному. Мощности подвулканогенных аргиллитогенных осадков показаны условно

1 - породы фундамента (кристаллические сланцы, гнейсы), нижняя терригенная формация; 2 - филитовые сланцы; 3 - кварц-хлорит-эпидот-гранатовые сланцы; 4-12 - субформации спилито-кератофировой формации: 4 - диабаз-спилитовая, 5 - диабазовая, 6 - спилит-андезитовая, 7 - диабаз-андезитовая, 8 - спилит-андезит-дацитовая, 9 - диабаз-альбитофировая, 10 - андезит-дацитовая, 11 - диабаз-андезит-альбитофировая; 12 - альбитофировая; 13-18 - субформации туфогенно-терригенной формации; 13 - кремнисто-терригенная, 14 - туфогенно-терригенная (туфы среднего состава, песчаники), 15 - туфовая (туфы кислого состава с прослоями плагиоклазовых порфиритов и кремнистых сланцев), 16 - кремнисто-туфогенно-терригенная, 17 - флишодная терригенная, 18 - карбонатно-терригенная и карбонатная; 19 - субвулканические дайки разной кислотности; 20 - рудные залежи; 21 - кварцево-серицитовые, пиритизированные породы; 22 - лампрофиры; 23 - плагиограниты и гранит-порфиры; 24 - границы между свитами; 25 - границы между разнохарактерными пачками пород; 26 - долгоживущие зоны

положение туфогенно-кремнистой толщи в общем зональном ряде может служить определяющим критерием при локальном прогнозировании.

В западной части Бескесско-Марухской подзоны, на границе с Уруштено-Ацгаринской подзоной, выделяется синвулканический прогиб с максимальной мощностью вулканогенной свиты (фиг. 3, в). Симметрично-зонально в отношении прогиба — к северо-востоку и юго-западу от него — мощность свиты уменьшается с резким возрастанием роли кислых эффузивов. Площади их развития, по всем данным, являются синвулканическими поднятиями. К северо-восточному из них (Пшиерское поднятие) приурочены Бескесское и Быковское месторождения.

На поднятиях нижняя подсвита вулканогенной свиты представлена диабаз-альбитофировой, а верхняя — диабаз-андезит-альбитофировой субформациями. Значительна также роль туфов, агломератовых лав и кремнистых сланцев. На этих участках лавовая толща перекрывается туфами кислого состава с прослоями андезитовых порфиритов и кремнистых сланцев. Наибольшую мощность туфогенная формация достигает на северо-восточном поднятии, где по всей вероятности, располагался вулкан центрального типа. Положение дифференцированной толщи в зональном ряду фациально-изменчивых отложений также используется при оценочных работах.

Зональность между рудными залежами и силицитами. К участкам рудоносных синвулканических поднятий приурочены отложения железистых и безжелезистых силицитов (Баудзе, 1971). Кремнезем, вероятно, высвобожденный при ассимиляции базальтовой магмой кислых пород фундамента, выносился вместе с железом и другими рудными компонентами. Этот процесс, по-видимому, проявлялся в конце отдельных ритмов вулканизма, когда в ассоциации с железистыми кремнистыми осадками иногда отлагались кремнисто-сульфидно-гематитовые руды, либо после прекращения лавовых излияний, одновременно с накоплением надлавовых туфогенных толщ. В последнем случае происходило накопление безжелезистых силицитов, слагающих отдельные горизонты мощностью от 30 (Урупское месторождение) до 600 м (Худесское месторождение), а на разных глубинах от дна геосинклинали формировались залежи сплошных колчеданных руд, в которых сконцентрировались все привнесенные рудные компоненты и сера.

Пространственная и генетическая связь рудных залежей с гидротермально-осадочными железистыми и безжелезистыми силицитами проявляется зональным их размещением. Так, железистые силициты, часто ассоциирующиеся со слоистыми сульфидно-гематитовыми телами, зонально расположены по отношению к несколько более поздним залежам собственно колчеданных руд. Железистые силициты приурочены к флангам, либо кровле рудных тел (Худесское и Урупское месторождения). От железистых силицитов в направлении к рудной залежи намечается следующая зональная смена типов руд: железистые силициты без сульфидов → кварц-гематит-пирит-халькопирит-борнит-халькозиновые руды → кварц-гематит-пирит-халькопиритовые руды → пирит-халькопиритовые руды → пиритовые руды. В приведенной последовательности нарастает мощность рудной залежи. Таким образом, положение железистых силицитов, так же как палеовулканические реконструкции могут быть использованы в качестве поискового критерия.

Пространственное положение пачек железистых и безжелезистых силицитов и колчеданных залежей определяет два типа вертикальной зональности (снизу вверх):

1. Колчеданная залежь с железистыми силицитами на фланге и в кровле → лавовые покровы с пирокластолитами → туфогенно-терригенные отложения → пачка безжелезистых силицитов. В таком зональном ряду, представленном на Худесском месторождении, колчеданные руды являются эпигенетическими образованиями. Отложение безжелезистых силицитов осуществлялось в результате выноса кремния отработанными гидротермальными растворами, с которыми следует связывать отложение субвулканических сульфидных рудных тел. Поэтому безжелезистые силициты надвулканических комплексов следует учитывать при поисках скрытых рудных тел.

2. Колчеданная залежь с железистыми силицитами в кровле и на фланге → безжелезистые силициты → толща туфогенных пород. При подобной зональности, характерной для Урупского месторождения, устанавливается сопряженность во времени и пространстве кремнеаккумуляции и рудообразования. Колчеданные залежи при этом частично являются гидротермально-осадочными образованиями, а основная их масса образовалась одновременно со становлением низов надластовой туфогенной толщи. Исходя из этого установление подобной зональности можно использовать для определения рудоносного стратиграфического уровня, разделяющего лавовую и туфогенную толщи.

Зональность гидротермального изменения пород. Гидротермальные изменения на рассматриваемых месторождениях протекали вслед за становлением соответствующих рудовмещающих толщ на фоне региональной низкотемпературной пропилитизации (Буадзе, 1970). Ее взаимоотношения с метасоматическими фациями отчетливо заметны на слабо метаморфизованном Худесском месторождении. Здесь устанавливается следующая метасоматическая колонка от регионального низкотемпературного пропилитового изменения к рудным телам:

- 1) региональный (внешний) фон площадной низкотемпературной пропилитизации (кварц+альбит+хлорит+кальцит+эпидот+пумпеллиит+пренит);
- 2) околорудные пропилиты: а) альбит+кварц+хлорит+серицит; б) альбит+кварц+хлорит+серицит+пирит;
- 3) кварц-серицит-пиритовые метасоматиты;
- 4) залежь колчеданных руд.

Размещение однотипных метасоматических зон по отношению к флангам рудного тела симметрично-зональное. В центральной части рудной залежи их размещение асимметрично ввиду отсутствия кварцево-серицитовых метасоматитов висячем боку. Это обусловлено большей продолжительностью процессов окварцевания и серицитизации, чем рудоотложения. Следует полагать, что рудное тело экранировало растворы, предохраняя висячий контакт от их воздействия.

С внутрирудной кварцево-гематитовой минерализацией связано метасоматическое преобразование пропилитизированных порфиритов в железистые кварциты. При этом образуется следующая зональная колонка:

- 1) пропилитизированный порфирит с минеральной ассоциацией альбит+кварц+хлорит+серицит;
- 2) слабо гематитизированный и окварцованный порфирит с минеральной ассоциацией кварц+хлорит+гематит;
- 3) железистый кварцит с минеральной ассоциацией кварц+гематит;
- 4) мономинеральный кварц в центральных частях тел железистых кварцитов.

Железистые кварциты образуются вслед за серноколчеданными рудами. При наложении медной минерализации на железистые кварциты возникает халькопирит-борнит-халькозин-гематитовая минеральная ассоциация. Смена минеральных типов руд в этом процессе имеет следующее зональное выражение:

- 1) железистый кварц (кварц+гематит);
- 2) борнит (много) с халькозином+халькопирит (мало)+гематит поздней генерации;
- 3) борнит+халькопирит (в равных количествах)+гематит поздней генерации;
- 4) халькопирит (много)+борнит (мало);
- 5) халькопирит.

По-видимому, при наложении медной минерализации на железистый кварцит в условиях преобладания в растворах меди над железом происходит замещение гематита халькопиритом. Этот процесс сопровождается высвобождением избыточного железа, не входившего в состав халькопирита, и локальным повышением окислительного потенциала среды. В связи с местными окислительными условиями появилась возможность для образования позднего гематита, что обусловлено большим сродством железа с кислородом, чем с серой (Бетехтин, 1955), и бедного железом сульфида меди - борнита. Этим можно объяснить наличие борнитовых выделений, приуроченных к контакту с железистым кварцитом и смену их выделениями халькопирита через борнит-халькопиритовую переходную зону.

В гидротермально-осадочных месторождениях отмечается асимметрично-зональное размещение измененных пород. Так, на Урупском месторождении устанавливается тесная ассоциация в пространстве синвулканических кварцево-серицитовых сульфидоносных метасоматитов, залежи массивных колчеданных руд и перекрывающих ее кремнисто-сульфидных гидротермально-осадочных образований. На участке отмечается следующая вертикальная зональность:

подрудные кварцево-серицитовые метасоматиты → колчеданная залежь → светло-серые сульфидоносные гидротермально-осадочные кварциты, на флангах фашиально замещающиеся железистыми силицитами → железистые силициты → безжелезистые силициты → туфогенная толща. Эта зональность способствует выявлению гидротермально-осадочных колчеданных залежей на границе лавовой и туфогенной толщ.

На сильно метаморфизованных месторождениях (Бескосское) многие особенности зональности гидротермального изменения затушованы процессами постколчеданного зеленокаменного метаморфизма (Буадзе, 1970).

Нижнеюрские рудоносные подзоны

Месторождения, залегающие в аргиллитогенной формации нижней юры, возникли в результате различных этапов рудообразования (Буадзе, Иваницкий и др., 1972; Твалчрелидзе, Буадзе, 1972). С ними связано образование различных типов руд (серноколчеданный, медно-пирротиновый, колчеданно-полиметаллический, полиметаллический), комбинирующихся в пределах отдельных месторождений (Кизил-Дерейское, Филизчайское, Кетехское), либо представляющих продукты одного из этапов рудообразования. В последнем случае оруденение имеет ограниченную перспективность. В развитии генетических и возрастных типов оруденения намечается зональность как в расположении рудоносных структурных подзон, так и в размещении типов руд в пределах рудных полей и месторождений.

На фоне крупных поперечных сегментов Большого Кавказа выступает тектоническая зональность, ориентированная в общекавказском направлении (см. фиг. 1). Поперечные сегменты определяли режим нижнеюрского осадконакопления в пределах поднятых и опущенных блоков, т.е. смену формаций по простиранию геосинклинальной системы, а продольные, являясь подзонами юрской геосинклинали, обеспечивали зональную смену геологических формаций вкрест ее простирания.

Из нижнеюрских аргиллитогенных структурных подзон, симметрично-зонально расположенных в отношении центрального поднятия Большого Кавказа в центральном сегменте наиболее существенными являются (см. фиг. 1): Северный склон центрального сегмента с небольшими медно-пирротин-полиметаллическими месторождениями. Эта подзона в раннеальпийском цикле развивалась в условиях геоантиклинального режима в сопровождении обильного кислого вулканизма. В соответствии с этим, полиметаллические руды отмеченных месторождений обладают сложным минеральным составом. Южный склон центрального сегмента с жильной медно-пирротиновой минерализацией (Горная Рача).

Характерной особенностью рассматриваемых подзон в пределах центрального сегмента является широкое развитие наряду с юрскими медно-пирротиновыми и пирротин-полиметаллическими рудами также более позднего оруденения, связанного с третичной магматической деятельностью. К ним, по данным И.А. Твалчрелидзе (1961, 1963), относятся молибденовые, железо-оловянные, полиметаллические, вольфрамовые, сурьмяные с золото-висмут-теллуровой минерализацией, ртутные и мышьяковые руды Верхней Рачи. Эти руды образуют зональный ряд от высокотемпературных (в зоне надвига) к низкотемпературным (в удалении от надвига) типам руд. Сочетание указанных типов оруденений обусловлено тектоническим положением центрального сегмента, как наиболее активной структуры, претерпевшей неоднократное воздымание.

В пределах восточного сегмента Большого Кавказа наблюдается следующая зональность расположения структурных подзон (с севера на юг): поднятие Бо-

кового хребта с кварц-полиметаллическим и пирротин-полиметаллическим рудопроявлениями; Бежитинский прогиб с серноколчеданными, медно-пирротиновыми и полиметаллическими рудами, поднятие Главного хребта с кварц-полиметаллическим и пирротин-полиметаллическим рудопроявлениями; прогиб Южного склона Главного хребта с крупными комбинированными месторождениями серноколчеданных, медно-пирротиновых и полиметаллических руд. Зональность выражает специализацию прогибов, особенно прогиба южного склона, представляющего осевое погружение юрской геосинклинали, на многоэтапные колчеданно-полиметаллические месторождения. Поднятия же специализированы на поздние типы полиметаллических руд. Следовательно, данная зональность может быть использована в целях прогнозирования.

В пределах отдельных промысленных месторождений устанавливается следующая последовательность их формирования (Гвалчрелидзе, Буадзе, 1972):

1. Образование залежей гидротермально-осадочных серноколчеданных руд в верхнем лейасе.
2. Отложение гидротермальных пирротин-халькопиритовых руд после внедрения даек предположительно байосского возраста.
3. Образование жильных гидротермальных полиметаллических руд вслед за внедрением даек кварц-порфиров с радиометрическим возрастом 145 млн. лет.

Установленная последовательность позволяет выделить три крупных этапа рудообразования: 1) позднелейасский гидротермально-осадочный, 2) байосский гидротермальный, парагенетически связанный с дайками диабазов, 3) позднебатский.

Каждому этапу соответствуют рудопроявления простого состава: собственно серноколчеданные, медно-пирротиновые и полиметаллические. При наложении этапов друг на друга возникают сложного состава крупные комбинированные пирротин-медно-полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения.

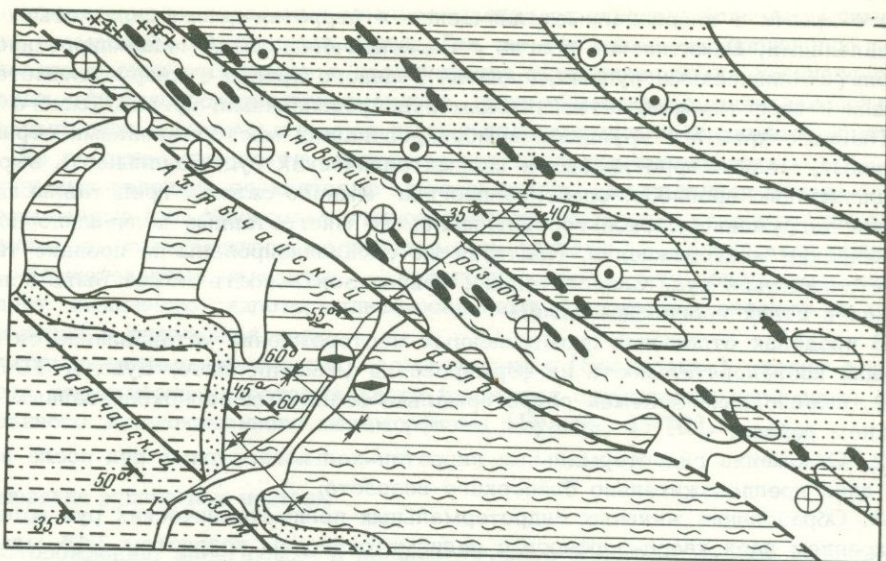
Горизонтальная зональность оруденения проявлена по отношению к рудоконтролирующему разлому следующей обобщенной колонной: безрудные глинистые сланцы, пластообразные залежи серноколчеданных руд первого этапа, штокверковые рудопроявления второго и частично третьего этапов, залежи медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических руд двух поздних этапов, аналогичные по составу штокверки, безрудные глинистые сланцы, глубинный разлом с жильными медно-пирротиновыми, пирротин-полиметаллическими и кварц-полиметаллическими рудопроявлениями.

Можно привести следующие конкретные примеры горизонтальной зональности.

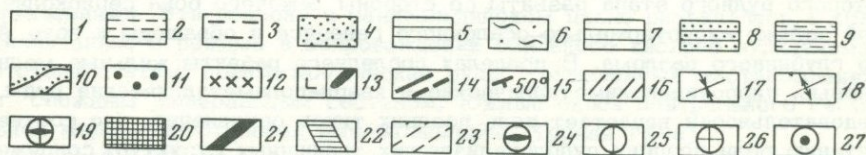
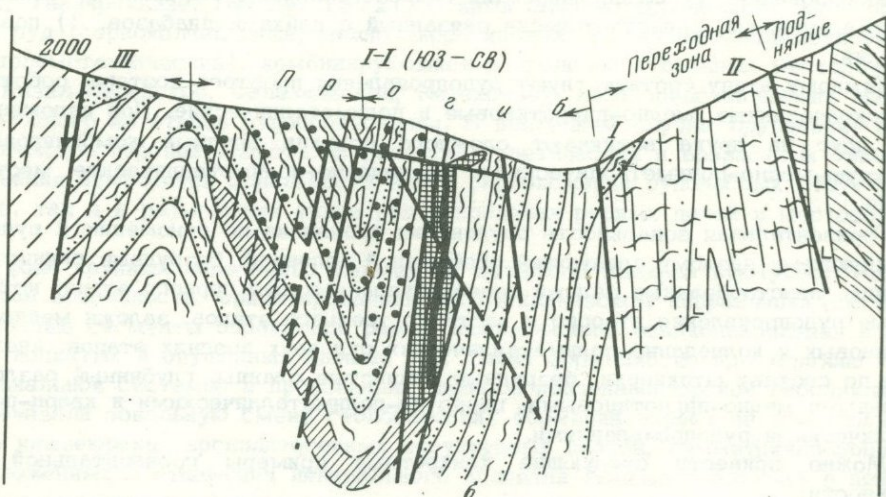
На Кизил-Дерейском месторождении (фиг. 4) медно-пирротиновые руды второго рудного этапа развиты со стороны лежащего бока серноколчеданной рудной залежи гидротермально-осадочного генезиса и обращены к зоне Ахтычайского глубинного разлома. В пределах последнего развиты жильные медно-пирротиновые, пирротин-полиметаллические и кварц-полиметаллические руды. В этой последовательности нарастает роль поздних типов оруденения, что соответствует нарастанию роли поздних рудолокализирующих трещинных структур, сопряженных с Ахтычайским глубинным разломом.

На Филизчайском месторождении в лежащем боку стратиформной залежи слоистых колчеданно-полиметаллических руд локализованы мелкие тела медно-пирротиновых руд, а к северу от них с приближением к глубинному разлому, развиты жильные медно-пирротиновые, пирротин-полиметаллические и кварц-полиметаллические руды. Отмеченная зональность размещения различных генетических и возрастных типов руд выражена с юга (область гидротермально-осадочного рудообразования) к северу, где постепенно нарастает роль поздних трещинных нарушений.

На Шабзийском и Башкацарском (Абхазский район) рудных участках поздние типы руд сочленены с стратиформной серноколчеданной залежью со стороны всякого ее контакта (Шабзия), или с подошвы в пределах антиклинальной постсерноколчеданной складки Башкацарского участка (фиг. 5). В обоих



а

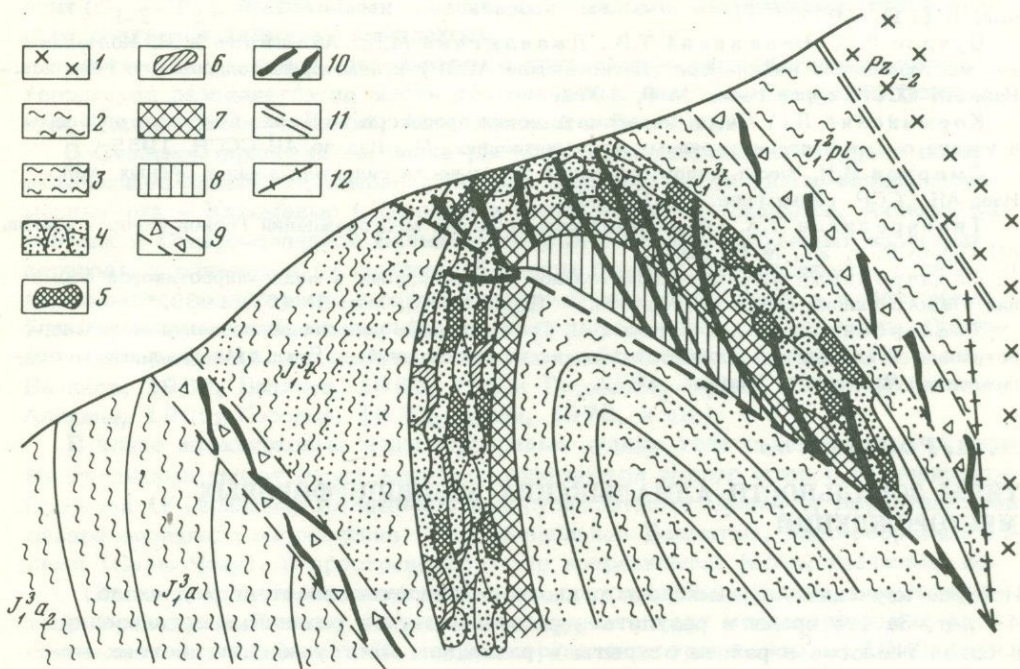


Фиг. 4. Геологическая схема (а) района Кизил-Дерейского месторождения (составил В.И.Буадзе с использованием данных В.П.Павлова, Л.В.Пшеничного и Н.Т.Романова) и геологический разрез (б) вдоль левого берега р. Кизил-Дере и правого берега р. Катухчай (по В.И.Буадзе). Масштаб разреза в 2 раза больше масштаба схемы

1 — четвертичные образования; 2–7 — отложения ааленского яруса: 2 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, 3 — аргиллиты, песчаники, глинистые известняки, 4 — песчаники с аргиллитами и алевролитами, 5 — аргиллиты с алевролитами и песчаниками, 6 — аргиллиты с песчаниками и алевролитами, 7 — аргиллиты и алевролиты с подчиненными песчаниками; 8, 9 — отложения тоарского яруса; 8 — песчаники, аргиллиты, алевролиты, 9 — песчаники с аргиллитами и алевролитами;

случаях комбинация поздних руд с ранними серноколчеданными происходит со стороны рудоконтролирующей структуры Главного Кавказского надвига. Зональность здесь обусловлена неоднократностью предрудных тектонических напряжений – зональность повторных тектонических разрывов (Смирнов, 1957).

Приведенные особенности зональности с успехом могут быть использованы при прогнозировании оруденения в рудных районах Горного Дагестана, Горной Абхазии, Кахетии и других на Большом Кавказе.



Фиг. 5. Схема строения Башкардарского участка (разрез)

1 – кристаллические сланцы и гранитоиды палеозоя; 2 – глинистые сланцы плинсбаха, нижнего и среднего аалена; 3 – песчаники, алевролиты и аргиллиты тоара; 4 – тектонически раздробленные песчаники; 5 – обломки сплошных серноколчеданных руд; 6 – жильные кварц–пиритовые и пиритовые массы; 7 – предполагаемая залежь сплошных серноколчеданных руд; 8 – предполагаемая залежь сплошных медно–пирротиновых руд; 9 – зоны нарушений с тектонической брекчией; 10 – пирротин–полиметаллическая жильная минерализация; 11 – зона Главного надвига; 12 – предполагаемая граница палеозойского субстрата и юрской геосинклинали

Фиг. 4. (окончание подписи)

10 – прослой песчаников; 11 – конкреции пирита; 12 – дайки кварц–порфиров; 13 – дайки диабазов и габбро–диабазов; 14 – разломы (на разрезе: I – Ахтычайский, II – Хновский, III – Даличайский); 15 – элементы залегания; 16 – ориентировка кливажа; 17, 18 – оси синклинали (17) и антиклинали (18) складок; 19 – 24 – рудные тела месторождения Кизил–Дере: 19 – левобережная залежь (на разрезе), 20 – сплошные серноколчеданные руды, 21 – постсерноколчеданные пирротиновые и полиметаллические руды, 22 – прожилково–сетчатые руды, 23 – предполагаемое продолжение залежи, 24 – правобережная залежь; 25–27 – жильные рудопроявления района: 25 – пирротин–полиметаллические, 26 – полиметаллические, 27 – кварцево–полиметаллические

ЛИТЕРАТУРА

- Буадзе В.И. Условия формирования Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ). – Геол. сб. КИМС, № 2. Госгеолтехиздат, 1962.
- Буадзе В.И. Фации регионального зеленокаменного метаморфизма и околорудного метасоматизма на колчеданных месторождениях Передового хребта Северного Кавказа. – Труды КИМС, серия геол., вып. 8 (10), 1970.
- Буадзе В.И. Структурно-фациальные условия развития зоны Передового хребта Большого Кавказа и особенности локализации колчеданных месторождений. – Труды КИМС, вып. 9 (11), 1971.
- Буадзе В.И., Иванецкий Т.В., Джанджгава М.П., Абашидзе Ж.Н. Колчеданное месторождение Кизил-Дере (Дагестанская АССР) и некоторые вопросы его генезиса. – Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1972.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Смирнов В.И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. – Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1957.
- Твалчрелидзе Т.А. Об условиях формирования месторождений Горной Рачи. – Сообщ. АН ГрузССР, т. 27, № 6, 1961.
- Твалчрелидзе Т.А. О редкометальной минерализации в медно-пирротиновой формации Южного склона Большого Кавказа. – Труды КИМС, вып. III (5), 1963.
- Твалчрелидзе Т.А., Буадзе В.И. Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений. – В кн.: Минеральные месторождения. М., изд-во "Наука", 1972.

И. М. Голованов

ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ АЛМАЛЫКСКИХ МЕДНОПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

История изучения Алмалыкского рудного района охватывает период около 45 лет. За это время в результате работы десятков различных организаций и сотен геологов в районе открыты и разведаны месторождения цветных металлов: меди, молибдена, свинца, цинка, редких элементов. На базе этих месторождений создан крупнейший в Средней Азии Алмалыкский горно-металлургический комбинат.

В результате обобщения и анализа материалов крупномасштабных геологических съемок, металлогенических схем и данных опробования и документации разведочных и эксплуатационных выработок (скважин, штолен, шахт и карьеров) удалось выявить различные типы вертикальной и горизонтальной зональности во взаимном пространственном размещении рудных месторождений района и в строении самих меднопорфировых месторождений.

Алмалыкский рудный район расположен в юго-западной части Кураминской металлогенической зоны, представляющей собой краевую часть срединного массива на границе с геосинклиналью, активизированную наложенным герцинским вулканоплутоническим поясом. Характерными геолого-структурными особенностями района являются:

- 1) сложная блоково-глыбовая тектоника с реликтивными фрагментами преимущественно субширотных складчатых дислокаций;
- 2) насыщенность крупными долгоживущими разломами субширотного и северо-восточного направления;
- 3) преобладание интрузивных и вулканогенных пород с различными соотношениями в разных блоках и широкое развитие протяженных зон гипабиссальных и субвулканических штоков порфировых интрузивов;
- 4) широкое площадное развитие метасоматитов магнезиально-скарновой, полевошпатовой, пропилитовой и вторичнокварцитовой формаций;
- 5) особенности металлогении, проявляющиеся в распространении месторождений и рудопроявлений меднопорфировой, магнезиально-скарновой галенит-сфалеритовой, кварцево-золоторудной, золото-полисульфидной, кварц-молибденит-шеелитовой и других рудных формаций.

В геологическом строении района различаются два палеозойских структурных этажа ($O-D_1$ и D_2-P_2), включающие пять структурных ярусов ($O-S$; D_1 ; D_2-C_1 ; $C_{1-2}-C_3$ и P_1-P_2), и мезокайнозойский структурный этаж. Первый этаж сложен метаморфическими сланцами ($O-S$), андезитовыми порфиридами и кварцевыми порфирами (D_1) и прорывающими их каледонскими гранитами. Второй этаж образован известняково-доломитовой толщей (D_2-C_1), локализованной в виде блок-ксенолитов в крупных раннегерцинских массивах гранодиоритов и сиенито-диоритов, а также эффузивами среднего состава трех свит ($C_{1-2}-P_2$), прорванными различными малыми интрузивами гранитоидного состава и дайковым комплексом.

Системами разломов, связанными с крупнейшими дизъюнктивами района, территория разделяется на шесть тектонических блоков – Северный, Центральный, Южный, Карагумаковский, Акташканский и Восточный.

В Северном приподнятом блоке располагается Алмальжское рудное поле, включающее известные, меднопорфировые месторождения золото-молибденово-медных руд – Кальмакыр и Дальнее и более мелкие – Джаныбек, Акчеку, Карабулак и Северо-западное Балыкты, рудные тела которых имеют взаимные переходы и сливаются на глубине. В южном блоке в Саукбулакском рудном поле находится молибденово-медное месторождение Сары-Чеку, а в Восточном блоке – медно-молибдено-вольфрамовые рудопроявления типа Янгоклы. Описание месторождений приводится во многих опубликованных работах (Королев, Бадалов, 1969; Бадалов, 1963, 1965; Голованов, Мусин, 1966; Голованов, Алехина, 1969; Королев, 1970; Мусин, 1970, и др.).

В плане штокверковые меднопорфировые рудные тела с нечеткими условными границами имеют форму неправильного кольца вокруг штоков гранодиорит-порфиров (Кальмакыр, Джаныбек), зон субширотного (Дальнее, Карабулак) или северо-западного направления (Северо-западное Балыкты), пластообразной залежи (Сары-Чеку). В пространстве – это неправильной формы усеченный конус (Кальмакыр) или штокверковые зоны сложной конфигурации с расплывчатыми границами. Площадь Алмальжского рудного поля меднопорфировых руд составляет более 15 км^2 . На глубину оруденение прослежено до 1000–1200 м. Основными рудовмещающими породами являются кварцевые сиенито-диориты (C_{1-2}) в меньшей степени диориты (C_{1-2}), эффузивные кварцевые порфиры (D_1) и прорывающие их штоки гранодиорит-порфиров (C_2 или C_3-P_1). В эндогенных рудах по структурно-текстурным особенностям выделяется рассеянно-вкрапленная, прожилково-вкрапленная и прожилковая минерализация, встречаются также жилы мощностью до 1–3 м.

Минералого-геохимические и генетические особенности Алмальжских меднопорфировых месторождений освещены в работах А.В. Пуркина, З.А. Королевой, А.В. Королева, Е.Р. Бутевой, И.Б. Федоровой, М.И. Моисеевой, С.Т. Бадалова, Т.З. Закирова, М.С. Кучуковой, С.Рузматова, З.А. Алехиной, И.М. Голованова, Р.А. Мусина, А.Х. Туресебекова, А.Т. Рахубенкова, Е.З. Мещанинова, В.Ф. Викторовова и др. Основным жильным минералом является кварц, вторым по распространенности – ангидрит. В меньшей степени распространены карбонаты (кальцит, анкерит, доломит), цеолиты (ломонтит, гейландит, десмин, натролит), барит. Наиболее распространенные гипогенные рудные минералы – пирит, халькопирит, магнетит. Более редкие – гематит, молибденит, борнит, галенит, сфелерит, блеклая руда, пирротин, марказит, золото самородное, тетрадимит, гессит, калаверит-креннерит.

Многочисленные наблюдения взаимоотношений рудных прожилков в карьере, шахтах и керне скважин позволяют наметить следующую последовательность минеральных парагенезисов в рудах Алмальжских меднопорфировых месторождений (по ведущим минералам): 1) кварцевый (прожилково-жильная форма монокварцевой фации серицитового кварцита), 2) магнетитовый, 3) пиритовый, 4) кварц-молибденитовый, 5) халькопиритовый с золотом, 6) кварц-карбонатно-полисульфидный (блеклая руда, халькопирит, галенит, сфалерит) с золотом и теллуридами золота и серебра, 7) карбонатно-цеолит-ангидритовый (с баритом и гематитом). Довольно часто наблюдается пространственное совмещение

равновозрастных минералов в пределах одного сложно построенного прожилка, испытывавшего неоднократное приоткрывание и дробление.

Сведения о зональном строении рудных тел и зональности распределения полезных компонентов и минералов в месторождениях Алмалыкского района имеются в ряде публикаций: (Королев, Бадалов, 1959; Бадалов, 1963, 1965, 1968; Королев, 1970; Голованов, Мусин, 1965; Голованов, Рахубенков, 1971 и др.) Ниже рассматриваются следующие типы зональности: 1) рудных месторождений, 2) минеральных типов меднопорфировой рудной формации, 3) морфологии рудных тел, 4) околорудных метасоматитов, 5) рудных и жильных минералов и 6) геохимическая зональность алмалыкских меднопорфировых месторождений.

Известна описанная А.В. Королевым и С.Т. Бадаловым (1959) горизонтальная зональность рудных месторождений Алмалыкского рудного поля, в центральной части которого развиты медно-молибденовые месторождения, наиболее близкие к штокам гранодиорит-порфиров. В удалении от них размещаются собственно золоторудные, а в краевых частях свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах. Нами замечена отчетливая вертикальная зональность оруденения в зависимости от размещения в различных структурных ярусах. Ордовик-силурийский ярус, сложенный метаморфическими сланцами, примечателен наличием слабой кварцево-золоторудной и кварцево-молибденит-шеелит-вольфрамитовой минерализации. В ярусе D_1 и нижней части яруса D_2-C_1 , в кислых эффузивах (D_1^2) и прорывающих их гранитоидах (C_{1-2} и C_3) размещены основные прожилково-вкрапленные золото-молибденово-медные месторождения меднопорфировой формации и золото-медноколчеданные жильно-метасоматические рудопроявления. В структурном ярусе D_2-C_1 в скарированных карбонатных породах находятся промышленные свинцово-цинковые месторождения (Кургашикан), а в ярусе C_2-C_3 - жильно-метасоматические кварцево-золоторудные месторождения в андезитовых порфиритах (Каульды).

Далее можно выделить зональность минеральных типов месторождений (субформаций) семейства грейзеновых и серицитово-кварцитовых вольфрамово-молибденово-медно-золоторудных формаций. Снизу вверх по стратиграфической колонке и с юго-востока Алмалыкского района на северо-запад по мере уменьшения глубины эрозионного среза Кураминского батолита шеелит-молибденитовый (с халькопиритом) минеральный тип месторождений (Янгоклы) сменяется халькопирит-молибденитовым (Сары-Чеку), золото-молибденит-халькопиритовым (Кальмакыр), золото-халькопиритовым (Дальнее) и серебро-золоторудным (Актурпак).

Исследования, проведенные автором в последние годы, позволили установить связь глубины формирования штоков гранодиорит-порфиров и, следовательно, глубины их эрозионного среза и размещения конкретных минеральных типов месторождений меднопорфировой формации, пространственно связанных с этими штоками.

Материалы изучения алмалыкских меднопорфировых месторождений позволяют рассматривать четыре минеральных типа подобных месторождений, сформировавшихся в различных фациях глубинности, что фиксируется характерным пространственным положением рудных тел относительно штоков гранодиорит-порфиров.

Первый тип представлен месторождением Дальнее. Это золото-халькопиритовый минеральный тип с подчиненным количеством молибденита. Основные полезные компоненты - медь, золото, сера; второстепенные - молибден, серебро, свинец, цинк. Штоки гранодиорит-порфира не имеют выхода на дневную поверхность, располагаются на глубине 100 м и более и почти не оруденелы. Отношение средних содержаний меди к молибдену в сульфидных рудах равно 235.

Второй тип - золото-молибденит-халькопиритовый (месторождение Кальмакыр). Основные полезные компоненты - медь, золото, сера, молибден; второстепенные - серебро, рений, селен, теллур. Апофизы штока и его апикальная

часть имеют выходы на дневную поверхность и слабо оруденелы. Медно-молибденовое отношение - 120.

Третий тип - халькопирит-молибденитовый (месторождение Сары-Чеку). Относительное количество молибденита в рудах заметно повышено. Основные полезные компоненты - молибден и медь; второстепенные - рений, селен, вольфрам, олово, висмут. Шток гранодиорит-порфиров имеет значительный эрозионный срез, большую площадь выхода на поверхность и в заметной степени оруденелый. Медно-молибденовое отношение равно 95.

Четвертый тип - шеелит-молибденитовый с подчиненным халькопиритом (рудопроявление Янгоклы). В рудах появляется вольфрамовая минерализация в виде шеелита и редкого вольфрамита. Основные полезные компоненты - вольфрам и молибден; второстепенные - медь, висмут, олово. Выходы гранодиорит-порфиров на площади объекта значительно преобладают над всеми другими породами. Медно-молибденовое отношение равно 30.

Рассмотренные типы, расположенные в зависимости от различных фаций глубинности, имеют некоторую аналогию с размещением грейзеновых редко-металльных месторождений Горного Алтая (Сотников, Никитина, 1971) по выделенным авторами субэкстрезивной, гипабиссальной, мезоабиссальной и абиссальной (?) фациям глубинности.

Зональность морфологии рудных тел меднопорфировых месторождений по материалам документации керн скважин до глубины 1200 м выражается в преобладании снизу вверх следующих морфологических типов оруденения: вкрапленного, прожилково-вкрапленного, прожилково-вкрапленно-жильного, прожилково-жильного, жильного. Выявлена горизонтальная и вертикальная зональность размещения вокруг меднопорфировых месторождений, жильной кварц-халькопиритовой минерализации, которая представляет собой апикальные и периферические части рудных зон. Кварц-халькопиритовые жилы в определенной структурно-геологической позиции могут являться индикаторами скрытых на глубине меднопорфировых руд (Голованов, 1966). Аналогичным примером является Чатыркульское месторождение в Казахстане.

Зональность околорудных метасоматитов неоднократно отмечалась для Кальмакыра А.В. Королевым, Т.З. Закировым, С.Т. Бадаловым, Р.А. Мусиным, В.Ф. Викторным и др. Единого мнения об общей последовательности фаций метасоматической колонки по вертикали и в плане нет. Зональность определяется типом вмещающих пород и их пространственными соотношениями. Горизонтальная зональность метасоматических минеральных фаций от внешних зон к штоку гранодиорит-порфиров для месторождения Сары-Чеку: вмещающие породы (кварцевые порфиры и гранодиориты), полевошпатовая, хлорит-серицит-кварцевая, серицит-кварцевая, монокварцевая фации. Для Кальмакыра и Дальнего, рудовмещающими породами которых являются сиенито-диориты, диориты, кварцевые порфиры; магнезиально-скарновая, полевошпатовая, амфибол-биотитовая, пропилитовая, хлорит-серицит-кварцевая, серицит-кварцевая, монокварцевая зоны. Внешние зоны являются более протяженными на глубину, внутренне - менее глубинными. Контур промышленных руд охватывает хлорит-серицит-кварцевую, пропилитовую, амфибол-биотитовую и полевошпатовую зоны. Подобные же примеры приводятся для меднопорфировых месторождений Северной Америки (Lowell, Guilbert, 1970, Rose, 1970 и др.).

Минералогическая зональность в прожилковых меднопорфировых рудах алмалыкских месторождений была оценена (Голованов, Цой, 1971) построением гистограмм частоты встречаемости рудных и жильных минералов на определенных горизонтах глубинности с интервалом 50, 100 и 200 м в абсолютных высотных отметках. Регистрировались минералы до глубины 1400 м от поверхности методом пунктирного опробования (около 75 тыс. м керн скважин с интервалом 25 м).

Выявлена общая вертикальная зональность распределения максимумов частот встречаемости минералов снизу вверх: ангидрит, молибденит; кварц, халькопирит; магнетит, пирит; карбонаты (кальцит, анкерит, доломит), полисульфидный парагенезис (блеклая руда, галенит, сфалерит, халькопирит) с золотом

Таблица 1

Статистические характеристики содержаний рудных компонентов месторождения Дальнее

Горизонты глубинности, м	N	Медь, %			Молибден, %		
		\bar{X}	S	V	X	S	V
+500-599	104	0,37	0,18	49	0,0013	0,0017	130
+400-499	159	0,38	0,15	39	0,0015	0,0034	226
+300-399	159	0,38	0,15	39	0,0016	0,0024	150
+200-299	145	0,42	0,18	42	0,0017	0,0030	176
+100-199	134	0,46	0,35	76	0,0020	0,0043	215
0 -99	37	0,43	0,28	65	0,0037	0,0093	251

и теллуридами золота и серебра, гематит, цеолиты, барит. Общий вертикальный диапазон распространения минералов на глубину от современной поверхности составляет: не менее 1200 м для молибденита, кварца и ангидрита, 800 м для цеолитов, 700 м для барита и 600 м для серицитовых кварцитов.

Графики отношения частот встречаемости минералов показывают, что с глубиной по отношению к пириту увеличивается количество халькопирита и ангидрита, а по отношению к халькопириту возрастает частота встречаемости молибденита и ангидрита. Таким образом, снизу вверх сменяются зоны преобладающего развития рудных минералов: 1) молибденита, 2) халькопирита (с золотом) 3) пирита, 4) золото-полисульфидного парагенезиса. Горизонтальная зональность проявляется, в частности, в образовании широких ореолов пирита вокруг участков промышленных объектов пирит-халькопиритовых руд, что подтверждается и на других однотипных объектах (Nielsen, 1968; Нарвайт, 1970).

Геохимическая зональность выражена в распределении: 1) основных полезных компонентов внутри рудного контура, 2) химических элементов в ореолах вне рудных тел, 3) элементов-примесей в рудных и жильных минералах.

Статистическая обработка результатов опробования по 100-метровым горизонтам глубинности и разрезы с изолиниями концентраций показывает, что максимумы содержаний компонентов сульфидных руд меняются снизу вверх в порядке: вольфрам - молибден - сульфатная сера - медь - сульфидная сера - золото - серебро - свинец - сурьма - мышьяк. Распределение компонентов в рудах зависит от типа вмещающих пород. Так, сиенито-диориты отличаются повышенными содержаниями меди и золота, диориты - молибдена (в 1,5-3 раза выше, чем в сиенито-диоритах).

Сравнение статистических характеристик содержаний рудных компонентов на примере месторождения Дальнее по 100-метровым горизонтам глубинности (табл. 1) показывает, что с глубиной увеличивается содержание молибдена и сульфатной серы и уменьшается содержание золота и пиритной серы. Данные отношения содержаний различных пар рудных компонентов (табл. 2) позволяют сделать следующие выводы. С глубиной отчетливо уменьшаются числовые значения отношений пар: медь /молибден; золото/ молибден; сера пирита/сера халькопирита, сера сульфидная /сера сульфатная. Напротив, происходит четкое увеличение отношений пар: медь /золото, медь/серебро, и менее отчетливое - серебро/золото.

Рассматривая указанные таблицы, необходимо иметь в виду, что на верхнем горизонте (+500-599 м) частично проявились процессы окисления руд, и поэтому содержания серы сульфидной и пиритной несколько занижены.

Вычисленные на основании статистической обработки материала опробования руд меднопорфировых месторождений Алмалыка уравнения парной и множественной регрессии основных компонентов руд позволяют более обоснованно

на различных горизонтах (по И.М. Голованову и А.Т. Рахубенкову)

Золото			Серебро			Сера общая, %			Сера сульфидная (S _{сд}), %		
\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V
0,74	0,91	123	2,44	1,55	63	1,20	0,82	68	1,16	0,81	69
0,57	0,48	84	2,72	2,32	83	1,68	0,93	55	1,34	0,69	51
0,57	0,73	128	2,36	1,38	58	1,90	0,99	52	1,16	0,76	65
0,53	0,39	73	2,29	2,52	110	2,28	1,10	49	1,15	0,73	62
0,39	0,20	51	2,31	1,32	57	2,08	0,85	41	1,02	0,54	53
0,62	0,44	70	2,79	1,24	44	1,69	0,63	37	0,82	0,54	53

Таблица 1 (окончание)

Горизонты глубинности, м	N	Сера пиритная (S _{пи}), %			Сера сульфатная (S _{ст}), %		
		\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V
+500-599	104	0,79	0,55	70	0,04	0,04	100
+400-499	159	0,96	0,48	50	0,34	0,79	232
+300-399	159	0,78	0,51	65	0,74	0,76	102
+200-299	145	0,73	0,46	63	1,13	0,95	83
+100-199	134	0,56	0,30	53	1,06	0,53	50
0-99	37	0,39	0,26	67	0,87	0,27	31

Примечание: N - количество проб; \bar{X} - среднее арифметическое; S - стандартное отклонение; V - коэффициент вариации.

оценивать результаты поискового бурения на новых площадях и открывают возможности подхода к проблеме глубинного прогноза. Как было отмечено выше, в меднопорфировых месторождениях района установлено закономерное уменьшение величин отношения средних содержаний меди к молибдену и золота к молибдену с увеличением глубины эрозионного среза участка месторождения, при этом абсолютные значения содержаний меди и молибдена с глубиной увеличиваются, а золота - уменьшаются. Отмеченная особенность, по-видимому, определяется глубиной формирования рудных тел.

Надрудные участки ореолов рассеяния отличаются повышенными содержаниями сурьмы, мышьяка, висмута, свинца, серебра и золота. Изучение эндогенных ореолов рассеяния золота (до 0,005 г/т) и серебра (до 0,1 г/т) вокруг известных меднопорфировых рудных тел (Голованов, Рахубенков, 1971) показывают, что ореолы благородных металлов имеют более широкий и более близкий к поверхности контур, чем ореолы меди и молибдена. Ширина ореолов колеблется от 50 до 400 м. Они могут быть использованы в качестве поискового признака на скрытые золото-молибденово-медные руды.

В халькопирите по данным 350 проб с глубиной (на 600 м постепенно уменьшается среднее содержание свинца от 0,6 до 0,1% и пропорционально увеличивается содержание молибдена от 0,02 до 0,06% и селена от 40 до 100 г/т. Распределение концентраций теллура более сложное: один максимум (10 г/т) теллур дает с приближением к поверхности, а второй на глубине +50-(-150 м). В пирите с глубиной уменьшается среднее содержание свинца от 0,3 до 0,05% и увеличивается - селена (от 40 до 80 г/т), висмута

Таблица 2

Отношения содержаний рудных компонентов месторождения Дальнее на различных горизонтах глубинности

Горизонты глубинности, м	N	Cu/Mo	Cu/Au	Cu/Ag	Au/Mo	Ag/Au	S _{Пш} /S _{ХП} *	S _{СД} /S _{ХП}	S _{СД} /S _{СТ}
+500-599	104	285	5000	1516	568	3,30	2,13	3,14	29,0
+400-499	159	254	5135	1397	380	4,77	2,52	3,53	3,94
+300-399	159	238	6666	1610	356	4,15	2,05	3,06	1,57
+200-299	145	246	7924	1834	312	4,33	1,73	2,74	1,015
+100-199	134	230	11794	1996	195	5,93	1,22	2,22	0,96
0-99	37	116	6935	1541	167	4,50	0,91	1,905	0,94

* S_{ХП} - сера халькопиритная.

(от 30 до 108 г/т и теллура (от 3 до 10 г/т). Глубинные, более высокотемпературные халькопириты и пириты обладают большей способностью к концентрации селена в изоморфной форме.

Рассмотренные типы вертикальной и горизонтальной зональности меднопорфировых месторождений Алмалыка раскрывают новые возможности прогнозирования скрытого золото-молибденово-медного оруденения на глубину.

Поисково-съемочные работы должны сопровождаться специализированными структурно-литологическими съемками крупных масштабов. Необходимо выявить границы выделенных в районе структурных ярусов, нередко являющихся естественными границами вертикальных металлогенических зон с определенным набором промышленных рудных формаций. В участках развития интрузивных пород структурные ярусы можно установить по реликтам и фрагментам опорных осадочно-вулканогенных толщ. Важное значение будет иметь работа по реконструированию кровли Кураминского батолита и определению глубины формирования продуктивных штоков гранодиорит-порфиров, с которыми пространственно связаны различные минеральные типы месторождений меднопорфировой формации.

Глубинное прогнозирование на основе структурно-поискового бурения должно базироваться на специализированной методике документации керна скважин. Материал документации должен выявить данные для построения гистограмм по горизонтам глубинности, на которых будут отражены морфология рудных тел, распределение фаций продуктивных для оруденения метасоматитов, распределение рудных и жильных минералов. Накопленный материал по опробованию известных рудных тел, обработанный методами математической статистики с применением регрессионного анализа позволяет предсказать ожидаемое распределение и дать количественную оценку возможных содержаний полезных компонентов руд. В комплексе с уже апробированными и оправдавшими себя методами изучения первичных геохимических ореолов предлагаемые методы раскрывают новые возможности прогнозирования и глубинных поисков меднопорфировых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Бадалов С.Т. Минералого-геохимические критерии стадийности эндогенного оруденения. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I. Прага, 1963.

Бадалов С.Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1965.

Бадалов С.Т. Об одной из причин вертикальной зональности элементов в эндогенных рудных месторождениях (на примере Карамазара). - Геохимия, № 4, 1968.

Голованов И.М., Мусин Р.А. Эндогенные формации меди. - В кн.: Эндогенные рудные формации Узбекистана. Ташкент, изд-во "Фан", 1966.

Голованов И.М. Классификация эндогенных медных и медьсодержащих рудных формаций Узбекистана и сопредельных районов. – В кн.: Геология и рудоносность Приташкентского района. Ташкент, изд-во "Фан", 1966.

Голованов И.М., Алехина З.В. К минералогии и геохимии медно-молибденового месторождения Дальнее в Алмалыкском рудном районе (УзССР). – В кн.: Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана. Ташкент, изд-во "Фан", 1969.

Голованов И.М., Рахубенков А.Г. Геохимия меднопорфировых руд месторождения Дальнего. – Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 1, 1971.

Королев А.В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, изд-во "Фан", 1970.

Королев А.В., Бадалов С.Т. О первичной зональности оруденения в Алмалыкском рудном поле. – Геол. рудн. месторождений, № 5, 1969.

Мусин Р.А. Формации рудных метасоматитов и металлогенические особенности Алмалыкского района. Ташкент, изд-во "Фан", 1970.

Нарвайт Г.Э. Метаморфизм и метасоматизм вмещающих пород месторождения Бошекуль (Северо-Восточный Казахстан). – В кн.: Проблемы метасоматизма. М., изд-во "Недра", 1970.

Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзенная) формация горного Алтая. Новосибирск, изд-во "Наука", 1971.

Lovell I.D., Guilbert I.M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. – Econ. geol., 65, N 4, 1970.

Hielson R.L. Hypogene texture and mineral zoning in a copper-bearing granodiorite porphyry stock, Santa Rita, Nev Mexiko. – Econ. geol., 63, N 1, 1968.

Rose A.W. Zonal relation of wallrock alteration at porphyry copper deposits. – Econ. geol., 65, N 8, 1970.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
В.И. Смирнов. Основные задачи изучения зональности эндогенных месторождений в связи с прогнозом скрытого оруденения.	5

Часть I

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г.А. Соколов, <u>В.Н. Дубровский</u> , И.Н. Кига́й, Д.О. Онто́ев. Общие понятия и типизация эндогенной зональности гидротермальных месторождений	7
И.Н. Кига́й. Генетические проблемы зональности гидротермальных рудных месторождений	19
А.А. Маракушев. Термодинамические факторы образования рудной зональности	36
Л.И. Лукин, Ю.Г. Сафронов, В.Ф. Чернышев. Структурная зональность эндогенных рудных полей и месторождений	51
Л.Н. Овчинников, С.В. Григорян, Э.Н. Баранов. Зональность геохимических ореолов гидротермальных месторождений и ее практическое значение	61
Г.Н. Шерба, Т.М. Лаумулин, А.В. Кудряшов, Н.П. Сенчило. Проявление зональности в колчеданно-полиметаллических и грейзеновых месторождениях (на примерах Казахстана)	69
И.А. Неженский, В.К. Денисенко. К вопросу о математическом описании зональности оруденения (на примере оловянных жильных и штокверковых месторождений)	82

Часть II

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗА СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Оловорудные месторождения

Е.А. Радкевич. Типы зональности оловорудных месторождений.	89
Л.Н. Бельчанская, И.И. Гетманский, С.В. Григорян, Т.А. Морозова, И.Н. Резников, Э.С. Кравченко. Зональность первичных ореолов оловорудных месторождений и прогнозирование скрытого оруденения	95
И.Я. Некрасов, Г.А. Тананаева. Зональность рудных тел касситерито-силикатно-сульфидных месторождений и причины ее возникновения	101
А.М. Кокорин, Д.К. Кокорина. Температурная зональность оловорудных месторождений касситеритово-силикатной формации	110
Е.А. Радкевич, А.М. Кокорин, П.Г. Коростелев, В.Я. Асманов, Ю.И. Бакулин, В.Г. Гоневчук, Г.А. Гоневчук, Н.В. Гореликова, Д.К. Кокорина, В.Б. Кушев, Н.В. Огнянов, Б.И. Семеняк. Зональность оруденения комсомольского района	112
Л.В. Таусон, Г.М. Гуядобин. Критерии перспективной оценки Хапчерангинского рудного узла (на основе зональности первичных ореолов)	121
Г.П. Габба, Н.И. Дорошенко, А.Б. Павловский, Г.И. Семенов, В.А. Ставинский. Основные критерии прогнозирования и поисков скрытого вольфрам-оловянного оруденения в Юго-Восточной Киргизии	128

Вольфрамовые, молибденовые и редкометалльные месторождения

Д.О. Онто́в, А.Д. Щеглов. Локальная зональность вольфрамовых месторождений и ее значения для прогноза оруденения	135
В.Т. Покалов. Зональность эндогенных месторождений молибдена и ее значение при оценке оруденения	149
Б.С. Зейлик. Зональность в пределах рудного поля Акчатау (Центральный Казахстан) и прогнозирование скрытого оруденения	160

А.И. Гинзбург. Вертикальная зональность редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами	167
О.С. Ключев. Вертикальная зональность первичных геохимических ореолов бериллиевых месторождений и ее практическое значение	176

Свинцово-цинковые месторождения

Д.И. Горжевский, Г.А. Голева, И.З. Исакович. Рудная зональность на свинцово-цинковых месторождениях СССР	184
Ф.И. Вольфсон, И.В. Дуброва, Ш.Х. Рахимов. Зональность минерализации на свинцово-цинковых месторождениях скарновой формации Западного Карамазара	195
А.А. Гармаш, Г.А. Рубо. Первичная структура и минералогическая зональность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая	203
<u>А.М. Бакланов</u> , В.Н. Байков, Е.Г. Краснов, В.С. Мясников. Первичная зональность в районе месторождения Канимансур и прогнозирование скрытого оруденения на ее основе	216
С.В. Григорян, Р.Г. Оганесян, Г.Э. Федотова. Опыт прогнозирования скрытого полиметаллического оруденения на основе зональности его первичных ореолов	226
А.А. Рожнов, В.А. Лыткин, Е.И. Бузмаков, В.Я. Середя, В.И. Шибрик, Ф.Ф. Таранушич. О практическом использовании в поисковых целях особенностей метасоматической зональности на Жейремском рудном поле	230
А.С. Лапухов. Вертикальные ритмы зональности колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение	238

Медноколчеданные и другие медные месторождения

С.Н. Иванов, С.А. Рокачев. Гипогенная зональность руд колчеданных месторождений	244
В.П. Логинов. Зональность гидротермального изменения и рудоотложения на колчеданных месторождениях и ее возможное практическое значение	251
Г.А. Твалчрелидзе, В.И. Буадзе. Прогнозирование колчеданного оруденения на основе зональности месторождений (на примере Большого Кавказа)	262
И.М. Голованов. Типы зональности Алмалыкских меднопорфировых месторождений	272

УДК 553.061 + 553.061.13

Общие понятия и типизация эндогенной зональности рудных тел, месторождений и рудных полей. Соколов Г.А., Дубровский В.Н., Кигаи И.Н., Онтоев Д.О. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Обсуждаются некоторые общие понятия и термины, используемые при изучении зональности эндогенных рудных месторождений, важнейшие признаки и описательные категории зональности. Рассмотрены вопросы систематики зональности и выделены основные морфологические, хронологические и генетические типы локальной зональности.

Табл. 5, библиограф. 53 назв.

УДК 553.4 : 553.061.13

Генетические проблемы зональности гидротермальных рудных месторождений. Кигаи И.Н. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Автор приходит к выводу, что зональность в первую очередь обусловлена особенностями развития рудовмещающих структур в процессе одно- и многостадийного минералообразования. Структурная зональность является тем общим фоном, на котором, как правило в более ограниченном масштабе, проявляются прочие генетические типы зональности, вызванные влиянием на минералообразование температуры, давления, кислотности и окислительного состояния растворов, диффузии, гравитации, различий свойств вмещающих пород и других факторов.

Илл. 5, библиограф. 80 назв.

УДК 553.21/24

Термодинамические факторы образования рудной зональности. Маракушев А.А. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Для оценки миграционной способности металлов в гидротермальных растворах с образованием рудной зональности приводятся данные термодинамического расчета свободной энергии (ΔZ_{298}) образования простых катионов как меры химического сродства металлов к протону. На этой основе приводятся ряды кислотности-щелочности металлов в водных, водно-сероводородных и сероводородных растворах. Составлена диаграмма кислотности-щелочности металлов в координатах $-\mu_{\text{H}_2\text{S}}$ и $-\mu_{\text{H}_2\text{O}}$, которая позволяет оценивать наблюдаемые парагенетические ассоциации металлов и зональное их распределение по кислотно-основным характеристикам.

Табл. 2, илл. 6, библиограф. 22 назв.

УДК 553.27 + 553.3/4

Структурная зональность эндогенных рудных полей и месторождений. Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Сафронов Ю.Г. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Рассмотрены особенности зонального развития структуры в различных геологических условиях и основные факторы, определяющие возникновение структурной зональности; характер и внутреннее строение полей механических напряжений, всестороннее давление, температура и анизотропия физико-механических свойств геологической среды. Показано значение структурной зональности для оценки и поисков скрытого оруденения.

Илл. 7, библиограф. 22 назв.

УДК 550.84.09.165.53.065

Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений их практическое значение. Овчинников Л.Н., Григорян С.В., Баранов Э.Н. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

По результатам изучения первичных ореолов многочисленных месторождений гидротермального класса рассматривается геохимическая зональность ореолов и, в частности, обобщенный ряд зональности элементов. Рассмотрены также геохимические особенности

зон рассеянной рудной минерализации, используемые при интерпретации геохимических аномалий. На основе обобщения имеющегося опыта оценивается высокая геологическая и экономическая эффективность использования вертикальной зональности первичных ореолов при прогнозировании скрытого гидротермального оруденения.

Табл. 3, илл. 3, библиограф. 4 назв.

УДК 553.435+553.241.6

Проявление зональности в колчеданно-полиметаллических и грейзеновых месторождениях (на примере Казахстана). Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Рассматриваются особенности проявления зональности оруденения в некоторых региональных структурах (геотектогенах) Казахстана на примере полиметаллических и грейзеновых месторождений. Показаны различные ранги и порядки зональности рудных формаций, рудных полей, рудных тел, метасоматическая зональность и др., в зависимости от геологического строения рудоносных территорий, положения рудоносного интрузива, состава вмещающих пород и стадийности образования месторождений.

Табл. 2, илл. 7, библиограф. 13 назв.

УДК 553.061.13

Математические методы изучения зональности. Константинов Р.М., В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Приводится краткий обзор состояния вопроса и освещаются перспективы использования дискретного анализа при изучении рудной зональности. Рекомендуются исследование вариационных рядов месторождений и рудных тел с помощью тупиковых текстов и смещенного треугольника Паскаля с использованием ЭВМ.

Табл. 5, библиограф. 19 назв.

УДК 553.061.13+553.451

К вопросу о математическом описании зональности оруденения (на примере оловянных и вольфрамовых жильных и штокверковых месторождений). Неженский И.А., Денисенко В.К. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Рассматриваются основные морфологические типы рудных контуров указанных месторождений и особенности зонального распределения в их пределах рудных лент, поясов и "струй". На основе ореольной модели минерализации путем корреляционного анализа сделана попытка выявить количественные параметры структуры зональности с целью прогноза оруденения.

Табл. 1, илл. 4, библиограф. 16 назв.

УДК 553.452

Основные типы зональности оловорудных месторождений и их использование при прогнозе скрытого оруденения. Радкевич Е.А. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Рассмотрены типы зональности оловорудных месторождений касситерито-кварцевой и касситерит-сульфидной формации, отмечается сложное их сочетание и особенности проявления таковых с глубиной. Показана важная роль тектонического режима, температурного и других факторов в возникновении различных типов зональности.

Илл. 2, библиограф. 19 назв.

УДК 553.452

Температурная зональность оловорудных месторождений Дальнего Востока. Кокорин А.М., Кокорина Д.К. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Приводятся данные по определению температуры образования месторождений касситерито-силикатной формации Дальнего Востока по данным гомогенизации и декрепитации.

ции газовой-жидких включений в минералах. Установлен температурный градиент (5 на 100 м), обуславливающий температурную зональность минерализации, и некоторые параметры (состав и давление) рудообразования.

Табл. 1, библиограф. 8 назв.

УДК 550.84.092+553.0442553.45

Зональность первичных ореолов оловорудных месторождений и прогнозирование скрытого оруденения. Бельчанская Л.Н., Гетманский И.И., Григорян С.В., Кравченко Э.С., Морозова Т.А., Резников И.Н. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

По результатам изучения более 50 месторождений и рудопроявлений олова рассмотрены особенности вертикальной геохимической зональности первичных ореолов. Приводятся примеры использования такой зональности при прогнозировании скрытого оруденения.

Илл. 7.

УДК 553.452.

Зональность рудных тел касситерито-силикатно-сульфидных месторождений и причины ее возникновения. Некрасов И.Я., Тананаева Г.А. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Приведены новые данные об увеличении с глубиной в рудных телах месторождений касситерито-силикатно-сульфидной формации количества станнина по сравнению с касситеритом. Приведены результаты экспериментов, позволяющие прийти к выводу о том, что причиной подобной зональности являются изменения кислотности - щелочности растворов и активности иона.

Илл. 8, библиограф. 20 назв.

УДК 553.452

Зональность оруденения Комсомольского района. Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Коростылев П.Г., Асманов В.Я., Бакулин Ю.И., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Гореликова Н.В., Кокорина Д.К., Кушев Д.К., Огнянов Н.В., Семеньяк Б.И. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Освещены особенности региональной зональности района относительно Чалбинского гранитного плутона и характерные черты зональности рудных узлов и отдельных минерализованных зон. По направлению с юга на север отмечается закономерная смена типов минерализации от кварц-полевошпатового и грейзенового к кварц-турмалиновому с касситеритом, далее прожилковому со свинцово-цинковым оруденением. Установлены вертикальная зональность оруденения в пределах минерализованных зон и объемная зональность месторождений.

Илл. 4, библиограф. 3 назв.

УДК 553.452

Критерии перспективной оценки Хапчерангинского рудного узла (на основе зональности первичных ореолов). Таусон Л.В., Гундобин Г.М. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Приводятся характеристики типов первичных ореолов в пределах рассматриваемого узла, их зональное строение и геохимические критерии оценки перспектив рудоносных площадей.

Табл. 3, илл. 3.

УДК 553.452

Основные критерии прогнозирования и поисков скрытого вольфрам-оловянного оруденения в Юго-Восточной Киргизии. Габба Г.П., Дорошенко Н.И., Павловский А.Б., Семенов Г.И., Ставинский В.А. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Освещены основные поисковые критерии для прогноза скрытого оруденения – магматогенные, структурные, рудная зональность и эндогенные ореолы рассеяния. По совокупности признаков элементы–индикаторы оловянного оруденения подразделяются на надрудные, рудные и подрудные, что позволяет эффективно использовать их при поисках скрытых рудных тел.

Табл. 2, илл. 2, библ. 6 назв.

УДК 553.463

Локальная зональность вольфрамовых месторождений и ее значение для прогноза оруденения. Оягоев Д.О., Щеглов А.Д. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Освещаются основные типы горизонтальной, вертикальной и объемной зональности рудных полей, месторождений и рудных тел на примере некоторых детально изученных вольфрамитовых и шеелитовых месторождений СССР и зарубежных стран. Рассмотрены основные факторы возникновения и генетические типы зональности, возможность использования установленных закономерностей при поисках скрытого оруденения.

Илл. 11, библ. 39 назв.

УДК 553.462

Зональность эндогенных месторождений молибдена и ее значение при оценке оруденения. Покалов В.Т. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Приводится характеристика основных типов рудной зональности – региональной, локальной и отложения в месторождениях медно–молибденовой, молибденовой и вольфрам–молибденовой формаций. Локальная зональность месторождений обусловлена многостадийным процессом минерализации, а зональность отложения – главным образом градиентом температуры. Установлена зависимость масштабов месторождений от морфологии, размеров и глубины залегающих рудоносных интрузивов гранитоидов.

Илл. 9, библ. 6 назв.

УДК 553.462 + 553.463

Зональность в рудном поле Акчатау и прогнозирование скрытого оруденения. Зейлик Б.С. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

По гравиметрическим, геологическим и геохимическим данным делается прогноз о существовании скрытых на глубине рудоносных гранитов Акчатауского типа и связанное с ними молибдено–вольфрамовое оруденение. Наблюдаемая зональность геохимических ореолов и метасоматитов в надинтрузивной зоне и первые данные буровых работ подтверждают правильность такого прогноза.

Илл. 4, библ. 9 назв.

УДК 553.466 + 553.465 + 553.463

Вертикальная зональность редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами. Гинсбург А.И. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Освещаются закономерности проявления вертикальной зональности редкометалльных месторождений в различных геологических условиях. В условиях умеренных глубин установлены различные типы зональности для внутриинтрузивных, экзоконтактовых и надинтрузивных месторождений, что позволяет прогнозировать редкометалльное оруденение на глубину.

Илл. 5, библ. 9 назв.

УДК 550.84.092.1 : 553.493.45 (191)

Вертикальная зональность первичных геохимических ореолов бериллиевых месторождений и ее практическое значение. Ключев О.С. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Установлена качественно единообразная зональность ореолов изученных месторождений, что позволяет предполагать типовую последовательность формирования бериллиевого

оруденения различных генетических типов. Для определения уровня локализации скрытого оруденения рекомендованы количественные индикаторные показатели для конкретных типов оруденения. Предлагается способ определения формационной принадлежности геохимических аномалий бериллия.

Табл. 2, илл. 2.

УДК 553.442 + 553.441

Рудная зональность на свинцово-цинковых месторождениях СССР. Горжевский Д.И., Голева Г.А., Исакович И.З. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Рассматриваются закономерности проявления зональности оруденения на примере некоторых месторождений Алтая, Забайкалья и Кавказа, особенно в вертикальном направлении, по падению рудных тел, дается характеристика контрастности зональности по изменению величины парных отношений основных металлов в рудных телах.

Табл. 1, илл. 10, библиограф. 14 назв.

УДК 553.442

Зональность минерализации на свинцово-цинковых месторождениях скарновой формации Западного Карамазара. Вольфсон Ф.И., Дуброва И.В., Рахимов Ш.Х. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Дана краткая характеристика геологического строения и минерального состава Кансайского и Курусайского месторождений и особенности проявления вертикальной и горизонтальной зональности оруденения. Показано, что на вертикальном интервале до 1 км с глубиной исчезают минеральные ассоциации поздней стадии и возрастают комплексы минералов ранних продуктивных стадий. Это позволяет прогнозировать промышленные скарново-сульфидные руды на глубоких горизонтах западного фланга рудного узла.

Илл. 6.

УДК 553.435+553.442

Первичная структурная и минералого-геохимическая зональность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Гармаш А.А., Рубо Г.Л. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Зональность рассматриваемых месторождений объемна и ее вектор закономерно ориентирован в пространстве от рудоконтролирующих разломов и узлов их пересечения к областям преимущественного развития межпластовых дислокаций. Структурная зональность проявлена в направленном изменении формы рудных тел (секущие, комбинированные, межпластовые), а минералого-геохимическая – в смене типов руд (медноколчеданные, медно-цинковые, полиметаллические, барит-полиметаллические, борнит-халькозин-серебряные). Вводится понятие об "аномальном геохимическом поле" (АП), сочетающим в себе концентрированные скопления металлов (рудные тела) и эндогенные ореолы.

Илл. 4, библиограф. 12 назв.

УДК 553.442

Первичная зональность в районе месторождения Канмансур и прогнозирование скрытого оруденения на ее основе. Бакланов А.М., Байков В.Н., Краснов Е.Г., Мясников В.С. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Приводится характеристика вертикальной и горизонтальной зональности медно-висмутно-свинцово-цинкового оруденения в пределах рудного поля и в отдельных рудовмещающих разломах. На основе прогнозной карты, составленной с учетом зонального распределения минеральных комплексов, выявлены новые перспективные рудопроявления.

Табл. 1, илл. 6, библиограф. 3 назв.

УДК 550.84.092.1+553.044

Опыт прогнозирования скрытого полиметаллического оруденения на основе зональности его первичных ореолов, Григорян С.В., Оганесян Р.Г., Федотова Г.Э. В кн.:

Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Рассмотрены примеры использования вертикальной зональности первичных ореолов при прогнозировании скрытого полиметаллического оруденения, иллюстрирующие высокую геологическую и экономическую эффективность практического использования этого критерия.

Табл. 3, илл. 2.

УДК 553.442 + 553.447

О практическом использовании в поисковых целях особенностей метасоматической зональности на Жайремском рудном поле, Рожнов А.А., Лыткин В.А., Бузманов Е.И., Середа В.Я., Шибрик В.И., Таранушич Ф.Ф. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

Установлена сходная концентрическая метасоматическая зональность в строении трех месторождений, обусловленная наложением на первичные осадочные железо-марганцевые и бедные цинковые руды поздней свинцово-цинково-баритовой минерализации. В фокусе зональности расположены безрудные кварцевые и кварц-баритовые метасоматиты, а наиболее богатые свинцово-цинковые руды приурочены к зоне затухания баритизации. Прогноз скрытого оруденения на основе выявленной зональности подтвержден на примере Восточного месторождения.

Илл. 7, библиограф. 4 назв.

УДК 553.442+553.447

Вертикальные ритмы зональности колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение, Лопухов А.С. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения". Изд-во "Наука", 1975.

Описывается вертикальная ритмическая зональность в распределении металлов и линейных запасов в рассматриваемых месторождениях, при этом резко преобладает двух- и трехритмовая зональность. Показана различная протяженность на глубину и изменчивость высоты отдельных ритмов, зависящие от геологоструктурных, литологических и других факторов. Подчеркнута важность учета установленных закономерностей для прогноза скрытого оруденения.

Илл. 3, библиограф. 8 назв.

УДК 553.43

Гипогенная зональность руд колчеданных месторождений, Иванов С.Н., Рокачев С.А. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

В рудах колчеданных месторождений выделены следующие типы зональности: а) фациальная зональность отложения, б) стадийная зональность более позднего тектонического раскрывания, в) метаморфическая и г) комбинированная. Фациальная зональность отложения является первичной и обусловлена гидротермально-осадочным отложением рудного вещества вокруг центральных источников на дне моря. Усиление регионального метаморфизма приводит к все большему исчезновению первичной фациальной зональности отложения и появлению зональности типов б и в, имеющих много общего с зональностью жильных гидротермальных месторождений.

Илл. 3, библиограф. 17 назв.

УДК 553.661.2+553.435+553.446

Зональность гидротермального изменения и рудоотложения на колчеданных месторождениях и ее возможное практическое значение, Логинов В.П. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

В околорудных метасоматических колонках различаются четыре минеральных типа, которые коррелируются с некоторыми особенностями вещественного состава колчеданных

руд. Рассматриваются типичные проявления как многостадийной, так и фациальной зональностей рудоотложения, а также некоторые примеры рудной зональности метаморфогенного происхождения. Различаются два крайних типа эндогенной зональности колчеданных месторождений в зависимости от первичного наклона геологических структур, контролировавших локализацию метасоматического изменения и рудоотложения. Сделан прогноз на основе предварительно выявленных элементов эндогенной зональности разведываемых месторождений.

Илл. 3, библи. 73 назв.

УДК 553.661.2+553+435 + 553.446

Прогнозирование колчеданного оруденения на основе зональности месторождений и вмещающих пород (на примере Большого Кавказа). Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

В геосинклинальных подзонах палеозойского возраста с тенденцией прогибания отлагались преимущественно основные вулканы и возникали серно- и медноколчеданные залежи, тогда как в подзонах меньшего прогибания и относительного воздымания распространены кислые вулканы и возникают медно-цинковые колчеданные залежи. Другим основанием локальных прогнозов является симметрично-зональное расположение типов рудоносных толщ относительно поперечных прогибов. В качестве третьего поискового критерия может быть использована локализация железистых силицитов, которые фациально сменяются по простираению сульфидными рудами, а также безжелезистых силицитов, залегающих стратиграфически выше рудных тел - над ними. Симметрично-зональные метасоматические колонки указывают местонахождение метасоматических рудных тел, а асимметричные колонки - гидротермально-осадочных рудных тел.

УДК 553.43

Типы зональности Алмалыкских меднопорфировых месторождений. Голованов И.М. В кн.: Проблемы зональности эндогенных рудных месторождений и прогноз скрытого оруденения. Изд-во "Наука", 1975.

В хорошо изученном Алмалыкском рудном районе различаются следующие типы зональности: 1) рудных месторождений, 2) минеральных типов меднопорфировой рудной формации, 3) морфологии рудных тел, 4) окolorудных метасоматитов, 5) рудных и жильных минералов, 6) геохимических ореолов. Установленные закономерности проявления зональности раскрывают новые возможности прогнозирования скрытого золото-молибденово-медного оруденения.

Табл. 2, библи. 15 назв.

37.02

1780