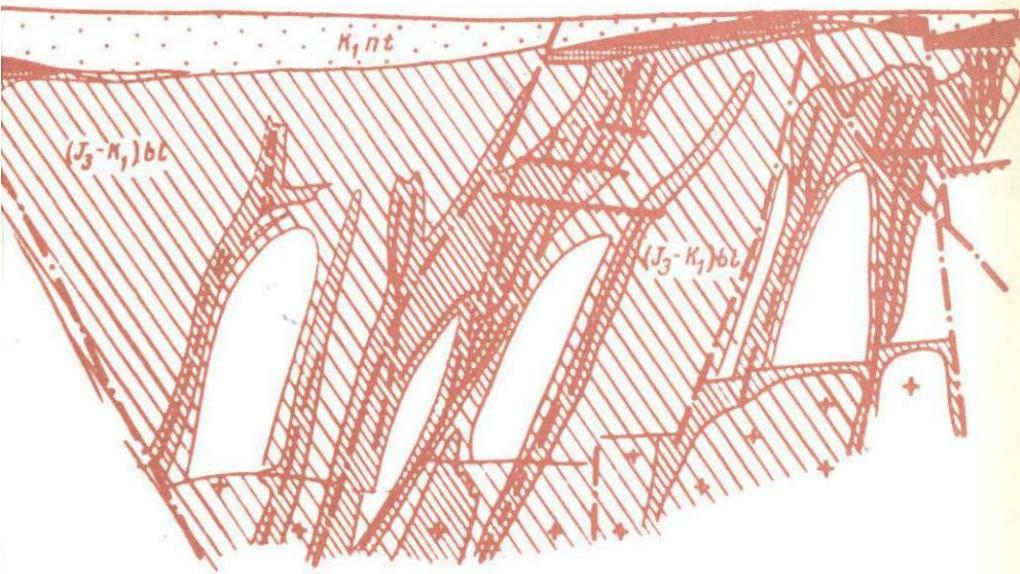


ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Трудового Красного Знамени Институт
геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

4390

Ответственный редактор
доктор геол.-минерал. наук В.И. КАЗАНСКИЙ



Москва
"Наука"
1984



В сборнике освещены закономерности проявления вертикальной зональности ряда поздне- и постмагматических месторождений, сформировавшихся в различных геологических условиях. Даны детальная характеристика вертикальной и объемной зональности оруденения глубоковскрытых (до 1000–1500 м и более) месторождений различного типа (хромитовых, апатит-ильменитовых, молибденовых, молибдено-вольфрамовых, свинцово-цинковых, флюоритовых и др.). Основной акцент сделан на освещение изменчивости с глубиной минерального и химического состава руд, околоврудных метасоматитов и геохимических ореолов, а также геологических факторов локализации оруденения (структурных, литологических, петрофизических, магматических и др.). Полученные данные и выявленные закономерности могут быть использованы при разработке научных методов глубинного прогноза магматогенного оруденения.

Рецензенты:

А.В. ДРУЖИНИН, И.Н. ТОМСОН

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Утверждено к печати

Институтом геологии рудных месторождений,
Петрографии, минералогии и геохимии

Редактор Г.А. Ульянов. Редактор Л.М. Бекасова

Художник А.А. Пукьяненко. Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технический редактор И.И. Джоева. Корректор Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатывающих автоматах

ИБ № 27935

Подписано к печати 22.11.84. Т 22610 Формат 60 x 90 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Универс. Печать офсетная

Усл.печл. 14,0. Усл.кр.-отт. 14,2. Уч.-издл. 18,3

Тираж 750 экз. Тип. зак. 1958. Цена 2 р. 80 к.

Издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034 Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

В триаде рудообразующих систем — источники-перенос-отложение наиболее детально изучено последнее составляющее. Однако закономерности рудоотложения с той или иной достоверностью выявлены главным образом для верхней приповерхностной части континентальной коры до глубины 0,5–1 км и редко до 3–4 км. Изучение рудообразующих процессов в более глубинных (1–5 км) частях рудоносных территорий только начинается.

В связи с отчетливой тенденцией к истощению запасов редких, цветных и благородных металлов в самых верхних частях земной коры возникает актуальная задача поисков эндогенного оруденения в более глубоких частях рудоносных территорий. Ее можно решать двумя путями: 1) открытие новых, скрытых и глубокозалегающих месторождений и рудных тел в пределах новых и известных рудных районов; 2) разведка нижних и глубоких горизонтов разрабатываемых рудных месторождений.

В обоих случаях весьма важное значение приобретает знание закономерностей поведения с изменением глубины не только тектонических, магматических и геологоструктурных условий локализации оруденения, но и самих процессов рудообразования в различных динамических и физико-химических режимах. Таким образом, элементный и минеральный состав руд магматогенных месторождений, сопровождающих их окорудных метасоматитов и геохимических ореалов, а также физико-химические условия процессов рудоотложения являются наиболее существенными критериями глубинного прогноза оруденения.

Систематизированное исследование проблемы вертикальной зональности магматогенного оруденения является составной частью решения общей проблемы глубинного рудообразования. К сожалению, в литературе нет специализированных работ, посвященных рассматриваемой проблеме.

Настоящий сборник является первой попыткой обобщить данные по вертикальной зональности оруденения и, в какой-то мере, восполняет указанный выше пробел. Задачей авторов было выявление особенностей проявления вертикальной зональности магматогенного оруденения на примере месторождений различных генетических и формационных типов с целью разработки научных основ глубинного прогноза оруденения.

Авторами использованы как собранные ими материалы по месторождениям, разведенным и вскрытым до глубины 1–1,5 км, реже более, так и литературные данные. Акцентируя основное внимание на изменчивости магматогенного оруденения по вертикали, авторы работы в то же время рассматривают зональность в более широком плане — по латерали и в трехмерном пространстве, т.е. в объеме рудных тел, месторождений, рудных полей и узлов. Изучение именно объемной зональности оруденения представляет большой интерес для прогнозирования.

В водной части работы (Д.О.ОНТОЕВ) рассмотрены общее состояние проблемы, принципы систематики явлений вертикальной зональности и основные ее типы. По масштабу проявления выделены три группы (класса) вертикальной зональности: глобальная рудно-петро-геохимическая, региональная и локальная. Подчеркнуто, что изменения с глубиной геологиче-

ских условий локализации оруденения обусловливают возникновение новых типов вертикальной зональности — ярусной, кальдерной, ритмической и др. Эти данные, а также выявленные ряды зональности и критерии оценки корневых частей месторождений и полей имеют существенное значение для глубинного прогноза оруденения.

Некоторые статьи общего характера посвящены анализу структурно-петрофизических полей (Ю.Г.Сафонов и А.А.Пэк) и метасоматических формаций (В.Л.Русинов), а также вертикальной зональности оруденения в различных температурных и глубинных условиях. В статье В.Г.Руткевич по материалам глубинного бурения (3500 м) рассмотрены особенности проявления вертикальной зональности натрового метасоматоза и минерализации на фоне зональности метаморфических процессов.

Использование математических методов при анализе вертикальной зональности оруденения и разработка ее математической модели рассмотрены в статье В.И.Рехарского и др. на примере Каджаранского медно-молибденового месторождения.

Новым фактором в возникновении вертикальной зональности оруденения является динамический, в частности, расслоение (сепарация) вещества в рудно-силикатных и флюидно-гидротермальных системах. Это явление освещено в статьях Г.П.Прокурина и И.И.Григорьевой, изучавших соответственно апатит-ильменитовое месторождение в габброидах и хромитовое в ультрабазитах, разведенных до глубины 1,4–1,7 км. В первом случае установлена четкая объемно-концентрическая зональность оруденения в относительно небольших кругопадающих телах рудоносных габброидов, расположенных в зонах верхнепротерозойской активизации. Во втором случае выявлена слабоконтрастная зональность оруденения по падению мощной пологопадающей дунит-хромитовой залежи.

В гидротермальных системах расслоение вещества фиксируется в особенностях вертикальной зональности рудоносных грейзенов Акчатауского месторождения (статья В.В.Ширкунова) и проявлении ритмической вертикальной зональности на Кочбулакском месторождении (статья В.А.Коваленка).

В других статьях настоящего сборника показаны особенности проявления вертикальной, объемной и ярусной зональности оруденения в молибдено-вольфрамовых месторождениях Джидинского района (Д.О.ОНтоев), в скарново-свинцово-цинковых месторождениях Дальнегорского района в Приморье (М.Г.Добровольская), своеобразная кальдерная зональность в некоторых рудных районах Карамазара (Г.А.Тананаева), зональность флюоритового месторождения Наугарзан, Средняя Азия (Г.Н.Комарова) и свинцово-цинковых телетермальных месторождений на платформах (В.В.Архангельская).

Д.О. Онтоев

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вопросы изменения с глубиной состава первичных руд эндогенных месторождений давно привлекали внимание геологов-рудников. Важные эмпирические данные были получены в середине и конце XIX в. и начале XX в. на примере жильных магматогенных месторождений Европы (Корнуолл, Рудные Горы и др.) и других регионов. Первые научные обобщения по проблеме были сделаны Сперром и Эммонсом. Значительный вклад в развитие теории зональности рудных месторождений внесли работы Ю.А. Билибина, Е.А. Радкевич, О.Д. Левицкого, В.И. Смирнова, С.С. Смирнова, Ч. Парка и многих других советских и зарубежных исследователей. В течение 50–70-х гг. исследования по проблеме зональности эндогенных месторождений получили широкое развитие как в СССР, так и в зарубежных странах. Наряду с интенсивным изучением собственно рудной зональности, широким фронтом проводились исследования метасоматической зональности, в частности, околоврудных метасоматитов (Д.С. Коржинский, В.А. Жариков и др.), а также зональности первичных геохимических ореолов рудных месторождений (Л.Н. Овчинников, С.В. Григорян [21]). Анализу и обобщению разносторонних исследований по зональности оруденения, в том числе и по вертикальной зональности, были посвящены Международный симпозиум в Праге (1963 г.) и два Всесоюзных совещания в Москве (первое в 1958 г. и второе в 1972 г.). Отдельные аспекты проблемы зональности рассматривались на других специализированных конференциях и совещаниях в СССР и других странах. Наиболее важные результаты этих исследований освещены в трудах этих совещаний и симпозиумов [4, 16, 27], в монографиях коллектива авторов ИГЕМ АН СССР [12, 37], отдельных исследователей [17, 22, 32], в тематических сборниках [10, 13, 21] и многочисленных статьях в советских и зарубежных периодических изданиях.

В настоящее время вопросы вертикальной зональности эндогенного (и в частности, магматогенного) оруденения приобретают весьма актуальное значение при разработке научных основ глубинного прогноза оруденения. Современная техника позволяет успешно разрабатывать рудные месторождения жильного типа до глубины 2–4 км, а штокверкового – до 1 км. В течение предстоящих десятилетий (30–50 лет) едва ли можно ожидать, что глубина отработки месторождений превысит 5 км. Тем не менее прогнозная оценка перспектив магматогенного оруденения глубинных частей (1–5 км) рудоносных территорий с помощью сверхглубоких и глубоких буровых скважин и геофизических методов исследований играет важную роль в плане расширения минерально-сырьевой базы на ближайшее и отдаленное будущее.

Проблема глубинного прогноза магматогенного оруденения включает много аспектов, среди которых наиболее важными, по нашему мнению, являются:

- глубинные уровни зарождения и формирования рудоносных магматических комплексов как источников рудного вещества;
- влияние глубинного строения геологических структур на особенности проявления магматизма и связанного с ними оруденения;
- время, место и глубина отделения рудообразующих элементов в процессе эволюции состава магматических очагов разных глубинных уровней;
- вертикальная зональность магматогенных месторождений;
- соотношения между глубиной формирования магматогенных месторождений, вертикальным диапазоном и вертикальной зональностью оруденения;
- важнейшие критерии и признаки глубинного прогноза магматогенного оруденения.

Не останавливаясь на всех аспектах проблемы глубинного прогноза оруденения, отметим лишь некоторые ее моменты, уделив основное внимание вертикальной зональности магматогенных месторождений. К настоящему времени накоплен обширный и богатый фактический материал по закономерностям проявления магматизма и ассоциированного с ним оруденения в различных геологических структурах, слагающих верхние части континентальной и океанической коры — на древних платформах и щитах, складчатых поясах фанерозоя, областях тектономагматической активизации, в срединно-океанических хребтах, в островных дугах, офиолитовых поясах и др. Методами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) выявлены особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии в пределах крупных геологических блоков в различных регионах Союза — мощность коры, соотношения "гранитного" и "базальтового" слоев, глубины поверхностей Конрада и Мохо и другие параметры. За последние годы начато бурение сверхглубоких (СГС) и глубоких (ГС) скважин в рудоносных районах.

Обобщение данных по глубинному строению типовых рудных районов Союза и условиям формирования эндогенного оруденения приведено в коллективной монографии сотрудников ИГЕМ [8]. Показано, что эндогенное оруденение в континентальной части коры прослеживается на большие глубины (вплоть до 6–10 км от современной поверхности), что гетерогенность коры с различной металлогенической специализацией обусловлена историей геотектонического развития районов и особенностями глубинного их строения. Подчеркнуто исключительно важное значение сквозьструктурных и региональных разломов различной глубинности заложения (верхнемантийные, нижнекоровые и др.) в локализации рудоносных магматических комплексов и ассоциированных с ними месторождений.

С учетом общего зонального строения литосферы и отдельных ее сегментов могут быть намечены следующие глубинные уровни зарождения и формирования рудоносных магматических комплексов: верхнекоровый, существенно салический (гранитоидный); нижнекоровый, мафический (базальтоидный); промежуточный мафически-салический; верхнемантийный; нижнемантийный; смешанный мантийно-коровый. В соответствии с этими уровнями представляется важным выделить *глобальную вертикальную рудно-петро-геохимическую зональность* [19]. В размещении источников рудного вещества магматогенных месторождений.

Наиболее важной задачей исследований по глобальной вертикальной зональности является выяснение доли участия или количественной роли рудного вещества разных источников при образовании магматогенных месторождений. Решение этой задачи может быть осуществлено методами изотопной геологии, в частности, изучением изотопов водорода (дейтерия, трития), кислорода, углерода, гелия, стронция, неодимия и др.

Размещение магматогенного оруденения различных генетических и формационных типов в разных геологических структурах отдельных провинций и регионов обуславливает возникновение *региональной латеральной зональности оруденения*, описанной в работах многих исследователей в СССР и за рубежом.

Наряду с латеральной, очевидно, существует *вертикальная региональная зональность оруденения*, обусловленная влиянием глубинного строения блоков земной коры. Однако эта проблема практически еще не исследована. В литературе имеются лишь единичные указания [20, 33] на изменчивость оруденения по вертикали в связи с глубинным строением коры. Такая зональность может быть причинно связана с особенностями структурных элементов не только всей коры, но и верхней ее части кристаллического фундамента, структурно-литологической неоднородности в строении дислоцированного комплекса фанерозоя (структурные этажи и ярусы), платформенного чехла и др.

Вследствие этого для глубинного прогноза магматогенного оруденения приобретает актуальное значение всестороннее изучение региональной вертикальной зональности крупных рудоносных территорий (провинций, регионов).

Для собственно магматических месторождений (хромитовые, медно-никелевые, титано-магнетитовые, ильменитовые и др.) характерен преимущественно сингенетический характер оруденения с вмещающими их магматическими породами, хотя в ряде случаев в силу явлений ликвации и расслоения вещества рудные залежи и тела по благоприятным трещинным зонам проникают во вмещающие породы (гистеромагматический тип месторождений, по А.Н.Заварицкому).

Однако для большинства постмагматических месторождений оруденение обычно эпигенетическое, отчетливо наложено на магматические образования, особенно ранних фаз внедрения. Имеющиеся данные о сопряженности во времени процессов магматизма и оруденения показывают, что в процессе многофазного формирования того или иного рудоносного магматического комплекса промышленное оруденение проявляется только после внедрения определенных типов пород. Так, в молибдено-вольфрамовых месторождениях Забайкалья (Джиды, Бом-Горхон) молибденовое оруденение образовалось после внедрения даек гранит-порфиров II фазы, а вольфрамовое — после внедрения даек сиенит-порфиров [22]. На медно-порфировом месторождении Бингем (США), ассоциированном с многофазным штоком монцонитоидов третичного возраста, медное оруденение образовалось лишь после инъекции кварцевых монцонит-порфиров [35]. На некоторых редкоземельных месторождениях (Маунтин-Пасс, США; МНР), связанных с вулканоплутоническими комплексами базальтоидно-щелочных пород калиевого ряда, комплексное редкоземельное оруденение проявляется после формирования щелочных вулканитов и их пирокластов, интрузивов сиенитов и щелочных гранитоидов, но непосредственно после внедрения малых интрузивов (штоки, дайки) шонкинитов [25].

Таким образом, в процессе формирования рудоносных магматических комплексов в глубинных частях магматических камер (или очагов) происходит эволюция состава магматических расплавов в сторону увеличения (или уменьшения) их кислотности, щелочности и других параметров состояния магматической системы. Именно в моменты подобной инверсии параметров, особенно в связи с проявлениями тектонических импульсов и изменением давления, происходит отделение рудообразующих веществ от магм. При этом глубины отделения рудных элементов могут колебаться в широких пределах, от 0,5–1 до 1,5–2 км (в близповерхностных место-

рождениях) до 3–4 км (в гипабиссальных) и более (в мезоабиссальных и абиссальных) от палеоповерхности Земли. Поэтому разработка критериев и признаков глубины не только формирования, но и вероятного отделения рудообразующих веществ от магматического очага приобретает важное значение для оценки перспектив оруденения на глубину.

СИСТЕМАТИКА ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МАГМАТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ¹

При характеристике вертикальной зональности оруденения мы придерживаемся понятий и соответствующей терминологии, разработанных и предложенных коллективом сотрудников ИГЕМ (Г.А. Соколовым, В.Н. Дубровским, И.Н. Кигаем и Д.О. Онтоевым) в сборнике "Прогнозирование скрытого оруденения" [27] с дополнениями и уточнениями, внесенными другими исследователями [17, 28]. В отношении некоторых новых понятий и терминов, встречающихся в данной работе, будут даны пояснения по ходу изложения материала.

В основу систематики положены две группы явлений: 1) изменения с глубиной ведущих признаков или параметров зональности; 2) изменения с глубиной основных генетических факторов возникновения зональности.

К первой группе относятся такие признаки, как изменение вещественного состава оруденения и текстур и структур руд, геологических условий локализации оруденения и морфологических особенностей распределения оруденения в пространстве. Ко второй группе относятся такие факторы, как временной интервал оруденения, геологические, физико-химические и другие факторы образования зональности.

Общая схема систематики вертикальной зональности магматогенных рудных месторождений приведена в таблице.

Изменение с глубиной вещественного состава оруденения фактически отражает сущность явления вертикальной зональности, ее характеристику или параметры. Зональность по рассматриваемому признаку может проявляться на различных уровнях: на уровне элементов – в изменении химического состава руд (ведущих и сопутствующих компонентов), элементов-примесей в минералах и состава первичных геохимических ореолов; на уровне минералов – в изменении типоморфных свойств и особенностей минералов; на уровне парагенезисов минералов, слагающих руды и околосрудные метасоматиты; на уровне минеральных комплексов, продуктов образования различных стадий и этапов минерализации. С учетом этого выделяются следующие типы вертикальной вещественной зональности: 1) рудно-минеральная: типоморфных свойств минералов и их парагенезисов; химического состава руд и соотношений основных их компонентов; 2) метасоматическая: предрудных и синрудных (околосрудных) метасоматитов; 3) геохимическая: первичных геохимических ореолов; элементов-примесей и их соотношений в рудах, околосрудных метасоматитов и минералах; 4) текстур и структур руд.

Выделенные типы вертикальной зональности несут весьма ценную информацию об изменчивости с глубиной процесса минерализации и оруденения.

Не останавливаясь на характеристике выделенных типов зональности, отметим лишь некоторые, особенно новые типы зональности, имеющие отношение к глубинному прогнозированию оруденения.

¹ Здесь и далее имеется в виду зональность в пределах рудных районов, узлов, полей, месторождений и рудных тел.

Схема систематики вертикальной зональности магматогенных рудных месторождений

I. Тип зональности по изменению с глубиной вещественного состава оруденения			II. Генетический тип зональности по факторам образования		
геологических условий локализации оруденения	морфологических особенностей оруденения	временным	геологическим	физико-химическим, динамическим и др.	
1. Рудно-минеральная; типоморфных свойств минералов и их парагенезисов; химического состава руд и соотношений основных их компонентов 2. Метасоматическая предрудных и синрудных (околорудных) метасоматитов 3. Геохимическая первичных геохимических ореолов; элементов-примесей и их соотношений в рудах и минералах 4. Текстур и структур руд	Ярусная, кальдерная, структурная	Асимметрическая, симметрическая, концентрическая (чехловая), аркообразная ритмическая прямая, обратная	Полициклическая, многоэтапная (пульсационная), одностадийная, (фашиальная)	Литогенная структурогенная, метаморфогенная, водознавенильная	Концентрационная, сепарационная, термо-генная, барогенная, ацидо-генная, редоксогенная

**О НЕКОТОРЫХ ТИПАХ
ВЕРТИКАЛЬНОЙ ВЕЩЕСТВЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ**

Исследователям рудных месторождений хорошо известны явления прямой, обратной и концентрической (чехловой) зональности в рудных телах и месторождениях по относительному расположению по вертикали ранних и поздних минеральных ассоциаций, образовавшихся в одну или несколько последовательные стадии минерализации. Во многих месторождениях и рудных телах весьма контрастно проявлены асимметричные подрудные, рудные и надрудные зоны, выявляемые как по минеральному составу рудных тел и сопровождающих околорудных метасоматитов, так и по элементам-примесям в минералах и по геохимическим ореолам.

За последние годы в работах советских и зарубежных исследователей, в частности в работах Ю.М. Столярова [38], отмечается широкое распространение в ряде гидротермальных месторождений первичных сульфатов, главным образом, ангидрита, локализованных преимущественно на нижних

их горизонтах. Количество сульфатов в составе рудных тел, жил и прожилков составляет 20–30%, а иногда достигает почти 40–30% объема жильно-рудной массы. По восстанию рудных тел сульфаты постепенно сменяются различными сульфидами, ближе к средним и верхним горизонтам месторождений ангидрит гидратирован с образованием гипса, а затем практически исчезает. В результате этого возникает своеобразная вертикальная сульфидно-сульфатная зональность рудных тел и месторождений. Природа подобной зональности окончательно еще не выяснена. Вероятно, она связана с увеличением температурных условий минерализации с глубиной, так как сульфатная форма серы в растворах, по данным А.Г.Бетехтина, устойчива при высоких температурах, с понижением которой она переходит в сульфидную серу (S^{2-}).

Зональность, связанная с изменением с глубиной химического состава руд, в частности, содержаний основных и сопутствующих элементов, достаточно широко известна. Наиболее контрастно она выявляется по парным соотношениям элементов в рудах, таким как Pb/Zn , Zn/Cu , Zn/W , Cu/Sn , Ag/Au и др. Однако детальный статистический анализ поведения с глубиной основных элементов в рудах ряда гидротермальных месторождений, выполненный некоторыми исследователями (А.С.Лапухов [17]) на основе обработки десятков и сотен тысяч проб с помощью ЭВМ, выявил сложный волновой характер распределения рудных компонентов, обусловливающий **вертикальную ритмическую зональность оруденения**. Сущность ее состоит в том, что максимумы концентраций отдельных элементов и их линейных запасов образуют зональную колонну, неоднократно повторяющуюся по восстанию рудных тел и месторождений на нескольких уровнях, отстоящих друг от друга на сотни метров. Так, на колчеданно-полиметаллических месторождениях наблюдается двух-четырехкратное ритмическое повторение зональной колонны типа $Fe \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ba$ [17].

Сходная, но несколько иная ритмическая зональность отмечается на золоторудных (см. статью В.А.Коваленка в настоящем сборнике) и некоторых других гидротермальных месторождениях [1]. Возникновение такой зональности, вероятнее всего, обусловлено сложным сочетанием внутренней динамики рудообразующей системы с благоприятными структурно-литологическими условиями локализации оруденения. Значение вертикальной ритмической зональности для прогноза оруденения на глубину, в частности, при оценке перспектив нижних горизонтов, представляется достаточно весомым.

О вертикальной зональности окорудных метасоматитов. Существенный вклад в изучение вертикальной зональности метасоматических формаций внесли исследования Д.С.Коржинского, Н.И.Наковника, В.А.Жарикова, Г.Н.Щербы, Д.В.Рундквиста и др. Имеется обширная литература по характеристике особенностей смены с глубиной метасоматитов месторождений. Многие аспекты такой зональности освещены в трудах четырех Всесоюзных совещаний по метасоматозу (1966 г., 1970 г., 1972 г., 1979 г.). По отношению к оруденению метасоматические формации подразделяются на три группы: 1) рудоносные метасоматиты с сингенетической вкрапленностью рудных минералов; 2) окорудные метасоматиты, сопровождающие рудные тела; 3) безрудные метасоматиты (Д.В.Рундквист и др.).

Вопросы вертикальной зональности окорудных метасоматитов рассмотрены в коллективной монографии [3] и в статье В.Л.Русинова (см. настоящий сборник). Не останавливаясь на всех аспектах вертикальной метасоматической зональности кратко рассмотрим некоторые новые моменты в этом вопросе. За последние годы в ряду рудных районов СССР обнаружено широкое развитие своеобразных биотитовых метасоматитов

в над- и оклоинтрузивных зонах среди терригенно-осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных толщ. Сходные биотитизированные породы раньше рассматривались как "контактовые роговики", возникшие в результате контактово-метаморфического процесса. Однако детальное изучение биотитовых метасоматитов и биотитизированных пород в оловорудных полях Приморья (Ю.М.Размахнин и Э.М.Размахнина [30]), Комсомольского района [10], в рудоносных зонах Приамурья [34] и других регионах показали, что они имеют метасоматическое происхождение, образуют достаточно мощные (до 200–300 м) и протяженные (до 2–3 км и более) зоны, приуроченные, как правило, к зонам разлома и вмещающие жильно-рудные тела различного типа. В ряде случаев биотиты имеют более древний возраст, чем рудоносные гранитоиды и образовались до внедрения последних.

По данным В.Л.Русинова и др. [34], биотитовые метасоматиты образовались в результате железо-магнезиально-калиевого метасоматоза с привносом растворами железа, магния и калия и выносом, главным образом, натрия и кальция. Вместе с тем эти биотитовые метасоматиты характеризуются повышенным содержанием рудных элементов, в частности, олова и др. Некоторые исследователи [30] даже считают их источниками олова при формировании оловорудных месторождений. Пространственное положение биотититов среди других метасоматитов различно. В большинстве случаев биотитовые породы встречаются на нижних горизонтах месторождений, сменяясь вверх по восстанию либо пропилитами, либо серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами.

Весьма примечательно, что крутопадающие силикатно-сульфидно-кассiterитовые жилы оловорудных месторождений Приморья (Кавалеровский район) с глубиной при переходе из пропилитизированных и серицитизированных пород в биотитовые метасоматиты практически выклиниваются. Однако в зоне развития биотититов появляется новый тип оловянного оруднения, локализованного в иных структурах, чем основные жилы, создавая в целом ярусную зональность оруднения [13, 28, 29].

Нами на нижних горизонтах Мало-Ойногорского вольфрам-молибденового месторождения (Западное Забайкалье) (см. настоящий сборник) установлены биотитовые метасоматиты, которые образуют крутопадающие сетчато- прожилковые зоны среди регионально-метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщи – амфиболизированных порfirитов, сланцев и кварцитов. При этом биотиты отчетливо рассекаются мелкими трещинными телами гранитов, содержащих ксенолиты биотитовых пород. В свою очередь, последние подвергаются скарнированию и синрудному метасоматозу. Таким образом, четко устанавливается время образования биотитовых метасоматитов – до внедрения рудоносных гранитоидов, но отчетливо позднее регионального метаморфизма. Геохронологические данные показывают, что возраст биотитовых метасоматитов идентичен возрасту рудоносных гранитоидов.

Приведенные данные позволяют предполагать, что биотитовые метасоматиты образовались в результате воздействия на вмещающие породы флюидной системы, богатой железом, калием, фтором и др., еще на ранней магматической стадии при прохождении головной части магматической колонны. Следовательно, эти образования можно отнести к продуктам метасоматоза магматической или метамагматической стадии, по терминологии Д.С.Коржинского. В целом изучение этих своеобразных биотитовых метасоматитов находится лишь в начальной стадии. Многие вопросы, касающиеся закономерностей их проявления в различных геологических средах, соотношения их с оруднением и с другими метасоматическими

процессами, условий их образования, положения биотититов в ряду общей вертикальной зональности и другие, требуют еще всестороннего исследования. Тем не менее большое значение биотитовых метасоматитов при анализе вертикальной зональности оруденения и при глубинном прогнозировании очевидно.

Изменения типоморфных особенностей минералов и минеральных прагенезисов широко используются при анализе горизонтальной и вертикальной зональности оруденения, при оценке степени эрозионного среза и оценке перспективности оруденения с глубиной [4, 27]. Наиболее полно и в сжатой форме обобщение по этому вопросу сделано А.И.Гинзбургом с соавторами [7], которые выделяют следующие основные типоморфные признаки минералов для оценки среза рудных тел и зональности оруденения: а) изменение с глубиной морфологии кристаллов различных минералов (кассiterита, флюорита, киновари и др.); б) изменение состава минералов и элементов-примесей в них, в частности, железистости слюд, содержания Mn и TR в флюоритах, Re в молибденитах, Pb и Ba в калиевых полевых шпатах, In и Nb в кассiterитах, Ag, Bi и Sb в галенитах и т.д. Так, в кассiterитах с глубиной уменьшается содержание In и увеличивается Nb, в галенитах — с глубиной возрастает содержание Bi и уменьшается Sb, в калиевых полевых шпатах (пегматиты, апограниты) с глубиной уменьшается содержание Pb, а Ba — увеличивается. В указанных случаях наиболее информативными являются индикаторные отношения элементов, например, In/Nb в кассiterитах, Sb/Bi в галенитах и Pb/Ba в калиевых полевых шпатах; в) изменения с глубиной физических свойств минералов — парамагнитных, электрохимических (термо-ЭДС) и др. Так, установлено, что электропроводимость пирита из верхних горизонтов гидротермальных месторождений дырочная (ρ -тип), а из нижних — электронная (λ -тип); у арсенопирита наблюдается обратная картина (В.И.Красников и др.); г) вариации концентраций летучих компонентов и состава газово-жидких включений в минералах. Наиболее информативными являются отношения $F^-/(OH)^-$ в слюдах, топазе, апатите и др., парные и мультиплексивные отношения катионов в водных вытяжках, например, $HCO_3^- : Cl^-$; $(Na^+, K^+, Li^+) / (Ca^{2+}, Mg^{2+})$ и др., газовых составляющих во включениях, в частности, соотношения восстановленных и окисленных форм углерода (CH_4/CO_2 и др.) или соотношения CO_2/SO_2 и других составляющих.

ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ИХ ВЕРТИКАЛЬНУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Влияние геологических условий локализации оруденения на возникновение вертикальной зональности месторождений весьма значимо, хотя до последнего времени этому вопросу не уделялось достаточного внимания. Анализ имеющихся материалов позволяет выделить следующие типы зональности по признаку изменения с глубиной, главным образом, геологических условий локализации оруденения: ярусная, кальдерная и структурная.

О ярусной вертикальной зональности оруденения. Наличие в месторождениях этого типа зональности отмечали некоторые исследователи [12, 27, 29, 39]. Однако до последнего времени этому типу не уделялось должное внимание. Нами [24] дано определение термина "ярусная вертикальная зональность", под которым понимается закономерное изменение с глубиной элементного и минерального состава, строения, морфологии и

условий залегания рудных тел, рудоносных зон и окорудочных метасоматитов в связи с изменениями, главным образом, геологических условий рудообразования (геолого-структурных, литолого-стратиграфических, магматических и др.).

Следует оговорить, что при отсутствии изменений вещественного состава оруденения с глубиной при отчетливой изменчивости, например, структурных условий локализации, будем иметь чисто "структурную зональность". Вместе с тем в случае повторяемости однотипного оруденения на различных уровнях или благоприятных горизонтах (или толщах) имеет место только "ярусное" или "этажное" размещение оруденения без признаков проявления зональности (например, золоторудные месторождения типа Бендиго, сурьмяно-рутутные месторождения и др.).

Применительно к магматогенным месторождениям, с учетом магматических, геологоструктурных, литолого-стратиграфических и других факторов локализации оруденения с глубиной нами [24] выделены следующие подтипы ярусной вертикальной зональности оруденения: 1) в системе интрузив-надинтрузивная зона; 2) в системе интрузивный купол в интрузивном куполе; 3) в различных геологоструктурных этажах и ярусах; 4) в благоприятных стратиграфо-литологических горизонтах; 5) в связи с изменениями с глубиной рудлокализующих разрывных структур.

Характеристика указанных подтипов ярусной вертикальной зональности оруденения с использованием данных отдельных исследователей [2, 3, 10, 31, 39, 40] приведена в упомянутой выше работе [24].

О кальдерной зональности оруденения. Рассматриваемый тип выявлен только за последние годы в связи с изучением рудоносности специфических геологических структур-кальдер в областях развития вулканических и вулкано-плутонических образований. Геологи давно обратили внимание на важную роль этих структур в локализации оруденения вулканического типа как в современных, так и в палеовулканических поясах. Кальдерная зональность по существу является трехмерной, объемной зональностью, где имеет место сочетание латеральной и вертикальной зональности оруденения. Оруденение в связи с формированием кальдерных структур локализуется не только в пределах периферических и центральных частей кальдер, но и захватывает их вмещающую раму.

В строении кальдер принимают участие вулканические, субвулканические и вулкано-плутонические образования, малые интрузии и дайковый комплекс, с которыми пространственно и, вероятно, генетически связано оруденение того или иного типа. Известно, что процессы кальдерообразования во времени (в течение нескольких и первых десятков млн. лет) характеризуются сменой периодов сравнительно короткого катастрофического извержения магматических масс из глубинного очага и более длительного относительно спокойного отделения магм в виде интрузивно-плутонических тел. По данным Т.Л. Робина (T. Robyn [41]), в периоды между кальдерообразующими извержениями происходит накопление рудных веществ, а также обогащение ими верхней части магматического очага по механизму расслоения, и именно некатастрофическое, спокойное отделение магматических дериватов их очага приводит к оруденению.

Характерной особенностью кальдерной зональности оруденения, как показали исследования Г.А. Тананаевой (см. статью в настоящем сборнике), является закономерная смена относительно ранних рудных образований (кварц-гематитовых, медно-висмутовых, медно-молибденовых и др.) более поздними (флюорит-баритовыми, серебряно-барит-галенизовыми и др.) как по латерали от периферических частей кальдер ких

центральным, так и по вертикали – от нижних к верхним горизонтам. В результате на современном срезе образуется своеобразная объемная кальдерная зональность. При этом центральная зона кальдерной структуры, к которой принадлежат наиболее молодые вулканиты и относительно поздние рудные проявления, оказывается приуроченной к наиболее прогнутой, опущенной части вулканической постройки.

На проявление латеральной зональности оруденения в кольцевых депрессиях (кальдерах) в палеовулканических областях Тянь-Шаня указали Х.Н. Баймухамедов с соавторами; при этом отмечалось, что в пределах кальдер размещаются серебро-полиметаллические и редкометальные месторождения, а в ближайшем их обрамлении – флюоритовые, золоторудные и медные месторождения. По вертикали наблюдается смена снизу вверх редкометальных формаций флюоритовыми, серебро-полиметаллическими и золото-серебрянными месторождениями.

Вертикальная ритмическая зональность оруденения отмечена на колчеданно-полиметаллических [17], медно-молибденовых [1] и золоторудных месторождениях (В.А. Коваленкер и др., см. статью настоящего сборника). Так, на золоторудном месторождении установлено ритмическое чередование по вертикали зон богатых и бедных руд, которые соответствуют такому же ритмическому распределению минеральных парагенезисов и минералов наиболее продуктивных и менее продуктивных стадий, а также особенностям распределения элементов-примесей в основных минералах – пирите и блеклой руде.

Не останавливаясь на традиционных морфологических типах вертикальной зональности, достаточно известных по литературе, следует отметить, что выделенные типы вертикальной зональности различного масштаба (за исключением, может быть, зональности в отдельных жилах) по существу являются трехмерной или объемной зональностью, отражающей изменения оруденения не только по вертикали, но и по латерали (по простирации рудоносных зон, месторождений и штокверковых тел и рудных залежей, вкрест их простирания или по мощности).

Поэтому объемная зональность применительно к рудным районам, узлам, полям и к отдельным месторождениям и телам (залежам) может быть асимметричной (например, в пределах Джидинского рудного поля, в оловорудных месторождениях Приморья, молибдено-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана и др.), симметричной, концентрической, аркообразной и др. Наиболее яркий пример объемной концентрической зональности оруденения описан В.П. Проскуриным на примере магматического апатит-ильменитового месторождения в зонах активизации докембрийского фундамента (см. статью настоящего сборника).

Иными словами, выяснение закономерностей размещения магматогенного оруденения не только по вертикали, но и по латерали позволяет установить особенности распределения оруденения в объеме рудоносного участка, что имеет прямое отношение к глубинному прогнозу оруденения.

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ И ДРУГИХ ФАКТОРОВ НА ВЕРТИКАЛЬНУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Выделение генетических типов вертикальной зональности по основным факторам ее проявления – временными, геологическим, физико-химическим и другим – едва ли нуждаются в пояснении. Не останавливаясь на характеристике всех выделенных генетических типов зональности, более подробно рассмотренных в работах [12, 27, 32], отметим некото-

ные моменты, касающиеся типов зональности, обусловленной влиянием физико-химических факторов.

Концентрическая зональность, связанная с изменениями эффективных концентраций рудных компонентов в рудоносных растворах, достаточно широко проявлена в рудных месторождениях. Она прежде всего отражает изменения по вертикали активности в растворах основных катионов, анионов, комплексных соединений, недиссоциированных молекул и других частиц, которые под влиянием изменения температуры, pH и Eh, а также реакции растворов с вмещающими породами обуславливают отложение минералов в определенных зонах.

Термобарогеохимическая (или термобарогенная) вертикальная зональность в общем виде проявляется в закономерном увеличении с глубиной температуры и давления минералообразования. При этом температурный градиент для месторождений различных генетических и формационных типов варьирует в широких пределах – от 5–8°С/100 м до 40–50°С/100 м.

Наблюдается определенная зональность, которая выражена в том, что относительно низкий температурный градиент характерен для гип- и меzoабиссальных месторождений с большим вертикальным диапазоном оруденения, приуроченных к крупным протяженным на глубину структурам, а повышенный – более обычен для близповерхностных месторождений с относительно небольшой протяженностью оруденения на глубину. В первом случае небольшой термоградиент обусловлен сравнительно устойчивым по вертикали режимом термического поля в зоне рудоотложения, а во втором – достаточно резкими изменениями температуры в связи с интенсивным рассеиванием тепла в близповерхностных условиях.

Вместе с тем температурный градиент в тех или иных месторождениях имеет не прямолинейный характер, а скорее параболический, т.е. с глубиной заметно возрастает. Так, по данным Ж.А. Симкива и К.М. Позднева, на жильном полиметаллическом месторождении Архон (Северный Кавказ) в вертикальном интервале около 500 м., температурный градиент возрастает от 5–6°С/100 м на верхних горизонтах, до 35–40°С/100 м на нижних, т.е. увеличивается почти в 7–8 раз. Подобные изменения температурного градиента обуславливают образование контрастной минеральной зональности – высокотемпературных ассоциаций на нижних горизонтах, относительно низкотемпературных – на верхних.

Известно, что давление при рудообразовании, оцениваемое криометрическими и другими методами изучения газово-жидких включений в минералах, всегда выше литостатического давления, определяемого по геологическим данным. Величина этого избыточного давления оказывается различной для месторождений, образующихся в условиях различных тектонических режимов [25]. Так, в месторождениях, формирующихся в относительно спокойных тектонических условиях, величина избыточного давления оказывается сравнительно небольшой, а в месторождениях, особенно близповерхностных, образовавшихся в условиях крайне неспокойного тектонического режима, сопровождаемых неоднократным дроблением и брекчированием, а также взрывными явлениями, величина такого избыточного давления превосходит литостатическое в несколько (4–5) раз, а местами даже на порядок.

Следует отметить недостаточную изученность изменения давления с глубиной в процессе рудообразования, хотя имеются указания на увеличение с глубиной барического градиента. Особенно важны эти данные для глубоковскрытых месторождений со значительным вертикальным диапазоном оруденения при глубинном прогнозе. Здесь, однако, возникает

трудность, связанная с тем, что в глубинных частях рудных тел и месторождений в газово-жидких включениях практически отсутствует жидккая углекислота, что не позволяет использовать криометрию для определения давления. Если это явление типично для многих месторождений, то для оценки давления в глубинных горизонтах месторождений необходимо использовать другие методы определения давления.

Что касается вертикальной зональности, связанной с изменениями с глубиной кислотно-основных параметров рудообразования, то она общеприменима. Теоретическое обоснование такой зональности дано в работах Д.С. Коржинского, В.А. Жарикова и др., которые разработали гипотезы волн кислотности и кислотно-основной дифференциации компонентов в потоке восходящих рудоносных растворов. До настоящего времени нет прямых количественных методов определения этих параметров [11]. Обычно используются косвенные качественные методы, такие как типоморфные (кислотофобные) минералы и их парагенезисы, характер метасоматических процессов кислотной и щелочной стадии, условные потенциалы ионизации минералов, соотношения элементов различной основности (например, Li/Rb, Rb/Ba и т.д.), экспериментальные данные и др.

Следует отметить, что наиболее контрастно вертикальная кислотно-основная зональность проявлена в месторождениях простого, чаще одностадийного формирования (например, грейзеновые, кварц-касситеритовые, кварц-вольфрамитовые и др.), тогда как в многостадийных месторождениях в результате наложения разновременных процессов рудообразования зональность этого типа часто затушевана, проявлена неконтрастно и часто совмещена с другими типами зональности.

Вертикальная зональность, обусловленная изменениями окислительно-восстановительных условий рудоотложения, проявлена довольно широко. Она устанавливается качественно, главным образом, по косвенным признакам с использованием экспериментальных данных. Так, например, смена с глубиной пирит-висмутинового парагенезиса ассоциацией пирротин, самородный висмут и теллуриды висмута в некоторых сульфидно-вольфрамовых месторождениях указывает на возрастание с глубиной восстановительных условий минерализации. Широко могут быть использованы изменения с глубиной соотношений элементов различной валентности, в

Fe₂O₃

частности, коэффициента окисленности железа $f = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ 100% в хлоритах, турмалинах, слюдах, амфиболах и др. Для оценки фугитивности кислорода как фактора возникновения зональности, В.Л. Русинов (см. ниже) предлагает использовать степень окисленности мышьяка в минералах, а по рассчитанным им величинам $\lg f_{\text{O}_2}$ и T выделяются фации глубинности (зональности) минералообразования.

За последние годы получены новые данные о широком участии в магматогенном рудообразовании различных углеводородов, обнаруживаемых в составе газовых составляющих газово-жидких включений минералов. В связи с этим анализ соотношений восстановленной формы углерода к окисленной (например, величина отношения CH₄ : CO₂ в составе газов) указывает на степень окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования. Дальнейшие исследования в этом направлении могут дать весьма важные данные о влиянии редокс-потенциала на явление вертикальной зональности оруденения.

Кроме физико-химических факторов, существенное влияние на возникновение зональности, в том числе и вертикальной, оказывают дина-

мические, кинематические и другие процессы, играющие большую роль в неравновесных природных системах (магматических расплавах, рудно-силикатных и флюидно-гидротермальных системах), а также конвекционные и диффузионные процессы в них и др. В качестве примера можно привести расслоенные интрузивы, ритмически-зональные образования гранитоидов и некоторых свинцово-цинковых, карбонат-магнетитовых ("бурунучных") руд, концентрически-зональные метаколлоидные агрегаты и другие ("диссипативные" структуры по терминологии И. Приожина (1977 г.)). Зональность оруденения, обусловленная расслоением вещества в рудно-силикатной системе, проявлена наиболее контрастно в рудоносных габброидах, описанных ниже в статье Г.П. Проскурина. Менее контрастно она отмечена на Кемпирской хромитовой месторождении (статья И.И. Григорьевой в настоящем сборнике). Явлением расслоения вещества в флюидно-гидротермальных системах, видимо, в значительной мере (в сочетании с другими факторами) объясняется вертикальная ритмическая зональность оруденения в колчеданно-полиметаллических [17], в некоторых золоторудных и других месторождениях [1].

Различные типы зональности, обусловленные главным образом расслоением вещества в рудно-силикатных и флюидно-гидротермальных системах, вероятно, можно объединить в один генетический тип — *сепарационный*.

4390 НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МАГМАТОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

О соотношениях между вертикальной зональностью, глубинностью формирования месторождений и вертикальным диапазоном оруденения. Вертикальная зональность является частью более общей проблемы — глубинности формирования месторождений и вертикальный размах оруденения. Глубинности формирования магматогенных месторождений от палеоповерхности периода рудообразования и общий вертикальный диапазон оруденения (с учетом эродированной его части) зависят прежде всего от геолого-текtonических позиций рудоносных участков, степени деформации и проницаемости для флюидных растворов рудовмещающих структур, глубины расположения источников (или очагов) рудообразующих систем, градиентных параметров рудообразования (T , P , C , pH , Eh и др.) и многих других факторов.

В общем виде, вероятно, существует определенная корреляционная зависимость между вертикальным диапазоном оруденения и глубиной формирования месторождений. Достаточно хорошо известен относительно небольшой размах оруденения (от десятков до нескольких сотен метров) в вулканогенных месторождениях, образовавшихся на малых глубинах (до 1–1,5 км), хотя имеются исключения, когда в таких месторождениях (например, золото-серебряной, сульфидно-кассiterитовой и других формаций в вулканических поясах) оруденение прослеживается до 700–1000 м и реже более (1300 м в месторождениях Крипл-Крик и Сильвертон-Теллурайд в США). В гипабиссальных месторождениях, сформировавшихся на умеренных средних глубинах (от 1,5 до 3 км), вертикальный диапазон оруденения варьирует от 500–600 до 1500–2000 м. Наконец, в наиболее глубинных месторождениях (Колар в Индии, Морру-Велью в Бразилии и др.) вертикальный размах оруденения достигает 3–3,5 км.

Анализ имеющихся в литературе данных по глубинности формирования магматогенных месторождений с учетом данных [8] позволяет выделить следующие фации глубинности месторождений (относительно палеоповерхности периода рудообразования): 1) приповерхностную (0–500 м); 2) близповерхностную (0,5–1,5 км); 3) гипабиссальную (1,5–3 км); 4) мезоабиссальную (3–6 км); 5) абиссальную (6–10 км). Большинство исследователей согласно с тем, что вертикальная зональность наиболее четко и контрастно проявлена в близповерхностных и гипабиссальных месторождениях, при формировании которых были благоприятные геологические, физико-химические и другие условия для дифференциации рудных компонентов в потоках постмагматических растворов разных стадий и этапов минерализации. Вместе с тем имеются данные о проявлении вертикальной зональности с той или иной контрастностью и в месторождениях других глубинных фаций (мезоабиссальных и абиссальных).

Несколько иного мнения придерживаются другие исследователи. Так, Ч. Парк полагает, что в близповерхностных месторождениях зональность практически не проявлена в силу телескопирования оруденения и отсутствия термоградиента. Однако широко известны многочисленные примеры близповерхностных, например, золото-серебряной (Северо-Восток СССР, Румыния и др.), силикатно-сульфидно-касситеритовой (Боливия, Приморье и др.) формаций, в которых прекрасно проявлена достаточно контрастная вертикальная зональность [12, 13, 26].

Некоторые исследователи (Д.В. Рундквист и И.А. Неженский [32]; Е.М. Некрасов [18]) склонны считать, что для месторождений, образовавшихся на больших глубинах и характеризующихся весьма большим диапазоном оруденения, вертикальная зональность нетипична. Подобные соображения представляются не вполне обоснованными. Изучение таких месторождений (например, карбонатитовых, пегматитовых, золоторудных [26], полиметаллических [5] и др.) обнаруживают отчетливое проявление контрастной и слабоконтрастной вертикальной зональности.

Так, очень четкая ярусная зональность редкометальных пегматитовых месторождений Афганистана с вертикальным размахом оруденения в 4300–4500 м приводится в работе Л.Н. Россовского с соавторами [31]. На известном месторождении Колар, в Индии, вскрытом до глубины 3500 м, отмечается слабоконтрастная зональность по вертикали (Петровская и др. [26]), выраженная в уменьшении с глубиной содержания золота почти в 1,5 раза, увеличении пробности золота (от 800 на верхних до 930 на нижних горизонтах), количества шеелита, калиевых полевых шпатов и др., вследствие чего жилы на глубине приобретают пегматоидный облик.

В целом можно отметить, что вертикальная зональность оруденения с той или иной контрастностью проявляется в месторождениях разных глубинных уровней формирования (кроме приповерхностной) с различным вертикальным диапазоном оруденения. В дальнейшем необходимо более детальное изучение соотношения вертикальной зональности, вертикального диапазона оруденения и глубинности формирования месторождений.

О рядах вертикальной зональности оруденения. Несмотря на то, что громадный фактический материал, накопленный в течение последних 30–40 лет по интенсивному изучению эндогенных рудных месторождений различных генетических и формационных типов в разных странах, показывает несостоительность концепции Эммонса о наличии единого универсального зонального ряда элементов в месторождении, до сих пор

в геологической литературе высказываются мнения (Парк; Канищев [15] и др.) о правомерности такого единого зонального ряда элементов в месторождениях как по латерали, так и по вертикали.

Более важным и актуальным с научной и практической точки зрения, особенно в связи с глубинным прогнозом оруденения, является представление о существовании целой серии или нескольких рядов зональности рудообразующих элементов, свойственным отдельным группам (генетическим, формационным) месторождений. Так, для редкометальных (W, Sn, Mo, Be, Ta и др.) месторождений, тесно ассоциирующих с гранитоидами кислого и среднего состава, весьма характерно наличие шести рядов горизонтальной зональности относительно рудоносных интрузивов [36]. А именно: 1) Ta → (W, Be) → Sn – танталовые месторождения; 2) W(Be) → → W(Bi) → W, Sn(Pb, Zn) – редкометально-кассiterит–вольфрамитовые месторождения грейзеновой формации; 3) W(Bi) → W, Zn, Pb(Cu, Ag) → → (Sb) – сульфидно-вольфрамитовые месторождения; 4) (Sn, W) → → Sn(B, As) → Sn, Fe(Cu) → Zn, Pb(Ag) → (Sb) – силикатно-сульфидно-кассiterитовые месторождения; 5) Mo → W(Bi) → W, Zn, Pb(Cu, Ag) – молибденит-сульфидно-вольфрамитовые месторождения; 6) Mo → Cu, Mo → (Zn, Pb) – молибденовые, медно-молибденовые месторождения.

Наблюдаемые горизонтальные ряды зональности оруденения в большинстве случаев не повторяются по вертикали, как это следует из концепции Эммонса. Более того, также и латеральные зоны, по мере удаления от интрузива, последовательно выклиниваются на различных глубинах. При этом оруденение в апикальных частях интрузивов прослеживается до глубины 100–150 м, в ближайшей экзоконтактовой зоне – до 300–400 м. и в наиболее удаленной от интрузива зоне – до 800–1000 м [22] с образованием аркоподобной объемной зональности оруденения рудного поля. В других случаях латеральная зональность может отсутствовать или проявляться слабоконтрастно, однако довольно часто наблюдается вертикальная зональность оруденения. Так, хорошо известна классическая вертикальная зональность в оловорудных месторождениях кассiterит-сульфидно-силикатной и кассiterит-сульфидной формации (Корнуолл, Боливия, Приморье, Комсомольский район, Северо-Восток СССР и др.) [6, 9, 10, 13, 28].

Для свинцово-цинковых, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и других месторождений, связанных с вулканическими, вулкано-плутоническими и плутоническими комплексами пород среднего и основного состава, более типичны три ряда вертикальной зональности (снизу вверх) [36]:

1) Fe → Zn → Zn, Pb → Pb(Sb, Ag) →

Свинцово-цинковые, скарново-цинковые месторождения в карбонатных породах и перемежающейся толще алюмосиликатных и карбонатных пород, а также в гранитоидах;

2) Fe → Cu → Cu, Zn → Zn, Pb(Sb, Au, Ag, Ba) →

медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения в осадочно-вулканогенных толщах;

3) Cu → Zn → Zn, Pb → Pb → Ba
Au, Ag, Te

барито-свинцово-цинковые, золото-, серебро-, полиметаллические месторождения в вулканогенных толщах.

Примечательной особенностью выделенных латеральных и вертикальных рядов зональности являются резкие различия (дивергенция) начальных членов и сходные (конвергентные) свойства их конечных членов, что указывает на различную геохимическую роль тех или иных элементов при формировании месторождений отдельных групп. Так, например, для свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений, сформировавшихся в осадочно-терригенной или карбонатной толще медь — не характерный элемент и в вертикальных зональных рядах этих месторождений не фиксируется.

Вместе с тем в месторождениях, сформировавшихся в осадочно-вулканических и вулканогенных толщах, медь образует промышленные концентрации и занимает начальное (нижнее) положение в вертикальном зональном ряду. Достаточно хорошо известно, что во многих свинцово-цинковых и полиметаллических месторождениях вулканогенного типа медные руды преимущественно развиты на низких и глубоких горизонтах этих месторождений [12, 27].

Вопрос о рядах зональности рассмотрен в работе Д.В. Рундквиста и И.А. Неженского [32]. Этими авторами выделены семь сводных и 22 частных ряда зональности для месторождений: сидеро-халькофильных (ряд А), лито-халькофильных (ряд Б) и сидеро-литофильных элементов (ряд В).

Эти ряды располагаются в пределах рудных узлов, полей и месторождений, хотя отмечается, что по вертикали проявляются только 2–3 зоны сводных рядов. В целом следует отметить, что ряды латеральной зональности оруденения не всегда совпадают с рядами вертикальной зональности.

Несомненно, анализ пространственных соотношений латеральной и вертикальной зональности, обусловливающих в целом объемную зональность месторождений, рудных полей и узлов, а также выяснение основных рядов вертикальной зональности эндогенного оруденения, являются важными аспектами проблемы в целом.

К вопросу об оценке корневых частей магматогенных месторождений. Изучение вертикальной зональности оруденения позволяет подойти к решению важной научной и практической задачи — оценке глубоких частей месторождения с целью разработки научных основ прогноза глубинного оруденения. Эта задача включает в себя выявление как признаков выклинивания с глубиной отдельных рудных тел или их серий (месторождений), так и критериев и признаков глубинных, корневых частей рудных полей, узлов и районов, с учетом возможности проявления скрытого и, особенно, ярусного оруденения. В литературе имеются многочисленные работы по этой проблеме, и среди них следует отметить работы П.Ф. Иванкина [14], который, используя морфогенетический метод изучения магматогенных рудных полей, выделяет ореальные (бескорневые), одно- и многокорневые рудные поля. Применительно к последним выделяются фронтальные, прифронтальные, прикорневые и корневые зоны, прослеживаемые до глубины 1000 м и более.

Обобщение имеющихся фактических данных и анализ литературного материала применительно к магматогенным месторождениям позволяют выделить следующие признаки выклинивания с глубиной рудных тел, а также корневых частей месторождений, рудных полей и узлов.

1. Значительное развитие околовильной и площадной (объемной) микроклинизации и альбитизации ниже грейзенов и грейзенизованных гранитов с переходом в слабоизмененные их разности в редкометальных месторождениях. В ряде случаев корневой частью месторождений и рудных тел

являются безрудные пористые кварцевые грейзены, переходящие с глубиной в кварц-мусковитовые (Центральный Казахстан).

2. Появление в нижних частях надинтрузивной зоны биотитовых метасоматитов, иногда ограничивающих распространение на глубину рудных жил определенного состава (кассiterит-сульфидно-силикатных в Приморье, малосульфидных кассiterит-вольфрамит-кварцевых на Иультине). При этом рудные жилы разветвляются и, уменьшаясь в мощности, переходят либо в зону линейного штокверкового оруденения, либо в турмалинизованные зоны или, наконец, в зоне биотитовых метасоматитов появляются оловоносные сульфидно-турмалиновые и полиметаллические руды. Иными словами, в зоне биотититов заканчивается один тип жильного оруденения, но зато появляются другие типы, обуславливая оруденение нижнего второго яруса. Наконец, наличие слабой грейзенизации с рассеянной вкрапленностью рудных минералов в купольной части глубоковскрытых гранитных тел можно рассматривать как корневую часть этих месторождений.

3. В некоторых месторождениях, параллельно с упрощением с глубиной рудоносной трещинной системы, изменениями морфологических типов рудных тел (структурная зональность) и уменьшением их мощности происходит и упрощение минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд — уменьшается доля брекчийевых и параллельно-полосчатых текстур руд, сокращается набор жильных (кварц-флюорит) и рудных минералов (вольфрамит и др.), поздние сульфиды (галенит и др.) часто располагаются в жильном кварце ранних генераций в виде гнезд, прожилков и вкрапленников (Букука, Холтосон, Их-Хаирхан).

4. Явление обратной зональности, наблюдаемое в некоторых сульфидно-вольфрамитовых (Забайкалье, Боливия) и кассiterит-сульфидно-силикатных (Северо-Восток СССР, Боливия) месторождениях, где на нижних горизонтах резко возрастает количество сульфидов, в частности, пирротина в ассоциации с самородным висмутом, разнообразными теллуридами висмута, сфалеритом и халькопиритом, а также станина и сульфостаннитом до 40%. Подобную обратную зональность, обусловленную возрастанием в корневых частях восстановительных условий рудообразования, следует отличать от ложной обратной зональности в связи с появлением на нижних горизонтах нового яруса оруденения.

5. Появление на грубоих горизонтах существенно пирротиновых и пирротинсодержащих руд [27] в медно-колчеданных месторождениях Урала, в колчеданно-полиметаллических месторождениях Алтая, в некоторых скарново-полиметаллических месторождениях Забайкалья (Кличка) и Югославии (Трепча), указывает не только на отчетливое возрастание восстановительных условий рудообразования в корневых частях месторождений, но и на увеличение щелочности растворов, что подтверждается образованием около пирротиновых руд высокомагнезиальных метасоматитов с антофиллитом, кордиеритом или биотитом, актинолитом и хлоритом.

6. Наличие заметных количеств гипогенного сульфата (преимущественно ангидрита) в корневых частях ряда эндогенных месторождений (колчеданных, колчеданно-полиметаллических, медно-порфировых, скарновых и, реже, редкометальных) с образованием вертикальной зональности типа "гипогенные сульфаты-сульфиды". Обстоятельные данные по гипогенным сульфатам в месторождениях приведены в работах Ю.М. Столярова [38].

При изучении глубоких горизонтов скарново-магнетитовых месторождений Тургайского прогиба, среди скарнированных известняков и околоврудных метасоматитов, нами были обнаружены заметные концентрации фиолетового ангидрита в ассоциации с апофиллитом и таумаситом. Появле-

ние в корневых частях гипогенных сульфатов, видимо, подтверждает известное предположение А.Г. Бетехтина о том, что в высокотемпературных условиях происходит перенос серы в сульфатной форме, которая в процессе эволюции растворов в области рудоотложения переходит в сульфидную и гидросульфидную форму. Однако в настоящее время недостаточно данных о температурах образования гипогенных сульфатов в указанных месторождениях.

Несомненно, перечисленными не ограничиваются все возможные признаки выклинивания рудных тел и корневых частей месторождений. Исследования в этом направлении необходимо всемерно расширять.

ВЫВОДЫ

1. Предложена систематика вертикальной зональности магматогенных рудных месторождений по характеру изменения с глубиной основных ее характеристик и по ведущим генетическим факторам. Ведущими характеристиками (параметрами) зональности являются изменения с глубиной вещественного состава оруденения, геологических условий локализации, морфологических особенностей проявления зональности и др.

2. Показано важное значение геологических условий локализации оруденения с глубиной, и образование новых типов вертикальной зональности — ярусной, кальдерной, ритмической и др. Наиболее существенной среди них является ярусная вертикальная зональность, которая, в свою очередь, подразделяется на ряд подтипов в зависимости от характера изменений с глубиной геологических позиций: а) в системе "интрузив-надинтрузивная зона"; б) в системе "интрузивный купол в куполе"; в) в различных структурных этажах и ярусах; г) в благоприятных стратиграфо-литологических горизонтах вмещающих пород; д) ярусная зональность в связи с изменениями с глубиной рудолокализующих разрывных структур.

3. Новым аспектом вертикальной вещественной зональности оруденения является выявление за последние годы на нижних горизонтах ряда месторождений своеобразных минералов и минеральных парагенезисов — сульфатов вместо сульфидов, паргасита вместо альбита, биотитовых метасоматитов метамагматического этапа образования и др., обусловившее возникновение некоторых новых типов минеральной зональности (сульфидно-сульфатной, пропилит-биотитовой и др.).

4. Кроме известных ведущих факторов вертикальной зональности (хронологических, геологических физико-химических), существенную роль играют динамические, кинетические и другие факторы в неравновесных природных системах, таких как рудно-силикатные, флюидно-гидротермальные, в которых достаточно широко проявлено явление расслоения вещества, диффузионные и конвекционные процессы и др. Существенным влиянием, в частности расслоения вещества в таких системах, можно объяснить наблюданную объемно-концентрическую зональность в некоторых рудоносных базитах и ультрабазитах и ритмическую зональность в ряде гидротермальных месторождений.

5. Устанавливается нелинейный характер изменения с глубиной основных физико-химических параметров оруденения и их градиентов, обуславливающих смену одних минеральных парагенезисов другими. В общем виде температура минералообразования с глубиной закономерно увеличивается по параболической кривой, а температурный градиент таким же образом уменьшается. Избыточное давление в момент рудообразования в несколько раз (иногда на порядок) увеличивается при переходе от ги-

пабисальных к близповерхностным месторождениям. Вариации с глубиной соотношений окисленных и восстановленных форм ряда элементов (Fe, Bi, S, As, C и др.) косвенно указывают на отчетливое влияние редокс-потенциала на зональность оруденения.

6. Разработаны некоторые признаки и критерии оценки корневых частей рудообразующих систем в пределах рудных узлов, полей и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев А.А., Канцель А.В., Рехарский В.И., Червоненко А.Я. Кинетическая модель рудообразования и проблема ритмической зональности рудных месторождений. VI симпозиум МАГРМ: Тез. докл. Тбилиси, 1982.
2. Василенко В.П., Бураго А.И., Ростовский Ф.И. и др. Роль геохимических методов при поисках глубокозалегающих рудных месторождений Приморья. — В кн.: Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1980.
3. Вертикальная метасоматическая зональность. М.: Наука, 1982.
4. Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М.: Госгеотехиздат, 1963.
5. Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. О глубине формирования и распространения по вертикали сульфидных и некоторых других гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М.: Наука, 1970.
6. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980.
7. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981.
8. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983.
9. Дубровский В.Н., Кигай И.Н. Зональность оловорудных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 1.
10. Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М. Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1979.
11. Жариков В.А. Проблемы кислотности рудообразующих флюидов. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, т. 1.
12. Зональность гидротермальных рудных месторождений. Том I, II. М.: Наука, 1974.
13. Зональность и глубинность оловянного оруденения (на примере Кавалеровского района). М.: Наука, 1980.
14. Иванкин П.Ф. Морфология глубоко-вскрытых магматогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1974.
15. Канищев А.Д. Главные факторы геохимической ассоциации и вертикальной зональности эндогенных месторождений. — Геология руд. месторождений., 1977, № 6.
16. Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования. Прага: Центр. геол. ин-т; Изд-во АН ЧССР, 1963, Т. 1; 1965, Т. 11.
17. Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975.
18. Некрасов Е.М. Зарубежные золоторудные месторождения со значительным вертикальным размахом оруденения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3.
19. Овчинников Л.Н. Основные проблемы геохимии рудных месторождений. — В кн.: Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980.
20. Овчинников Л.Н., Баранов В.Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая (по геологостатистическим данным). — Геология руд. месторождений, 1973, № 3.
21. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений: Докл. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1970, ч. 1.
22. Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1974.
23. Онтоев Д.О. Благоприятные условия и важнейшие факторы возникновения зональности гидротермальных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 2.
24. Онтоев Д.О. Вертикальная зональность оруденения. — В кн.: Глубинное строение и условия формирования рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983.
25. Онтоев Д.О. Геология комплексных

- барий - фтор - железо-редкоземельных месторождений. М.: Недра, 1984.
26. Петровская Н.В., Тимофеевский Д.А., Бородавский Н.И. Зональная зональность золоторудных полей и месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 2.
27. Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976.
28. Радкевич Е.А. Вопросы генезиса оруденения, типы зональности. — В кн.: Зональность и глубинность оловянного оруденения. М.: Наука, 1980.
29. Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Полохов В.П., Селиверстов В.А. Глубинное строение оловорудных районов Приморья и ярусность оруденения. — В кн.: XIV Тихookeан. научн. конгр.: Тез. докл. Хабаровск: ДВНЦ СО АН СССР, 1979.
30. Размахнин Ю.Н., Размахнин Э.М. Сихотэ-алинские биотиты и их связь с оловянным оруденением. — Информ. об. Примор. упр. 1971, № 7.
31. Россовский Л.Н., Чмырев В.М., Салах А.С. Вертикальная амплитуда и зональность месторождения сподуменовых пегматитов Афганистана. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4.
32. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных месторождений. Л.: Недра, 1976.
33. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Штемпрук М. и др. Критерии и методика прогнозирования месторождений олова, вольфрама и молибдена в зонах развития гранитоидов. — В кн.: Критерии и методика прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М.: СЭВ, 1981.
34. Русинов В.Л. Процессы железо-магнезиального и калиевого метасоматизма в вулканогенных поясах на Востоке СССР. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 2.
35. Смирнов В.И. На пятом симпозиуме Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. — Геология руд. месторождений., 1979, № 2.
36. Соколов Г.А., Дубровский В.Н., Кигай И.Н., Онтоев Д.О. Общие понятия и типизация зональности гидротермальных месторождений. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения. М.: Наука, 1976.
37. Стадийность минерализации и зональность гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1979.
38. Столяров Ю.М. О гипогенной сульфид-сульфатной зональности рудных месторождений. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 4.
39. Щерба Г.Н. Формирование редкометаллических месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960.
40. Bauman L., Stempok M., Tischen-dorf G., Zoubek V. Metallogeny of tin and tungsten in the Krusne-Hory-Erzgebirge. Pr., 1974, p. 66.
41. Robyn T. The effect of magma zonation on ore-forming processes. A review and critique. — In. Collected Abstr. VI Symp. I.A.G.O.D. Tbilisi, 1982, p. 85—87.

УДК 553.26

В.Л. Русинов

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

ВВЕДЕНИЕ

Некоторые общие вопросы и закономерности вертикальной метасоматической зональности обсуждались в работах [10, 13 и др.]. Настоящая статья имеет целью показать характер зональности в разных типах рудных месторождений и выявить взаимоотношения между метасоматической и рудной зональностью. Объектами исследования выбраны гидротермальные месторождения малых и средних глубин, образованные в низко- и среднетемпературных условиях, так как именно в таких условиях вертикальная зональность проявлена наиболее отчетливо. Говоря о вертикальной зональности, мы подразумеваем зональность относительно первичного залегания рудных тел, месторождений, метасоматических зон.

В понятие "рудоносные метасоматиты" могут быть включены разнообразные продукты гидротермальной деятельности, которые встречаются в пределах рудных полей. В ряде случаев рудоносными являются породы как пропилиты, которые обычно относятся к "дорудным" и бывают сильно оторваны по времени образования от рудоотложения. Ближе всего с этим понятием ассоциируются метасоматиты, образующие оторочки около жил и рудных выделений — "предрудные" и "синрудные" образования. Их возникновение близко или совпадает по времени и условиям процесса с рудоотложением.

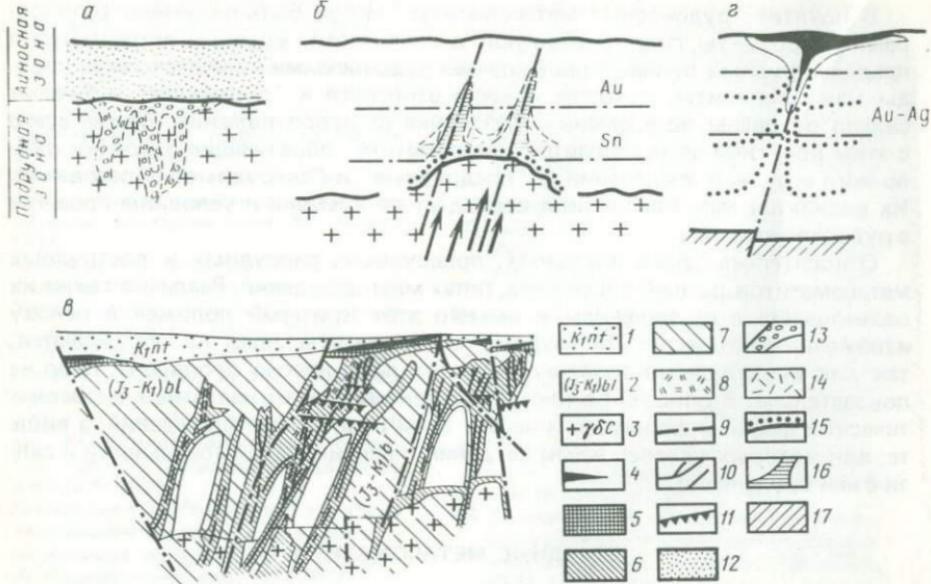
Относительная роль дорудных, предрудных, синрудных и пострудных метасоматитов различна в разных типах месторождений. Различно также их соотношение с оруденением и именно этот критерий положен в основу изложения материала. Пострудные метасоматиты здесь не обсуждаются, так как вертикальная зональность в них либо неясно проявлена, либо не показательна. В описания включены далеко не все из известных метасоматических фаций и формаций и не все типы рудных месторождений, а лишь те, для которых удалось найти сведения о вертикальной зональности и связи с ней оруденения.

ДОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Дорудные метасоматиты (пропилиты и аргиллизированные породы) имеют обычно региональное распространение, границы между фациями в них часто совпадают или близки к литологическим контактам. В большинстве случаев оруденение накладывается на дорудные метасоматиты после длительного перерыва в гидротермальном процессе, поэтому обстановка минералообразования успевает измениться. Однако известны примеры сближения пропилитизации и рудообразования, например, в проявлении прожилково-вкрапленной золотой минерализации в пропилитах Апсаканской зоны Станового хребта [2]. Пропилитизация там подверглись докембрийские гранито-гнейсы и перекрывающие их с несогласием вулканические породы мезозойского возраста. В гранитах проявилась эпидот-хлоритовая фация пропилитов, которая выше, в вулканитах, сменяется пренит-цеолитовой, местами с адуляром. Граница фаций резкая и совпадает со стратиграфическим контактом (фиг. 1, а). Минерализация приурочена к верхней зоне пропилитов в виде вкрапленности и тонких кварцевых прожилков. В данном случае вертикальная зональность пропилитизации определяется резким падением температуры в верхнем (вулканическом) этаже, по-видимому, из-за интенсивной циркуляции на этом горизонте холодных подземных вод. Подобная температурная зональность характерна для пропилитов и отражена в литературе [13].

Несколько отличаются от них продукты зеленокаменного изменения вулканических толщ, относимые некоторыми авторами к пропилитам, но по минералогопетрографическим особенностям скорее занимающие промежуточное положение между пропилитами и продуктами регионального метаморфизма, например, в Аджаро-Триалетской зоне Кавказа, где характеризуются региональным развитием, очень большой мощностью (до 4–5 км) и сменой снизу вверх фаций: эпидот-актинолитовой — эпидот-хлоритовой — альбит-хлоритовой — цеолитовой. Медное и полиметаллическое оруденение приурочено к цеолитовой и отчасти хлорит-альбитовой зоне пропилитов, концентрируясь в контактовых ореолах гранитоидных массивов.

По характеру минеральных ассоциаций к описанной зональности бли-



Фиг. 1. Схемы вертикальной зональности дорудных метасоматитов и положение в них оруденения

а – "температурная" зональность пропилитов типа [2]; б – зональность пропилитов с биотитизацией глубоких зон; стрелки – направление фильтрации глубинных флюидов; в – зональность аргиллизированных пород в Балейском грабене, по [4]; г – обобщенная схема зональности аргиллизированных пород эптермальных золото-серебряных месторождений. Штрих-пунктир – ограничение интервала интенсивного оруденения; точечный пунктир – уровни распространения смешанослойных минералов слюда-монтмориллонит с одинаковым отношением пакетов слюды и монтмориллонита, возрастающим вниз к жиле;

1 – отложения надрудной толщи; 2 – конгломераты и песчаники балейской свиты; 3 – гранитоиды; 4 – монокварциты; 5 – кварциты с каолинитом; 6 – интенсивно аргиллизированные породы; 7 – слабо аргиллизированные породы; 8 – околовильное окарцевание; 9 – разломы; 10 – жилы кварца; 11 – пологие нарушения; 12–14 – пропилиты: 12 – пренит-цеолитовые, 13 – эпидот-хлоритовые, 14 – эпидот-актинолитовые; 15 – роговики; 16 – биотитизированные породы; 17 – породы нижнего структурного этажа

зок пример Мичиганского меднорудного района. Вертикальная зональность метасоматитов и оруденения в нем схематически отображена на фиг. 2, составленной на основании данных [25]. В наиболее глубинной зоне вмещающие метасоматиты содержат пумпеллиит, эпидот, хлорит, в рудных телах присутствуют серицит, анкерит, халькозин, самородная медь и арсенопирит (рудное тело Балтик Лоуд). Выше в "промежуточных" зонах проявляется пренит, количество которого нарастает вверх по зоне, датолит и адуляр (тела Кеарсарж, Колумет). Появление адуляра сопровождается резким уменьшением количества серицита: в руде сокращается содержание мышьяка и исчезает арсенопирит. В верхней зоне широким развитием пользуются ассоциации цеолитовой фации (с ломонитом, натролитом, анальцимом). Вдоль трещин ассоциации глубинных зон проникают в верхние горизонты, что свидетельствует об асцендентном характере потока растворов. Медная минерализация присутствует по всему разрезу, но в нижней зоне самородная медь ассоциирует с халькозином, арсенопиритом и другими арсенамидаами, а выше она является практически единственным рудным минералом.

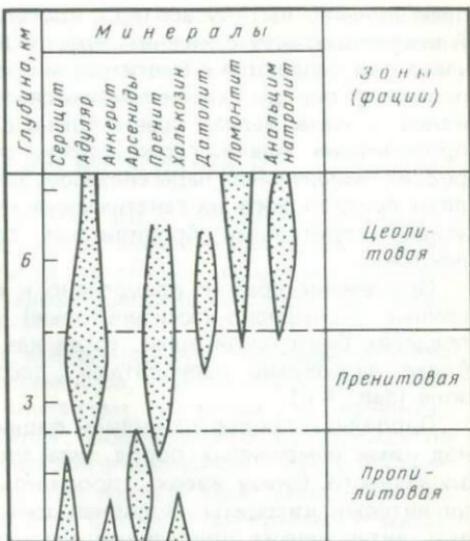
Фиг. 2. Схема распространения метасоматических минералов и фации глубинности в вертикальном разрезе Мичиганского меднорудного района

У границы глубинной и промежуточной зон отмечена мышьяковистая медь. В карбонатах отмечается смена анкерита глубинных зон кальцитом, а еще выше — родохрозитом.

Таким образом, зональность в жилах и измененных породах свидетельствует о нарастании щелочности среды минералообразования вверх по разрезу (появление адуляра вместо серицита, кальцита вместо анкерита, развитие цеолитов). Судя по рудным минералам, нижние зоны характеризовались восстановительной обстановкой. Выше, в породах и в силикатах отношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ уменьшается, присутствует мышьяк в самородном состоянии как примесь к меди, поэтому можно предполагать некоторое повышение окислительного потенциала среды вверх по разрезу. В целом, все ассоциации отвечают повышенной щелочности, что может быть объяснено бедностью флюида углекислотой (признаком этого служит устойчивость пумпеллиита, пренита и цеолитов в жилах и около жил).

Принципиально иной характер имеет вертикальная зональность в среднетемпературных пропилитах, сопровождающих становление вулкано-плутонических формаций и пространственно ассоциировавшихся с комплексом продуктов высокотемпературных процессов: грейзенизации, ороговикования, гранитизации. Области развития подобных гидротермально-магматических комплексов характеризуются длительным действием потоков глубинных трансмагматических флюидов. Пропилитам в этих областях свойственно присутствие на глубине зоны биотитизации пород, которая генетически связана с пропилитизацией и может рассматриваться как биотитовая фация пропилитов. Примеры такой зональности описаны в оловорудных месторождениях Сихотэ-Алиня [16] и Амурской области и в золоторудных месторождениях Дальнего Востока [19].

Упомянутые рудные поля и месторождения имеют двухъярусное сложение. Нижний ярус представлен гранитными массивами, прорывающими терригенную складчатую толщу мезозойского возраста. У контакта с гранитоидными интрузивами терригенные породы ороговикованы, в них, как и в прикровельной части интрузивов, наблюдаются признаки гранитизации. Ороговикование и гранитизация развиты неравномерно и приурочены к отдельным участкам, обычно выступам, в кровле массивов. Эти участки являются наиболее рудоносными. Верхний ярус сложен слабо дислоцированными вулканогенными отложениями (верхний мел — палеоген), залегающими с резким несогласием на размытой поверхности нижнего яруса. Породы пропилитизированы в эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой фациях. В более глубоких горизонтах верхнего яруса довольно широким развитием пользуются зоны биотитизированных пород, имеющие форму



либо линейно вытянутых тел с крутым залеганием, либо "куполов" [16]. Ближе к контакту с нижним ярусом мощность таких зон увеличивается и часто они сливаются с биотитовыми роговиками (фиг. 1, б). Биотитизированные породы характеризуются повышенным содержанием магния, калия, отчасти железа, сравнительно с исходными породами и типичными пропилитами. Анализ геологических соотношений биотитизированных пород, их минеральных парагенезисов, времени и химизма образования позволяют предположить их генетическую общность с эпидот-актинолитовыми и эпидот-хлоритовыми пропилитами, глубинной зоной которых они являются.

Оруденение обычно приурочено к верхней границе биотитизации. Оловянные (сульфидно-кассiterитовые) руды располагаются в основном в пределах биотитовой зоны, тогда как золотая минерализация ограничена более высокими горизонтами, соответствующими эпидот-хлоритовой зоне (фиг. 1, б).

Пропилиты приповерхностной фации глубинности отличаются развитием над ними измененных пород типа аргиллизитов со схемой вертикальной зональности (снизу вверх): пропилиты — аргиллизиты — каолинитовые и алюнитовые кварциты. Подобная зональность обусловлена главным образом интенсивным окислением серы в растворах вблизи от поверхности и возникновением из-за этого ультракислой среды. Золото-серебряное оруденение сосредоточено преимущественно в аргиллизированных породах. При переходе в пропилиты относительная роль и содержания золота и серебра уменьшаются, возрастают содержания свинца и цинка вплоть до образования рудной минерализации.

Зональность руд наложена на метасоматическую и связь между ними не является генетической, хотя и отмечается практически во всех месторождениях данного типа. Примеры этой зональности описаны в Карпатской, Охотско-Чукотской и других провинциях. В Забайкалье, в Балейском грабене в аргиллизированной толще выделяются следующие зоны (снизу вверх): пропилитовая — хлоритовая — смешаннослоистых образований и гидрослюдистая-кварцкаолинитовая-монокварцевая (кремневидных кварцев). Кварцево-рудные жилы пересекают всю толщу аргиллизированных пород и, ветвясь, выклиниваются под зоной кварцитов. Наиболее рудоносная часть жил располагается непосредственно под кварц-каолинитовыми породами, в верхней части ореола аргиллизации (фиг. 1, в). Аналогичное, в принципе, положение оруденения в зональности вмещающих аргиллизитов характерно и для других месторождений данного типа (фиг. 1, г).

Изложенный материал позволяет различать три типа вертикальной зональности в дорудных пропилитах. В одном "региональном", главным фактором является градиент температуры, в другом, помимо градиента температуры, существовал поток вещества с привносом магния и калия глубинными флюидами в нижние зоны, третий характеризуется интенсивным кислотным выщелачиванием в верхних зонах и развитием "шляпы" вторичных кварцитов. Для первого и третьего типов, при отсутствии тесной генетической связи оруденения с дорудными метасоматитами, существуют закономерности в их пространственных взаимоотношениях. Если зональность проявлена отчетливо, то оруденение, особенно золото-серебряное, приурочено преимущественно к верхней части пропилитов и аргиллизитов, либо к границам пропилитовых фаций.

Такое расположение руд удовлетворительно объясняется особенностями структурного контроля и гидродинамического режима, которые видимо, сохраняли в общем свой характер на протяжении всего времени от до-

рудного метасоматизма до рудоотложения. Для второго типа положение оловянного оруднения в кровле биотитовой зоны пропилитов обусловлено скорее генетической связью руд с биотитизацией и сходством физико-химической обстановки во время этих процессов.

ПРЕДРУДНЫЕ И СИНРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

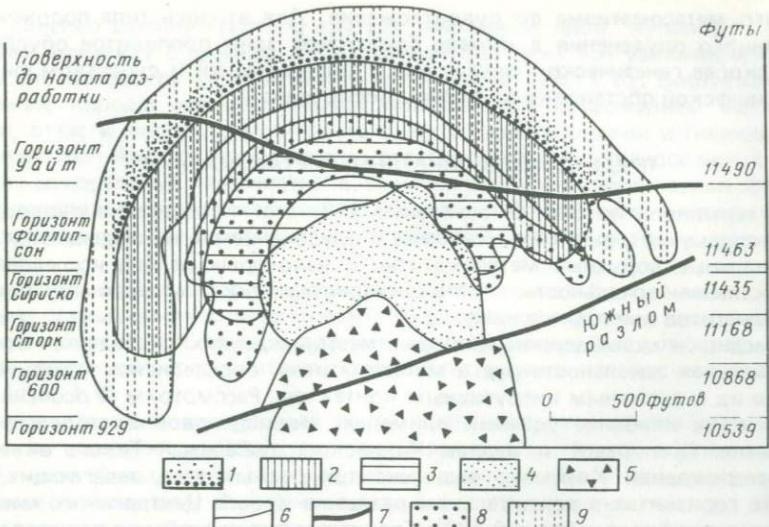
По терминологии Б.И. Омельяненко [13] это – собственно окорудные породы, которые тесно связаны с оруднением и накладываются на региональные дорудные метасоматиты. В некоторых из них исследована вертикальная зональность, краткая характеристика которой по типам метасоматитов приводится ниже.

В медно- и молибдено-порфировых месторождениях наблюдается ясная вертикальная зональность руд и метасоматитов, определяемая приуроченностью их к активным интрузивным контактам. Рассмотрим ее особенности на двух наиболее удачных примерах: молибденовое месторождение Клаймакс (Колорадо) и медные Чилийского побережья Тихого океана. В месторождении Клаймакс выделено три рудных тела, залегающих на разных горизонтах в вертикальном разрезе в кровле Центрального массива гранит-порфиров и над ней [20]. Гранит-порфиры, особенно прикровельная часть, сильно изменены (окварцовы). Глубже интенсивность изменений гранитов ослабевает, изменения становятся более высокотемпературными, в породах отмечается развитие пегматитов и пегматоидных образований, спорадическая минерализация турмалина и берилла.

Каждое из трех рудных тел подстилается кварцитами, внутри тел преобладают кварц-калишпатовые метасоматиты, а выше них располагаются зоны кварц-серicit-пиритовых прожилков и серicitизации пород, в которых содержится вольфрамовая минерализация (ферберит). Над Верхним телом, выше серicitовой зоны, залегают аргиллизированные породы, главными компонентами которых являются кварц, каолинит, монтмориллонит (фиг. 3). По времени метасоматизм и рудоотложение были близки между собой (наблюдаются взаимные пересечения прожилков молибденита и кварц-калишпатовых), а окварцевание, по-видимому, несколько предшествовало этим процессам. Таким образом, молибденовые руды отчетливо приурочены к зоне кварц-калишпатовых метасоматитов, а вольфрамовая минерализация – к кварц-серicit-пиритовой зоне, залегающей выше.

Связь молибденита с калишпатовой зоной можно считать генетической, поскольку она устойчиво повторяется даже в разных геологических условиях и доказана исследованиями кварц-полевошпатовой метасоматической формации. Схематично вертикальная зональность молибдено-порфировых месторождений имеет вид (снизу вверх): гранит-порфиры с признаками высокотемпературной калишпатизации (пегматоидные образования); монокварциты; кварц-калишпатовые метасоматиты с молибденом; кварц-серicit-пиритовые породы с вольфрамом: аргиллизированные породы; слабо измененные породы. Своеобразие Клаймакса состоит в том, что перечисленный комплекс зон повторяется около каждого из трех рудных тел. Три уровня молибденового оруднения выделены также на месторождении Коунрад, где оно тоже ассоциирует с кварц-калишпатовыми метасоматитами. Глубинные фации метасоматитов рассматриваемого типа приближаются по составу к грейзенам, а иногда и переходят в них, как это отмечается в месторождении Акчатау в Казахстане.

Вертикальная зональность в медно-порфировых месторождениях Чили была изучена Р. Силлитоу [27], который предложил схему, изображенную

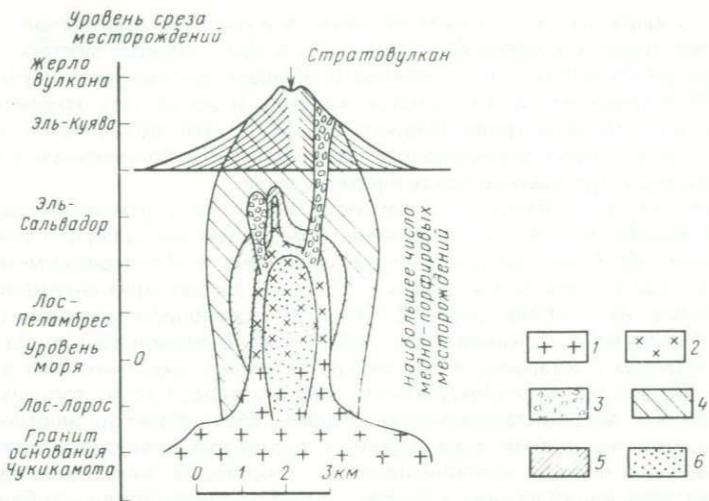


Фиг. 3. Метасоматическая зональность в молибдено-порфировом месторождении Клаймакс, по [20]

1 — нижняя граница аргиллизации, 2 — серицитизация, 3 — калишпатизация, 4 — окварцевание, 5 — порфиры штока Клаймакс, 6 — контакты, 7 — разлом, 8 — вольфрамовое оруденение, 9 — верхнее молибденовое рудное тело

на фиг. 4. Принципиально она сходна с зональностью молибдено-порфировых месторождений. Некоторые различия могут быть связаны с разным составом материнских гранитоидов: если в Клаймаксе это гранит-порфиры, то в медно-порфировых это обычно гранодиорит-порфиры. Возможно, именно с этим связано присутствие в глубокой зоне (ядре) метасоматитов ряда медно-порфировых месторождений, наряду с кварцем и калиевым полевым шпатом, также и биотита. Положение медного оруденения в зональности менее определенно чем молибденового: максимумы его отмечаются в ядре (зона калиево-кремниевого метасоматизма) и в кварц-серицитовых породах. К корневым частям содержание меди и отношение медь: молибден уменьшаются. Медь входит в основном в состав халькопирита, но на верхних горизонтах присутствует иногда энагрит (Чукикамат в Чили). Метасоматиты по составу и структуре обычно относятся к высокотемпературным фациям вторичных кварцитов с диаспором, пирофиллитом, андалузитом, корундом. В чилийских и центрально-казахстанских месторождениях отмечаются переходы их к грейзенам в глубоких горизонтах и к низкотемпературным кварцитам и аргиллизированным породам с алунитом и каолинитом в верхних зонах. Р. Силлитоу считает, что развитие в вулканической толще перспективного региона аргиллизации с обильной вкрапленностью пирита и минерализацией гипса, самородной серы и признаками медных минералов может служить поисковым признаком для залегающих глубже медно-порфировых руд.

Таким образом, месторождениям порфировых руд свойственно совмещение разных метасоматических формаций от высокотемпературных и взаимные переходы между ними. Это связано с очень высоким температурным градиентом в момент их образования в зоне верхнего контакта гранитоидных массивов.



Фиг. 4. Схема вертикальной зональности в медно-порфировых месторождениях Чили и сопредельных территорий, по [27]

1 – гранодиориты, 2 – шток порфиров, 3 – гидротермальная брекчия, 4 – пропилитизированные породы, 5 – серicitизированные породы, 6 – капишишпатовые метасоматиты

В грейзенах, по данным Д. В. Рундквиста, различаются два основных типа вертикальной зональности в зависимости от особенностей геологического положения: в минерализованных куполах и в окологильных грейзенах. Корневые части метасоматитов в минерализованных куполах представлены кварц-полевошпатовыми и слюдисто-кварц-полевошпатовыми метасоматитами по гранитам. Выше залегают слюдисто-кварцевые, кварцевые и кварц-топазовые, либо кварц-турмалиновые грейзены, слабо измененные породы. В кварц-полевошпатовых метасоматитах сосредоточена редкометальная минерализация, сменяющаяся выше бериллиевой и литиевой и далее – оловянно-вольфрамовой. В окологильных грейзенах вертикальная зональность проявлена хуже, хотя принципиально сходна с описанной в куполах. Нижние горизонты характеризуются сравнительно однородным минеральным составом: слюда + кварц и слюда + полевой шпат + кварц, а верхние горизонты – более разнообразны: здесь встречаются кварцевые и мусковит-кварцевые грейзены с топазом, турмалином. Общая направленность зональности в обоих случаях состоит, таким образом, в нарастании кислотности среды вверх. Однако, наиболее верхние зоны окологильных грейзенов характеризуются вновь понижением кислотности: в них образуются мусковитовые, мусковит-флюоритовые, поздние слюдисто-полевошпатовые разности.

В соответствии с метасоматической зональностью происходит и смена рудной минерализации в оловянно-вольфрамовых месторождениях снизу вверх: олово – олово, вольфрам, висмут – вольфрам, различные сульфиды. Как видно, рудная зональность тоже отвечает росту кислотности среды вверх.

В группе окологильных мегасоматитов, не связанных с активными интрузивными контактами, вертикальная зональность описана для березитов, аргиллизированных пород, ураноносных натриевых метасоматитов кварц-серicitовых пород колчеданных месторождений. В березитах зо-

нальность выражается, главным образом, в изменении с глубиной состава новообразованных карбонатов. Например, в Дарасунском месторождении от глубоких горизонтов к поверхности убывает железистость карбонатов внешних и средних зон березитовой колонки и возрастает относительное количество кальцита среди карбонатов [23]. Это объясняется зависимостью карбонатных равновесий от температуры и понижением температуры минералообразования снизу вверх по жиле.

Околожильные аргиллизиты распространены на ртутных месторождениях и зональность в них выражена изменением ассоциаций глинистых минералов. Наиболее детально она исследована в Никитовском рудном поле [6], где выделено три рудных зоны: 1) арсенопирит-антимонитовая (образована на глубине более 2 км); 2) арсенопирит-антимонит-киноварная (1–2 км) и 3) киноварная (0,5–1 км). В первой зоне жилы заполнены хлоритом с кварцем, и тот же состав имеют околожильные метасоматиты. Во второй зоне внизу вместо хлорита присутствует тосудит (смешанослойный дитриоктаэдрический хлорит, очень богатый алюминием). Выше в этой же рудной зоне наряду с тосудитом появляется диккит, а околожильные породы каолинизированы. Наконец, в зоне 3 в жилах существует ассоциация диккит + анкерит, а вмещающие породы карбонатизированы. Последовательность глинистых минералов соответствует медленному снижению температуры и некоторому нарастанию кислотности вверх. Широкое развитие арсенопирита предполагает достаточно восстановительные условия минералообразования.

Выявлена и исследована вертикальная зональность в ураноносных метасоматитах докембрия [14]. Исследователи различают в ней зональность альбитовой (первичная) и постальбитовой стадии. Зональность альбитовой стадии отвечает закономерному нарастанию температуры и активности натрия в растворах вглубь, до зоны эгирин-рибекитовых альбититов. Зональность постальбитовых метасоматитов тоже отражает градиент температуры: сверху вниз карбонат сменяется эгирином, а гематит — магнетитом. Максимум уранового оруденения приходится на зоны эгирин-рибекитовых и эгириновых альбититов. Оно представлено титанатами урана, браннеритом, настуритом. В верхних зонах оруденение бедное и представлено силикатами и окислами урана. Охарактеризованные метасоматиты интересны тем, что в них отсутствуют признаки кислотного выщелачивания, обычного для предрудного метасоматизма.

Зональность колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений рассмотрена в ряде работ, в том числе обобщающих [11, 22]. В большинстве колчеданных месторождений Урала, Кавказа, Японии и других регионов кислотность растворов, производивших околоврудный метасоматизм, нарастила вверх, вызывая смену зон пропилитовой — хлорит-серцит-кварцевой — серцит-кварцевой до серicitовых кварцитов в зоне подводящего канала. Однако в кровле выщелоченных пород, как правило, располагается зона существенно серicitовых пород, обогащенных глиноземом и калием, по-видимому, вынесенных из нижележащих зон окварцевания. К этой зоне осаждения приурочены и залежи сульфидов. В колчеданно-полиметаллических месторождениях Алтая получены интересные данные о зональности метасоматитов выщелачивания и осаждения и о положении в них оруденения [22]. Примечательной особенностью является соответствие порядка осаждения компонентов в верхних зонах обратному порядку их выщелачивания в корневых зонах системы. Так, на Рубцовском месторождении зональность околоврудных метасоматитов имеет вид (снизу вверх): порфиры слабо измененные (пропилитизированные) — зона кварц + серцит + пирит + доломит + рутил — зона максимального выщелачива-

ния; зоны метасоматитов осаждения: хлоритовая (привнос алюминия) — хлорит-серицит-карбонатная (привнос магния и кальция) — серицитовая.

Таким образом, наиболее характерными моментами зональности околовильных метасоматитов являются следующие.

Главным фактором вертикальной зональности является температура в большинстве месторождений. В колчеданных месторождениях ведущее значение приобретает кислотно-основная дифференциация растворов и разъединение в пространстве продуктов выщелачивания и сопряженного осаждения.

Наиболее тесная, генетическая, связь метасоматической и рудной зональности наблюдается в месторождениях зон активных контактов (порфиро-вых, грейзеновых). В других случаях связь не является генетической.

ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Приведенные выше геологические данные показывают, что зональность формируется, в первую очередь, под влиянием градиентов температуры, окислительных условий и кислотности.

Одним из главных параметров формирования вертикальной зональности является температура минералообразования. Большинство соответствующих определений производилось на основании изучения газово-жидких включений в минералах рудных месторождений. Некоторые данные получены по изотопным и минеральным геотермометрам. При этом если распределение температур по стадиям гидротермального процесса изучалось обычно довольно детально, то надежные сведения о распределении температур минералообразования в пространстве ограничены.

В табл. 1 приведены извлеченные из литературы сведения, которые дают представление о распределении температур в вертикальном интервале и о величине градиентов температуры на месторождениях разных типов и разной глубинности образования. В таблице помещены преимущественно цифровые данные, касающиеся какой-либо одной стадии гидротермального процесса. Подавляющая часть опубликованных в литературе определений касается жильных, в том числе рудных минералов, а непосредственно по метасоматитам данных очень мало. Использование таких значений температуры для суждения о температурном режиме околоврудного метасоматизма очень условно. Однако имеющиеся определения в жилах и сопутствующих им метасоматитах показывают довольно близкие температуры (табл. 2). Особенно они должны быть сходными для жил и околовильных метасоматитов, которые сравнительно близки друг к другу по возрасту, что отмечалось выше. Для наших целей важны не столько абсолютные значения, которые, конечно, не совпадают, сколько градиенты температур, которые менее подвержены изменениям. Это позволяет в грубом приближении использовать некоторые данные по жильным минералам.

Сравнение литературных данных показывает, что процессы аргиллизации и образования пород типа вторичных кварцитов в условиях приповерхностной фации происходят в интервале примерно от первых десятков градусов до 200–250° С. Вторичные кварциты субвулканической фации, пропилиты и березиты охватывают интервал от менее 100 до 400° С. Наконец, в еще более глубинных образованиях гипабиссальной и абиссальной фаций (скарны, грейзены, метасоматиты магматической стадии) верхний температурный предел достигает 700° С и более. Указанные интервалы охватывают все стадии гидротермального процесса. Если же рассматривать градиенты температуры в пределах какой-либо одной стадии

Таблица 1. Вертикальные градиенты температур минералообразования в рудных месторождениях

Тип метасоматитов	Месторождения, глубина их образования в м	Интервал глубины (в м) с измеренным ∇T	$T, {}^{\circ}\text{C}$		$\nabla T, {}^{\circ}/100 \text{ м}$	Источник
			Верх интервала	Низ интервала		
Приповерхностная фация						
Аргиллизиты	Йеллоустонский парк					
	Глубины по скв. 62,6	42,2	132	155	55	
	68,7	6,1	155	159	66	
	89,2	20,5	159	171	60	[12]
	95,5	6,3	171	175	66	
	124	28,5	175	180	15	
	Паужетка					
	Глубины по скв. 0–5	5	20	100	1600	
	5–30	25	100	140	160	[12]
	30–250	220	140	190	20	
Аргиллизиты	Вайракей	30–70	40	60	160	[12]
	свыше 70			124	124	
Кварц-серий- цит-хлорито- вые	Саканаи (черные руды)	10	150	200	500 ^{1,3}	[8]
	Сибай					
	Пиритовая зона	20	290–315	310–395	300–400 ^{3,4}	[11]
	Пирротиновая	20	350–395	450–460	275–550 ^{3,4}	
Аргиллизиты	Утесное	100	160–180	220–250	60–70 ¹	[5]
Субвулканическая фация						
Аргиллизиты	Группа баритовых рудопроявлений Закарпатья	200	120–180	210–240	45–30 ¹	[5]
Пропилиты	Бае-Маре (Румыния) свинцово-цинковые руды медно-пиритные				15 ² 7 ²	[24]
Кварц-серий- цит-хлорито- вые	Колчеданные алтайского типа: Рубцовское, 700			250	40 ¹	[1]
	Корбалихинское, 1500		220	350	26 ¹	
	Вавилонское, 2000		250	350	17 ¹	

Кварц-серий- товые	Тишинское, 3200		200	350	12 ¹	
а) II стадия:	Барит-флюоритовые: Таскайнар Южный, КазССР					
			гор. –85 – –115	150–179	155–185	
б) III стадия:			–115 – –170	155–185	150–200	
			гор. –85 – –115	115–125	110–145	
Пропилиты	Бадам Центральный, КазССР		II стадия	120–150	140–160	45–26 ¹
			III стадия	90–105	60–130	
Кварц-серий- цит-хлорито- вые	Бадам Западный, КазССР		II стадия	120–140	150–180	50–70
			III стадия	70–120	60–140	
Пропилиты	Саннисайд-Майн (золото-серебряное)					[26]
			Горизонты: A	191–242	290–314	
Пропилиты	Каральвеем (золотое) Трепча (полиметаллическое)		B	290–314	288–323	
			C	288–323	300–317	
Гипабиссальная фация глубинности						
Пропилиты	Глубина по скв. 0	скв. 500	305	408	20 ¹	[3]
		90	240–360	240–390	0–33 ²	
	355	265	240–390	240–420	0–11 ²	
	475	120	240–420	275–400	0 ²	
	595	120	275–400	230–390	0 ²	
	Злетово (полиметаллическое)					
	0					
	30	30	270–340	320–350	150–40 ²	
	100	70	320–350	300–380	0–42 ²	
	220	110	300–380	300–420	0–33 ²	

Примечание. Температура определялась 1 — гомогенизацией ГЖВ, 2 — декрепитацией, 3 — по минералогическим геотермометрам (пирит-пирротин, пирит- сфалерит), 4 — по изотопным геотермометрам (изотопный состав серы в паре пирит-галенит); при отсутствии индекса — нет данных. Там, где в цитируемых работах приводятся только абсолютные значения T , градиенты вычислены нами.

Таблица 2

Температуры минералообразования в метасоматитах и в заключенных среди них кварцевых жилах

Район, место- рождение	Тип ме- тасомати- тов	$T, {}^{\circ}\text{C}$		Метод определе- ния температу- ры	Источник
		В метасома- титах	В жилах		
Центральная Камчатка	Пропили- ты, квар- циты	200–250 360	200–300 350	Декрепитация кварца, эпидо- та	[18]
гора Алунито- вая (Северо- Восток СССР)	Аргилли- зирован- ные по- роды	180–250 (рудный интервал 180–220 м)	220–250	То же и гомо- генизация	[5]

то, как видно из табл. 1, наибольшие величины градиентов характеризуют наименее глубинные образования. С ростом глубинности градиент температуры в общем уменьшается, причем достаточно резкая граница наблюдается между образованиями весьма малых глубин и остальными.

Данных по вертикальным температурным градиентам в наиболее глубинных образованиях почти не удалось обнаружить в литературе, за исключением примера метасоматитов в щелочно-ультраосновном магматическом массиве [7]. По имеющимся оценкам, вариация температуры составляла там около 60°C на 5 км исследованного разреза через зональные метасоматиты, т.е. градиент, если и был, то не превышал порядка $1^{\circ}/100\text{ м}$.

Интерес представляют выявленные вариации градиента температуры в пределах месторождений, а также отдельных рудных тел. Например, во флюоритовом месторождении Таскойнар Южный [9] на верхних горизонтах градиент составлял $30–40^{\circ}/100\text{ м}$ (рассчитан по данным гомогенизации включений в кварце II и отдельно III генераций), а на нижних резко ослабевал или вообще не проявлялся. Особенно резкое изменение градиента происходит между самыми верхними горизонтами на расстоянии 30 м при общем вертикальном интервале около 90 м. На полиметаллическом месторождении Злетово, по данным С. Янковича [24], для глубоких горизонтов в вертикальном интервале почти 200 м градиент вообще не отмечается, а на верхних 30 м он составляет около $30^{\circ}/100\text{ м}$.

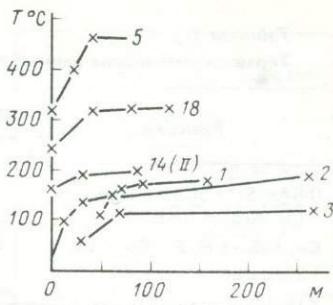
Аналогично нарастание температурного градиента к верхним горизонтам отмечается по измерениям температур в скважинах на современных геотермальных полях, а также в колчеданных месторождениях, где в подрудных метасоматитах градиент очень незначителен, а в перекрывающих колчеданных залежах возрастает иногда до $400^{\circ}/100\text{ м}$. Таким образом, в месторождениях различной глубинности, с различными температурами минералообразования и с разными суммарными градиентами, температур, проявлена общая закономерность, заключающаяся в появлении и нарастании температурного градиента на верхних горизонтах (фиг. 5).

Большое влияние на процессы минералообразования наряду с температурой оказывает фугитивность кислорода. Область вариаций этого параметра в гидротермальных растворах, согласно оценкам Х.Д. Холланда [21], заключена в пределах $\lg f_O_2 = -42 - -34$ при 250°C и сдвигается к более высоким значениям с повышением температуры. Сходные величины приводят Г.Р. Копонин.

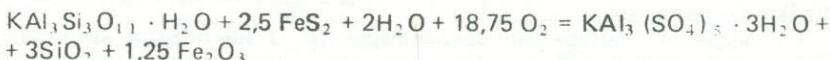
Изучение непосредственно метасоматических образований, сложенных

Фиг. 5. Распределение температур в вертикальном разрезе некоторых месторождений и геотермальных систем

Глубина показана от верхней границы месторождения. Номера кривых соответствуют табл. 2



обычно силикатами и другиминеруднымиминералами, редко позволяет выявить особенности режима кислорода в процессе минералообразования. К таким редким случаям, например, относится переход от зоны кварц-серicitовых (гидрослюдистых) пород с пиритом к выше расположенной зоне алюнитовых кварцитов в аргиллизированных породах. Переход характеризуется равновесием:



или мусковит + пирит + $(2\text{H}_2\text{O} + 18,75 \text{O}_2)$ = алюнит + кварц + гематит. Обычно присутствует гидрослюдя, но поскольку для наших целей различие не имеет принципиального характера, то в записи реакции принята формула мусковита. Направление реакции, как видно, однозначно определяется фугитивностью кислорода при активности воды равной единице.

Примеры подобной зональности известны в эптермальных месторождениях цветных и благородных металлов и в сольфатарных полях на некоторых вулканах. Они характеризуются очень малой глубиной гидротермального процесса и интенсивной аэрации вод, пропитывающих вмещающие породы. Подобные метасоматиты, сложенные опалом с алюнитом и гематитом или с гидроокислями железа, возникают даже на поверхности сольфатарных полей. В более глубинных безалунитовых образованиях зависимость вертикальной зональности метасоматитов от градиента фугитивности кислорода прямо не устанавливается. Влияние этого фактора может быть прослежено более отчетливо лишь по зональности распространения рудных минералов, содержащих какой-либо элемент в разной валентности. Так, в поверхностных и в наиболее приповерхностных условиях устойчивы гидроокислы железа и гематит в ассоциации с алюнитом. При большей насыщенности растворов сероводородом вместо гематита может отлагаться пирит.

Глубже, в зоне меньшей аэрации подземных вод, устойчивым парагенезисом является пирит + магнетит, который в еще более глубинных и восстановительных условиях сменяется пирротином с пиритом. Конкретизировать эту закономерность, однако, трудно из-за широкого интервала устойчивости парагенезиса гематита с пиритом. Для этой же цели можно использовать соотношение форм серы: сульфатной и сульфидной. Однако, трудность состоит в том, что при этом необходимы точные измерения концентраций форм серы в рудообразующем флюиде, что практически невозможно. Благоприятным компонентом является мышьяк, образующий собственные минералы и примеси в сульфидах.

Наиболее окисленные формы мышьяка встречаются в поверхностных образованиях на современных вулканах и в зоне окисления (аурипигмент, скородит), в верхних горизонтах некоторых рудных месторождений, воз-

Таблица 3

Термодинамические данные для равновесий с участием минералов мышьяка*

Реакции	$\Delta G^{\circ 298K}$ ккал/моль	$\lg K_{p: 298}$	Уравнение для $\lg f_{O_2}$
$0,5As_2S_3 + 3CuS + H^+ + e^- = Cu_3AsS_4 + 0,5H_2S$	-41,28	30,22	$\lg f_{O_2} = 36,03 - 0,32pH$
$Cu_3AsS_3 + H_2S = Cu_3AsS_4 + 2H^+ + 2e^-$	+223,04	-163,51	$\lg f_{O_2} = 69,41 - 0,33pH$

* Исходные данные для энаргита и тенантита рассчитаны по [21]

никших в субазральных хорошо аэрируемых толщах (энаргит, люценит) [11]. С переходом к более глубоким горизонтам эти фазы сменяются другими, с менее окисленным состоянием мышьяка. Энаргит и люценит сменяются от верхних горизонтов к нижним блеклыми рудами, а аурипигмент — реальгаром.

Наблюдается интересная закономерность: в некоторых месторождениях малых глубин (обычно это — переходная зона от приповерхностной к субвулканической фации глубинности) постоянно присутствует арсенопирит и отсутствует энаргит, даже в верхних горизонтах рудных тел. Эти месторождения образовались в районах с длительным, хотя и прерывистым, действием глубинных флюидов. В периоды их активности возрастает температурный градиент, а изотермы поднимаются, образуя тепловые "купола".

В силу восстановительного характера флюидов, граница окислительной и восстановительной сред в "куполах" тоже поднимается, благодаря чему там возникает восстановительная среда, благоприятствующая входению мышьяка в арсенопирит. Примерами служат месторождения медно-порфировой формации, некоторые золотые, золото-серебряные и оловянные месторождения, ассоциирующие с биотитовой фацией пропилитов [16, 19].

Энаргит рассматривается как признак высококоислительных условий минералообразования, так как мышьяк входит в него в наивысшей положительной валентности (+5). Однако, аурипигмент, содержащий мышьяк с валентностью +3, обычно распространен в более приповерхностных, более окислительных условиях, чем энаргит. Так, аурипигмент широко развит на поверхности сольфатарных полей и зон разгрузки современных вулканов, тогда как энаргит известен в рудных месторождениях, сформированных на некоторой глубине. Найдены энаргита на сольфатарных полях единичны. Эта особенность объясняется каталитической ролью меди в окислении мышьяка серой.

Медь входит в состав энаргита с валентностью +1, т.е. с наименьшей положительной валентностью, поэтому можно представить, что медь, окисляясь серой, одновременно забирает часть электронов мышьяка, окисляя его и восстанавливаясь отчасти сама. Такой механизм возможен, так как сродство к сере у меди ниже, чем у мышьяка. Для сравнения условий осаждения энаргита и аурипигмента рассчитаны свободные энергии и величины Eh реакций образования этих минералов (табл. 3) и равновесия между ними. Как видно, аурипигмент устойчив в более окислительных условиях, чем энаргит.

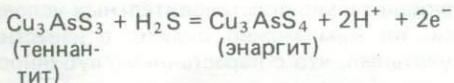
Широко распространенным соединением мышьяка в рудах является тенантит, который, как и энаргит, содержит медь. Однако мышьяк в

Фиг. 6. Сопоставление фаций глубинности, выделенных по фугитивности кислорода (с использованием соединений мышьяка), с вариациями метасоматической зональности околоврудных метасоматитов (кроме указанных минералов, везде присутствует кварц)

Границы устойчивости минералов по pH даны приближенно, при $[KCl] = 10^{-3}$ г-м/л, $\Sigma [S] = 10^{-1}$ г-м/л. Пунктир — смещение нейтральной точки волды. Аб — альбит, Ал — алуният, Арс — арсенопирит, Аур — аурипигмент, Блек — блеклая руда (теннантит), Гем — гематит, Гс — гидрослюдя, Диас — диаспор, Ка — карбонат, Каол — каолинит, М — монтмориллонит, Мт — магнетит, Мус — мусковит, Пир — пирит, Пирр — пирротин, Пиф — пирофиллит, Скор — скородит, Хл — хлорит, Хл-М — хлорит-монтмориллонит, Эндр — энагрит, Эп — эпидот. Зоны нарастания глубинности метасоматитов: А — алуниловая, Б — каолинит-гидрослюдистая, В — пирофиллит-мусковитовая, Г — эпидот-хлоритовая



теннантит трехвалентный, а медь в основном двухвалентна. Расчет равновесия между ними показывает, что теннантит отвечает более восстановительным условиям:



В более глубинных и более высокотемпературных месторождениях главными фазами мышьяка являются такие минералы как мышьяковистый пирит, арсенопирит, леллингит и другие арсениды, где мышьяк содержится в роли аниона. Самородная форма мышьяка сравнительно редка, что объясняется его низкой степенью "самородности" по термодинамическим оценкам и высокому сродству к сере. Наблюдаемое осаждение самородного мышьяка из вулканических газов на земной поверхности объясняется зависимостью полей устойчивости его соединений от форм проявления серы в растворе: самородный мышьяк устойчив не только ниже поля его сульфидов, в областях преобладания HS^- и H_2S , но и выше этого поля, где преобладает HSO_4^- и SO_4^{2-} . Мышьяк восстанавливается здесь за счет окисления серы. Аналогичное объяснение справедливо и для некоторых других самородных элементов, обнаруживаемых в обстановке высокой фугитивности кислорода, которая, казалось бы, им "противопоказана".

Рассматриваемая зависимость фазовых переходов от фугитивности кислорода не может считаться универсальным показателем глубинности. В действительности, на все эти равновесия влияют и другие факторы. Наиболее существенный из них — концентрация в растворе сероводорода. При высоких его концентрациях, близких к насыщению, например, в некоторых участках геотермального поля кальдеры Узон на Камчатке, на глубине менее 1 м от поверхности образуется аурипигмент, который глубже 1 м сменяется реальгаром. Несмотря на прямой контакт с атмосферой высшей степени окисления мышьяка здесь не достигается вследствие высокой активности сероводорода в растворах. Известны даже случаи проявления анионных форм мышьяка в пределах сольфатарных полей на вулканах.

Таблица 4

Фации глубинности минералообразования, выделенные по валентному состоянию мышьяка

Категории глубинности проявлений	Фации глубинности по величине f_{O_2}		T°, C	$\lg f_{O_2}$
Поверхностные и приповерхностные	Скородитовая			-65
	Аурилгмент-энаргитовая:	аурилгментовая реальгаровая	100 200	-75
Субвулканические, гипабиссальные	Блеклорудная:		250	
	Арсенидная:	As-пирита арсенопиритовая		-80
			300	

Примечание. Значения $\lg f_{O_2}$ и T приведены ориентировочно с учетом геологических, экспериментальных данных и термодинамических расчетов [21]. Другие пояснения — в тексте.

Так, на о-ве Кунашир (вулкан Менделеева) А.В. Зотовым описан мышьяковистый пирит с содержанием мышьяка приблизительно до 2% [7]. Мышьяк в нем изоморфно замещает сульфидную серу. Минерал отлагается из струи раствора, насыщенного сероводородом, с температурой 70° С. Рядом, в осадке другого, более холодного, источника с низким содержанием сероводорода, пирит мышьяка не содержит.

В общем все же развитие тех или иных из отмеченных соединений мышьяка является индикатором окислительно-восстановительных условий минералообразования. В частности, по ним можно судить, в известной степени, о глубинности процесса, учитывая, что с нарастанием глубинности в общем совпадает уменьшение окислительного потенциала или фугитивности кислорода.

При выделении фаций минералообразования по фугитивности кислорода можно сравнивать величину f_{O_2} только для минеральных парагенезисов, возникших при одинаковых температурах. Учитывая, однако, что действие повышения температуры обычно совпадает с эффектом нарастания восстановительных условий и, следовательно, в общем случае с эффектом нарастания глубинности, можно выделить фации относительной глубинности по смене мышьяковистых фаз с разным валентным состоянием мышьяка. Результаты такой попытки приведены в табл. 4 и на фиг. 6.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Связь между метасоматической и рудной зональностью в большинстве случаев не является строго генетической (например, для дорудных метасоматитов), а обусловлена, главным образом, общим планом структурных деформаций и длительным сохранением физико-химической обстановки. Более тесная связь отмечается для окзоксидильных (пред- и синрудных) метасоматитов. Максимум оруденения имеет тенденцию локализоваться в определенных зонах метасоматической вертикальной зональности свойственных данному типу месторождений. Наиболее тесная генетическая связь метасоматической и рудной зональности наблюдается в относительно высокотемпературных месторождениях (грейзеновые, молибдено-порфировые и некоторые другие).

В рассмотренных примерах видно, что характер вертикальной метасоматической зональности зависит от глубинности образования месторожде-

Таблица 5

Фации глубинности рудоносных метасоматитов для малых и средних глубин

Фации глубинности	Геологическая обстановка, магматизм	Метасоматиты	Интервал глубин	Оруденение
Приповерхностная	В сольфаторных полях вулканов	Алунит-каолинитовые кварциты, аргиллизиты	От 0 до 100–200, м	Сера, рассеянные сульфиды
Эптермальных месторождений	Вулканогенные	Аргиллизиты, пропилиты (альбит-кальцитовые), березиты	От 200 до 500–800 м	Au, Ag, Hg, As
Низкотемпературных жил	Связь с магматизмом неясная, малый градиент T	Аргиллизиты, окварцованные породы	Большой интервал глубин	Hg, Sb, As
Малоглубинных гранитоидных куполов в вулкано-плутонических формациях	Тесное переплетение во времени вулканизма, интрузивного магматизма и гидротермальной деятельности	Пропилиты (биотитовые, актинолит-эпидотовые), вторичные кварциты, грейзены, калишпатиты, роговики березиты	От менее 0,5 до 1,5 км и более	Mo, W, Cu, Au, Pb, Zn
Гипабиссальная	Постинтрузивные жилы около гипабиссальных гранитоидных интрузивов	Скарны, грейзены, пропилиты (эпидот-актинолитовые, эпидот-хлоритовые), кварц-серicitовые метасоматиты	Свыше 1–1,5 км	Be, W, Sn, Pb, Zn, Cu, Au

ния. Однако, само понятие "Глубинность месторождения" страдает неопределенностью, связанной с тем, что такой непосредственный признак глубины, как литостатическое давление, оказывает малое влияние на реакции минералообразования в обсуждаемых месторождениях. К тому же, давление в гидротермальной системе может сильно отклоняться от литостатического, в силу особенностей структурно-гидродинамического режима на месторождении. Другой общепризнанный показатель глубинности — температура — тоже в сильной степени зависит от геологической обстановки и позволяет лишь общие сопоставления. Можно сказать, что в приповерхностных областях максимальные температуры минералообразования ниже, чем в глубоких горизонтах, а градиенты температуры имеют тенденцию к уменьшению с глубиной.

Вследствие отмеченных обстоятельств, представляется целесообразным при оценке глубинности месторождений учитывать, наряду с давлением и температурой, еще и фугитивность кислорода. Этот параметр в общем убывает вглубь Земли по мере ослабления связи с атмосферой. Вследствие неоднородности земной коры, заметные изменения величины фугитивности кислорода происходят на некоторых рубежах. Таким рубежам служат литологические контакты или другие структуры, являющиеся ограничителями водоносных горизонтов. В этих горизонтах, вследствие хорошей аэрируемости вод, поддерживается высокий уровень фугитивности кислорода, тогда как под ними, в породах субстрата, аэрируемость поровых растворов резко ухудшается и фугитивность кислорода скачкообразно уменьшается.

Подобные рубежи, разумеется, могут располагаться на разных абсолют-

ных глубинах в разных районах, но к ним обычно приурочено также изменение температуры и они могут быть зафиксированы методами реконструкции физико-химической обстановки. Более сложный случай представляют собой узлы в земной коре, в которых длительное время действовали интенсивные потоки глубинных флюидов. Зоны повышенных температур и пониженной фугитивности кислорода распространяются в этих областях до высоких горизонтов. Таким образом, говоря о глубинности месторождения, мы имеем в виду не столько абсолютные глубины, сколько определенную физико-химическую обстановку минералообразования, ибо для разных типов геологической обстановки глубины физико-химических рубежей должны быть различными. В табл. 5 приведена схема фаций глубинности с учетом фугитивности кислорода (по степени окисленности мышьяка в соединениях, см. фиг. 6) и геологической ситуации.

Признаком определенного уровня глубинности, в отмеченном выше понимании, несомненно являются ритмично-зональные структуры. Ритмично-полосчатые кварцевые и кварц-адуляровые жилы давно считались признаком приповерхностного характера гидротермального процесса, ритмы гранит-порфир-кварц характерны для кровли малоглубинных гранитоидных куполов. Вообще такие структуры возникают при переходе системы в резко неравновесные условия, например, при возникновении большого градиента температуры или других параметров. В метасоматической зональности эти структуры обычно приурочены к верхней ее части и с ними бывают связаны области обогащения рудным компонентом. Связь руды с ритмичными структурами может быть предположительно объяснена особым, колебательным, режимом, возникающим при некоторых, критических, значениях параметров развития гидротермальной системы, удаленной от равновесия. Можно полагать, что такой режим способствует разрушению некоторых рудных комплексов и выпадению металлов из раствора.

Вследствие большого разнообразия факторов, формирующих вертикальную зональность в условиях малых глубин, простая модель зональности не в состоянии объяснить всего многообразия ее. В настоящей статье сделана попытка систематизировать и показать относительную роль некоторых главнейших из факторов в связи с геологической обстановкой месторождения, а также обратить внимание на большую роль градиента фугитивности кислорода в некоторых случаях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гибшер Н.А. Палеотемпературные градиенты на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 130–134.
2. Григорьев Л.С., Коген В.С., Русинов В.Л. Золотоносные пропилиты центральной части Станового хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 2, с. 87–98.
3. Давиденко Н.М. Минеральные ассоциации и условия формирования золотоносных кварцевых жил Мало-Анийского района Западной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.
4. Елеева И.В., Русинова О.В. Генезис и поисковое значение кварц-кварцитовых образований верхних горизонтов Балейского месторождения. — Геология руд. месторождений, 1969, 11, № 4, с. 88–95.
5. Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Новосибирск: Наука, 1974. 125 с.
6. Заря В.Ф. О вертикальной минеральной зональности на никитовском рудном поле. — Геология руд. месторождений, 1980, № 3, с. 102–106.
7. Зотов А.В., Лапутина И.П., Чичагов А.В. Мышиаковистый пирит из термальных источников о. Кунашир. — Геология руд. месторождений, 1972, 14, № 1, с. 125–131.
8. Кадзивара И. Некоторые ограничения

- ния условий формирования руд Ку-
роко. — В кн.: Вулканализм и рудо-
образование. М.: Мир, 1973, с. 173—
182.
9. Коллус А.В., Хитаров Д.Н., Боло-
хонцева С.В. Температурный режим
формирования месторождений
флюорита Казахстана различных ге-
нетических типов. — В кн.: Термо-
барогеохимия земной коры и рудо-
образование. М.: Наука, 1968,
с. 109—121.
10. Коржинский Д.С. Математическая
модель вертикальной зональности
постмагматического процесса с те-
лескопированием. — Докл. АН СССР,
1969, 185, № 6, с. 1346—1349.
11. Логинов В.П. Зональность гидротер-
мального изменения и рудоотложе-
ния на колчеданных месторождениях
и ее возможное практическое зна-
чение. — В кн.: Прогнозирование
скрытого оруденения. М.: Наука,
1976, с. 251—261.
12. Набоко С.И., Пийп Б.И. Современ-
ный метаморфизм вулканических
пород в районе Паукетских гидро-
терм. — Тр. Лаб. вулканологии
АН СССР, 1961, вып. 19. 94 с.
13. Омельяненко Б.И. Околоводные
гидротермальные изменения пород.
М.: Недра, 1978. 214 с.
14. Омельяненко Б.И., Минеева И.Г.
Предрудная и рудосопровождающая
вертикальная зональность в урано-
носных натриевых метасоматитах до-
кембрия. — Изв. АН СССР. Сер.
геол., 1979, № 9, с. 96—106.
15. Платонова Э.Л. Условия образования
баритового оруденения в Закар-
патье. — В кн.: Теория и практика
термобарогеохимии. М.: Наука,
1977, с. 55—61.
16. Размахнин Ю.Н., Размахнин Э.М.
Систематика, зональность и метал-
логеническое значение метасомати-
тов оловоносных полей Сихотэ-Али-
ния. — Геология руд. месторожде-
ний, 1973, 15, № 1, с. 52—63.
17. Расс И.Т. Зональность существую-
щих минералов последовательных
зон инфильтрационных колонок —
индикатор изменения состава раство-
ров. — В кн.: Проблемы вертикаль-
ной метасоматической зональности.
М.: Наука, 1982.
18. Русинов В.П. Геологические и физи-
ко-химические закономерности про-
пилитизации. М.: Наука, 1972. 204 с.
19. Русинов В.П., Зиньков А.В., Боро-
денков А.Г. Железо-магнезиально-ка-
лиевый метасоматизм в некоторых
рудных месторождениях. — В кн.:
Проблемы физико-химической пет-
рологии. М.: Наука, 1979, т. 2,
с. 213—234.
20. Холл У., Фридман И., Наш Дж.
Исследование флюидных включений
и легких стабильных изотопов на
молибденовом месторождении Клай-
макс, штат Колорадо. — В кн.:
Стабильные изотопы и проблемы
рудообразования. М.: Мир, 1977,
с. 299—334.
21. Холланд Х.Д. Некоторые приложе-
ния термохимических данных к
проблемам рудных месторождений.
Минеральные ассоциации и состав
рудообразующих флюидов. — В кн.:
Термодинамика постмагматических
процессов. М.: Мир, 1968.
22. Чекваидзе В.Б. Зональность колче-
данно-полиметаллических месторож-
дений. — В кн.: Проблемы верти-
кальной метасоматической зональности.
М.: Наука, 1982.
23. Щербань И.П., Дроздовская А.А.,
Широких И.Н. Некоторые черты
вертикальной зональности березитов
(на примере Дарасунского месторож-
дения). — В кн.: Проблемы
вертикальной метасоматической зо-
нальности. М.: Наука, 1982.
24. Янкович С. О температурном гра-
диенте на месторождениях, образо-
вавшихся на субвулканическом
уровне. — В кн.: Геология и геохи-
мия рудных месторождений. М.:
Мир, 1971, с. 146—151.
25. Broderick T.M. Zoning in Michigan
copper deposits and its significance. —
Econ. Geol., 1929, 24, N 1/2, p. 149—
162.
26. Casadevall T., Ohmoto H. Sunnyside
Mine, Eureka mining district, San Juan
County, Colorado: Geochemistry of
gold and base metal ore deposition in a
volcanic environment. — Econ. Geol.,
1977, 72, p. 1285—1320.
27. Sillitoe R.H. The tops and bottoms
of porphyry copper deposits. — Econ.
Geol., 1973, 68, N 6, p. 799—815.

Г.П. Проскурин

ОБЪЕМНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
АПАТИТ-ИЛЬМЕНИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ГАББРОИДАХ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

На северо-западе Украинского кристаллического щита находится несколько массивов основных пород, которые вместе с генетически родственными им рапакиви и рапакививидными гранитами слагают крупное интрузивное тело, известное в литературе как Коростенский plutон [9]. Изучение plutона показало титановую специализацию [3, 7, 9].

Площадь Коростенского plutона составляет около 12000 км², причем 25% ее занимают анортозитовые массивы, остальные 75% приходятся на долю рапакиви, радиогенный возраст которых по циркону 1680–1700 млн. лет. Самыми крупными массивами являются Володарск-Волынский, площадью 1250 км², и примыкающий к нему с северо-востока Чеповичский, площадью 830 км². На западной окраине plutона расположены небольшие массивы – Кривотинский (30 км²) и Ушомирский (15 км²), являющиеся, по-видимому, перефирийными частями более крупного, перекрытого коростенскими гранитами Емельянновского массива [5]; в юго-восточной части plutона находятся Федоровский, Рудня-Базарский и другие мелкие массивы.

Вмещающими породами plutона служат как складчатые, так и близкие к платформенным образования. Складчатую раму Коростенского plutона образуют ультратаморфические гранитоиды Кировоградско-Житомирского комплекса, а также амфиболиты, мигматизированные гнейсы и кристаллические известняки, входящие в состав тетеревской серии, имеющей радиогенный возраст 1900–2100 млн. лет.

С породами рамы Коростенский plutон имеет четкие интрузивные контакты с широко проявленным метаморфизмом. Внутри plutона контакты основных пород и гранитоидов в большинстве случаев так же четкие, интрузивные, однако встречаются и постепенные переходы через зону гибридных пород. Большинство исследователей считают гранитоиды более молодыми образованиями, а plutон в целом представляют в виде сложного межформационного хонолита нижнепротерозойского возраста.

Среди мафитов Коростенского plutона выделяются [7] две интрузивные фазы – ранняя, образующая центральный комплекс, и более поздняя, слагающая краевые части массивов. Центральный комплекс представлен крупнозернистыми анортозитами и габбро-анортозитами, резко преобладающими в строении массивов. Породы краевого комплекса имеют подчиненное значение и представлены преимущественно габбро и габбро-норитами, с возрастом 1800–1820 млн. лет. С указанными породами связано в основном бедное ильменитовое оруденение [2]. Они являлись коренными источниками для образования аллювиальных и остаточных месторождений титана.

Кроме центрального и краевого комплексов, внутри анортозитовых блоков распространен комплекс дайкообразных тел и малых интрузий (1100–1500 млн. лет), сложенных преимущественно меланократовыми габброидами, с которыми связаны повышенные содержания ильменита и апатита. Кратко эти образования охарактеризованы нами ранее [2, 8]. Однако в последнее время по одной из рудоносных интрузий получены новые данные, которые позволяют существенно уточнить ее строение и высказать новые взгляды на условия образования титаноносных пород.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ФОРМА ТЕЛА РУДОНОСНЫХ ГАББРОИДОВ

Детально изученное нами интрузивное тело габброидов находится в южной части Чеповичского массива анортозитов и приурочено к Центральной зоне глубинных разломов, которая довольно четко прослеживается по данным глубинного сейсмического зондирования [6] и хорошо фиксируется серией дайкообразных тел. Указанная зона имеет северо-западное простирание и северо-восточное падение, является наиболее значительной в районе Коростенского plutона и разделяет его на две примерно равные части.

На уровне эрозионного среза тело рудных габброидов представляет собой неправильный овал, несколько вытянутый в юго-восточном направлении. На глубину, оно прослежено скважинами на 1400 м. На более низких горизонтах форма интрузива в общем сохраняется, однако с глубиной несколько уменьшаются его поперечные размеры (фиг. 1).

В целом изученное тело имеет штокообразную форму, с глубиной, вероятно, переходящую в дайку, которая прерывисто фиксируется на юго-восточном продолжении глубинного разлома. В центре интрузива, в его явно штокообразной части, падение контактов почти вертикальное, а на флангах отчетливо выражено северо-восточное падение (фиг. 2).

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ И ИХ ПРИКОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Вмещающими рудоносными габброидами являются габбро-анортозиты Чеповичского массива. Макроскопически это серые или темно-серые крупнозернистые массивные породы, практически лишенные темноцветных минералов, при полном отсутствии иризации, что характерно для других массивов Коростенского plutона. Плагиоклаз доминирует в этих породах (табл. 1) и, в отличие от других мафитов plutона, обладает максимальной основностью (52–54% *Al*) при минимальной калиевости (0,49–0,52%). За счет неравномерности вторичных изменений (деанортозизация) состав его несколько колеблется.

В виде единичных зерен или реже в форме небольших гнездообразных скоплений темно-цветные минералы представлены оливином и инвертированным пижонитом.

Химические анализы оливинов показали их минимальную среди пород анортозитовой формации plutона железистость (44,0–39,3% *f*), с закономерным снижением последней по глубине изученного разреза (табл. 6).

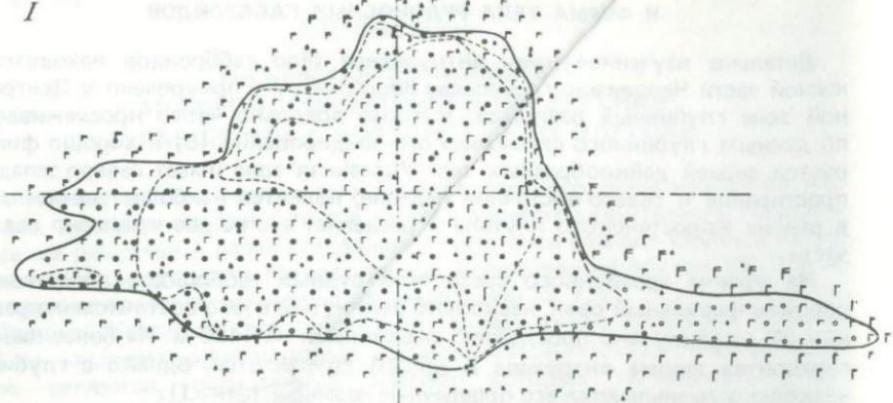
Ортопироксен присутствует в равных количествах с оливином или несколько преобладает над ним. Характеризуется различным соотношением пироксеновых фаз, с заметным увеличением вверх по разрезу ферросилиловых молекулы (табл. 7).

Рудные минералы встречаются редко в виде единичных ксеноморфных зерен и всегда только в сростках с пироксеном.

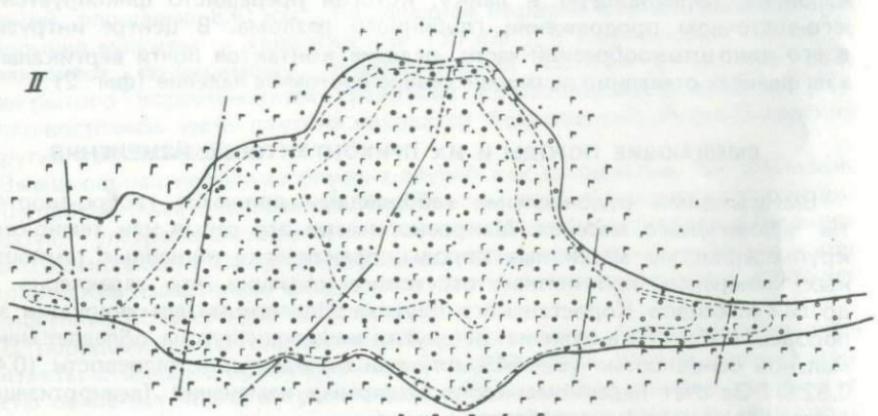
Вмещающие рудное тело анортозиты претерпели существенные изменения, которые выразились прежде всего в общем их освещении и рафинировании. По мере приближения к контакту постепенно уменьшается количество темноцветных и рудных минералов. Непосредственно в зоне контакта это мономинеральные, почти белые, лишенные любой цветной примеси, породы.

В указанной зоне анортозиты утратили свой первоначальный состав и превратились в светлые диафториты типа олигоклазитов или анденизитов,

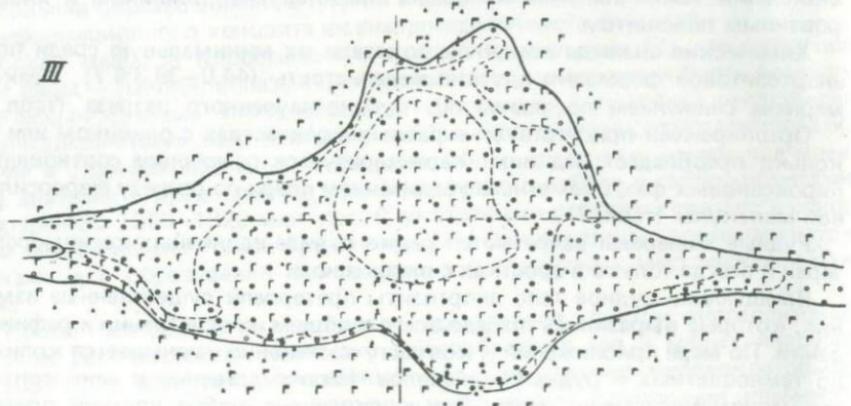
I



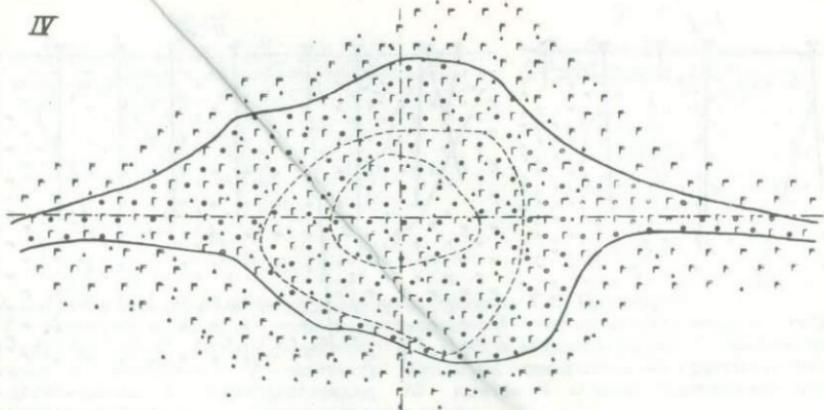
II



III



- FF 1 FO 2 Fo 3 F* 4 5 6 ▲ 7 — 8



Фиг. 1. Геологическая карта тела рудоносных габброидов. Составил Г.П. Прокурик

I — на уровне эрозионного среза; II — на горизонте +5 м; III — на глубине 250 м; IV — на глубине 500 м. 1 — вмещающие габбро-анортозиты, 2 — габбро лейкократовые, 3 — габбро мезократовые, 4 — меланотректолиты, 5 — контакты между отдельными разновидностями пород, 6 — контакты между разновозрастными группами пород, 7 — разведочные скважины, 8 — линии геологических разрезов

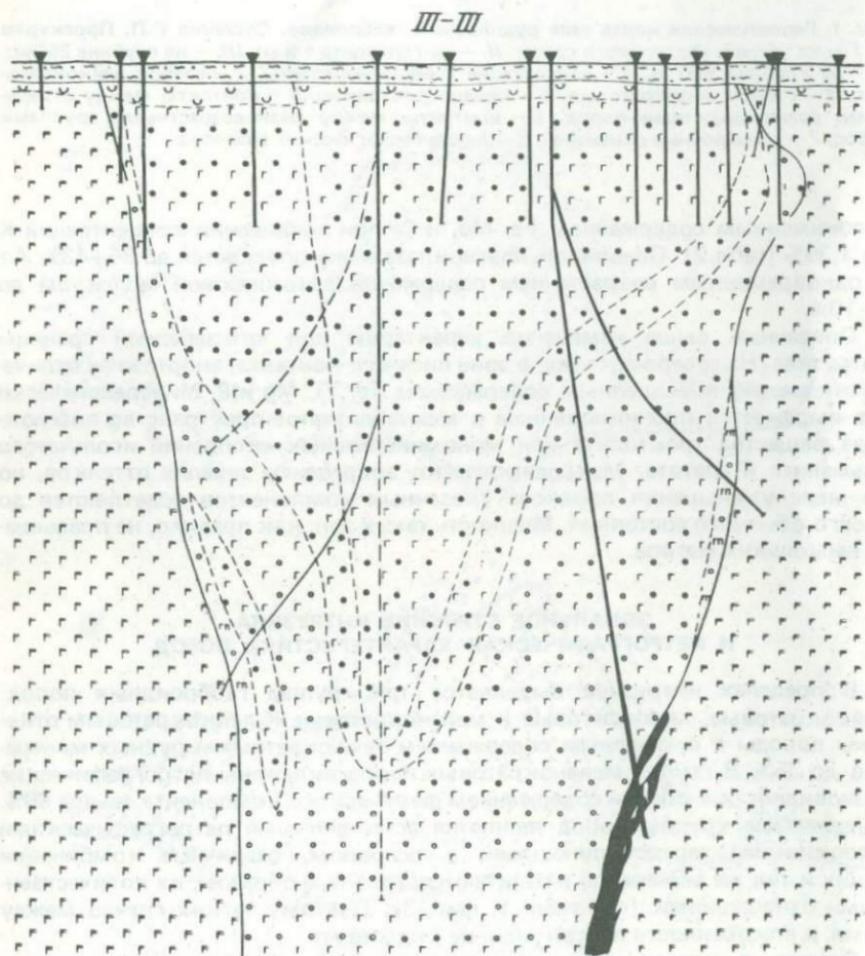
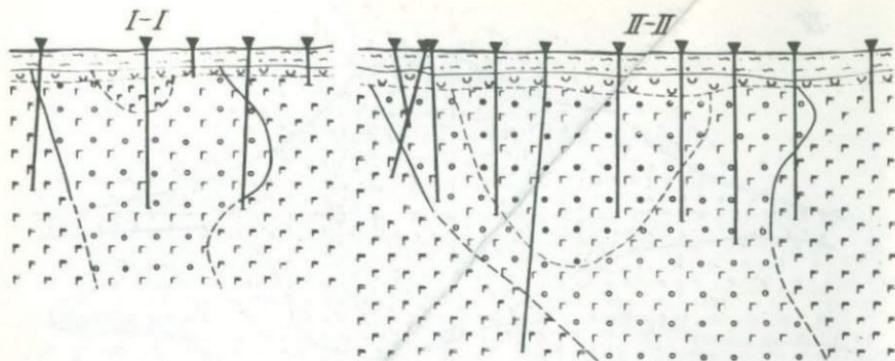
с пониженным содержанием Fe, Mo, и Ca при повышении концентрации K до 1,39% (табл. 2). Основность пластика в них опускается до 35—43% An, с одновременным возрастанием содержания ортоклазовой молекулы до 4—10%.

Описанные выше изменения характерны для юго-западной границы интрузива. На северо-востоке, в зоне висячего контакта, анортозиты отличаются заметно повышенным содержанием Fe, Ti, Mg и P. Минералогически это выражается проникновением в межтаблитчатое пространство пластика вещества тректолита или мономинеральных скоплений игольчатого ильменита и апатита. Макроскопически анортозиты темных оттенков, но по мере уменьшения привноса указанных компонентов осветляются до своего обычного состояния. Мощность таких зон, как правило, не превышает нескольких метров.

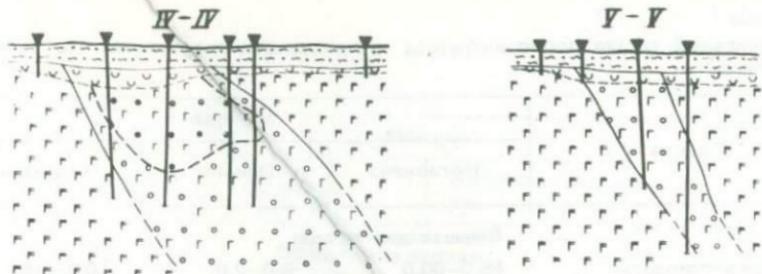
ЗОНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВА И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В пределах интрузива выделяются три группы габброидных пород: лейкократовые, мезократовые и меланократовые. К лейкократовым отнесены породы с суммарным содержанием темноцветных и рудных минералов до 35%. В группу меланократовых пород включены петрографические разновидности с общим содержанием фемического компонента свыше 60%. Выделяемые группы пород являются естественными петрографическими ассоциациями, представляющими, в основном, различные комбинации одних и тех же минералов и отличаются, главным образом, их количественными отношениями (см. табл. 1, фиг. 3). Поэтому четких границ между ними, и в особенности по латерали, не существует.

Однако в целом интрузив характеризуется прекрасно выраженным зональным строением: от периферии к центру и с глубины к поверхности увеличивается меланократовость пород — лейкократовые габброиды



1	2	3	4	5	6
7	8	9	10	11	



Фиг. 2. Геологические разрезы рудного тела. Составил Г.П. Проскурин

1 — осадочная толща; 2 — кора выветривания; 3 — габбро-анортозиты; 4 — габбро лейкократовые; 5 — габбро-пегматиты; 6 — габбро мезократовые; 7 — меланотроктолиты; 8 — оливиниты; 9 — контакты между разновозрастными группами пород: а — достоверные, б — предполагаемые; 10 — контакты между отдельными разновидностями пород; 11 — разведочные скважины

(зона 1) последовательно сменяются мезократовыми (зона 2) и далее меланопородами (зона 3). В этом же направлении возрастает содержание рудных компонентов (фиг. 1, 2).

Группа лейкократовых пород представлена собственно лейкократовыми и габбро и габбро-пегматитами, в верхней части разреза местами значительно калишпатизированными. Вместе они образуют внешнюю зону в виде сплошной оторочки различной мощности. В центральной части интрузива мощность лейкократовых пород незначительна и составляет несколько метров. В то же время на флангах интрузива и в его заливообразных участках лейкократовые породы доминируют. С глубиной их распространенность увеличивается, постепенно они полностью вытесняют другие породы интрузива (фиг. 1, 2).

Габбро-пегматиты исключительно развиты в зоне контакта с вмещающими габбро-анортозитами и образуют практически непрерывную и, как правило, маломощную оторочку. В зоне лежачего или субвертикального контакта это обычно укрупненные пегматоидные образования мощностью 1 м. В то же время под "покрышкой" габброанортозитов мощность пегматитов достигает 35 м. Вместе с тем, переход габбро-пегматитов к габбройдам интрузива постепенный за счет уменьшения размеров зерен породообразующих и рудных минералов.

По минеральному и химическому составу лейкогаббро и пегматиты практически идентичны (табл. 1, 3). Разница прежде всего заключается в структуре пород: лейкогаббро обычно среднезернистого сложения, массивного облика, с редкими проявлениями такситовой структуры, в то время как габбро-пегматиты крупно-иногда гигантозернистые, с мечевидным обликом темноцветных минералов. В обеих разновидностях главным породообразующим минералом является в значительной степени соссюритизированный плагиоклаз, имеющий лейстовидный облик и беспорядочное расположение. Преобладающие размеры лейст плагиоклаза в лейкогаббро — 7–8 × 1,5 мм, а в габбро-пегматитах — 25–30 × 7–8 мм.

Из темноцветных минералов основным является клинопироксен, в значительной степени замещенный уралитом. При этом степень замещения заметно увеличивается с глубиной интрузива. Оливин встречается в виде единичных зерен, однако в габбро-пегматитах его количество иногда заметно увеличивается. Содержание двуокиси титана в лейкократовых породах

Таблица 1

Минеральный состав пород интрузива и вмещающих анонтозитов (по шлифам, объемн.%)

Порода	Минерал		
	Плагиоклаз	Оlivин	Пироксен
Вмещающие породы			
Габбро-анортозиты	85,0–90,0 89,5	0,0–2,0 1,3	0,0–3,0 2,5
Группа лейкократовых пород			
Габбро-лейкократовое	48,0–65,2 62,6	2,0–6,5 3,2	5,8–17,8 12,1
Габбро-пегматиты	40,0–50,5 44,6	0,0–15,0 6,3	10,0–25,5 20,3
Габбро-калишпатовое	45,0–63,0 53,4	0,0–5,4 2,1	2,0–10,2 7,8
Группа мезократовых пород			
Габбро-оливиново-пироксеновое	36,5–54,0 52,0	3,5–10,6 7,8	3,0–12,5 9,8
Лейкотректолиты	45,6–60,5 53,8	5,0–16,8 14,3	3,2–12,1 7,8
Тректолит	35,5–45,6 41,4	20,0–35,7 21,7	1,0–10,5 5,6
Группа меланократовых пород			
Меланотректолит	0,4–22,6 22,0	20,5–58,9 38,6	0,5–5,2 3,2
Плагиоклазовый перидотит	2,0–9,8 3,8	25,2–60,5 45,6	1,5–4,3 2,8
Плагиоклазит	75,0–90,0 82,8	0,0–1,5 0,2	0,0–3,0 1,8
Жильные образования			
Оливиниты	0,0–8,5 6,4	80,0–90,0 82,4	0,0–12,6 4,2
Диабазы	45,0–60,0 53,0	1,5–5,8 4,5	12,6–28,5 20,0
Сиениты	60,0–75,0 63,8	0,0–1,0 0,3	5,0–12,0 6,8

Примечание. В числителе — пределы содержаний, в знаменателе — среднее; *n* — число шлифов; оливин определен вместе с вторичным магнетитом, в калишпатовом габбро и сиените вместе с плагиоклазом — калишпат и кварц.

	Минерал			<i>n</i>
	Ильменит	Апатит	Вторичные минералы	
Вмещающие породы				
	0,6–1,5 0,6	0,1–0,6 0,3	2,0–9,5 6,0	253
Группа лейкократовых пород				
	5,3–10,0 8,4	1,2–5,6 3,2	8,6–13,5 11,4	60
	5,3–15,2 9,4	1,28–4,5 2,7	3,0–20,5 16,7	32
	2,0–5,4 4,7	1,1–3,7 2,1	18,7–31,4 29,5	17
Группа мезократовых пород				
	10,3–15,6 12,5	1,2–5,2 3,3	10,2–16,5 14,7	84
	11,3–14,8 12,8	1,5–5,0 3,8	7,8–15,2 9,6	57
	11,0–18,2 13,6	2,2–12,7 7,50	6,8–14,5 10,6	300
Группа меланократовых пород				
	13,2–21,8 16,0	4,3–13,0 9,4	10,6–18,7 11,0	207
	15,2–23,8 17,8	2,2–14,7 10,8	12,5–24,3 19,8	146
	3,0–4,0 3,3	1,7–2,7 1,9	6,5–12,3 10,0	23
Жильные образования				
	3,6–6,0 5,0	0,7–2,0 1,2	3,0–30,2 5,4	26
	4,0–7,4 5,2	0,7–3,4 2,2	14,5–20,5 17,0	10
	1,8–5,6 3,4	0,4–2,7 1,2	18,6–28,7 24,2	8

Таблица 2

Химический состав габбро-анортозитов, вес. %

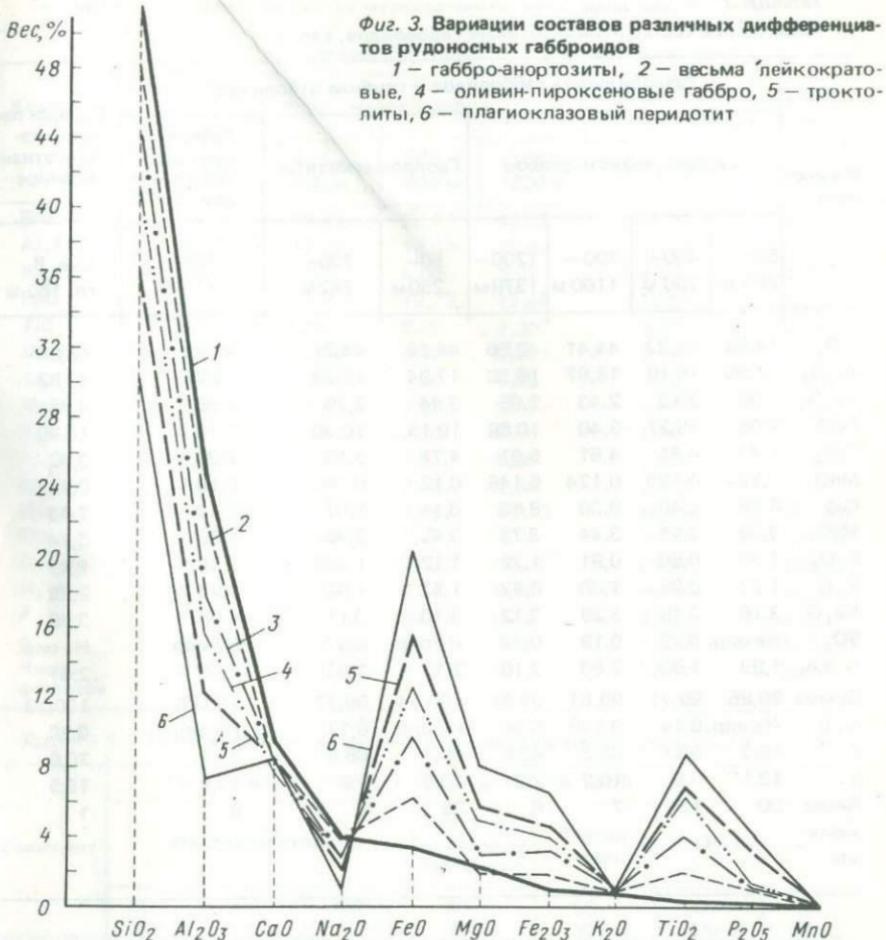
Компонент	Разновидности пород, глубина отбора проб, м				
	Габбро-анортозиты на удалении от контакта		Габбро-анортозиты непосредственно в зоне контакта		Ксенолиты габбро-анортозита в лейкократовом габбро
	Осветленные	Серые, темно-серые	Осветленные	Серые, темно-серые	
	50–250	759–762	50–250	1238–1241	897–899
SiO ₂	52,70	50,63	51,99	50,44	50,20
Al ₂ O ₃	25,12	24,72	25,36	24,69	24,66
Fe ₂ O ₃	0,73	1,05	0,77	1,78	2,07
FeO	3,15	4,04	2,40	3,21	4,46
TiO ₂	0,26	0,30	0,25	1,13	0,66
CaO	9,34	9,88	8,85	9,61	9,48
MgO	2,50	3,64	1,90	2,21	2,39
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,0	0,18	0,20 ¹
MnO	0,04	0,01	0,03	0,05	0,05
K ₂ O	0,48	0,44	1,39	0,74	0,67
Na ₂ O	4,13	3,63	4,13	4,25	4,04
SO ₃	0,07	0,08	Не опр.	0,07	0,03
П.п.п.	1,15	1,53	2,99	1,20	1,25
Сумма	99,71	100,01	100,12	99,56	100,16
H ₂ O ⁻	0,13	0,14	Не опр.	0,14	0,20
F	43,11	41,05	44,70	50,0	56,29
h	8,5	19,3	13,1	20,0	17,10
Число	70	1	4	1	1
анализов					

Примечание. Здесь и далее в таблицах: F – коэффициент железистости, h – коэффициент окисленности железа; An – состав плагиоклаза.
Анализы выполнены в ЦКЛ ПГО "Севукргеология".

стабильно низкое, находится на уровне 4–4,5%, иногда опускается до 2,5–3% содержание пятиокиси фосфора около 0,8–1,2%.

Следует отметить, что в зоне лейкократовых пород довольно часто встречаются ксенолиты вмещающих габбро-анортозитов мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и более. В этом случае габбро-анортозиты интенсивно изменены, в них отмечается повышенное содержание железа, титана и фосфора (см. табл. 2), что прямо указывает на повышенные миграционные способности этих компонентов.

Особый генетический интерес представляет калишпатовая порода, которая фрагментарно встречается в закрытых сверху частях интрузива и основная масса которой, вероятно, уничтожена процессами эрозии. По своему составу она варьирует от кварцевого габбро до габбро-сиенитов. Плагиоклаз в ней существенно раскислен (35,6% An) и максимально обогащен ортоклазовой молекулой (~ 11%). Калиевый полевой шпат присутствует в различном количестве и зачастую тесно ассоциирует с кварцем, более типична его антипертитовая разность. Темноцветные минералы представлены клинопироксеном повышенной железистости (табл. 7), биотитом и



волокнистым амфиболом, в значительной степени совместно с плагиоклазом измененными вторичными процессами.

Группа мезократовых пород представлена оливин-пироксеновым габбро и троктолитами. В оливин-пироксеновом габбро из темноцветных минералов преобладает клинопироксен или псевдоморфозы по нему, а среди троктолитов — оливин, количество которого определяет лейко-троктолит или собственно троктолит (см. табл. 1). Вместе они со всех сторон окружают центральную часть рудного тела, причем на внешней стороне располагаются оливин-пироксеновые габброиды, которые к центру постепенно переходят в троктолиты. На уровне эрозионного среза указанные породы занимают около 30–35% площади интрузива и несколько смешены к западу. С глубиной границы мезократовых пород сдвигаются к центру рудного тела. Мощность их существенно уменьшается.

Переход пироксен-оловинниковых габбро в троктолиты и последних в меланотроптолиты осуществляется очень плавно, за счет постепенного увеличения количества оливина и уменьшения содержаний пироксена и плагиоклаза (см. табл. 1). В то же время на глубине переход мезократовых пород к лейкократовым довольно резкий.

Таблица 3

Химический состав лейкократовых габброидов, вес. %

Компонент	Разновидность габброидов и глубина отбора проб							Габбро-пегматит калишпатизированное	
	Габбро лейкократовое				Габбро-пегматиты				
	50—250 м	400—700 м	700—1100 м	1200—1370 м	50—250 м	739—742 м	50—250 м		
SiO ₂	44,88	44,22	44,41	42,50	44,66	44,21	49,53	46,94	
Al ₂ O ₃	17,96	19,19	18,87	18,30	17,84	18,89	19,71	13,52	
Fe ₂ O ₃	3,38	2,19	2,43	2,05	3,44	2,29	2,66	4,46	
FeO	9,95	10,27	9,40	10,89	10,15	10,30	7,78	10,99	
TiO ₂	4,47	4,61	4,61	5,31	4,71	5,19	2,39	3,42	
MnO	0,124	0,130	0,124	0,148	0,12	0,102	0,10	0,16	
CaO	8,26	8,40	8,30	8,86	8,11	8,67	7,43	7,46	
MgO	3,38	3,67	3,44	3,78	3,45	2,95	1,96	3,14	
P ₂ O ₅	1,21	0,80	0,91	1,29	1,12	1,145	0,80	1,49	
K ₂ O	1,22	0,99	1,00	0,92	1,22	1,02	1,73	2,35	
Na ₂ O	3,16	3,15	3,29	3,12	3,10	3,11	4,08	3,48	
SO ₃	Не опр.	0,22	0,19	0,77	Не опр.	0,07	Не опр.	Не опр.	
П.п.п.	1,99	1,93	2,66	2,10	2,12	1,83	2,08	2,01	
Сумма	99,98	99,71	99,61	99,61	100,04	99,77	100,08	100,23	
H ₂ O	Не опр.	0,14	0,145	0,08	Не опр.	0,12	Не опр.	0,20	
F	65,7	63,1	63,5	63,5	65,7	68,0	71,7	70,0	
h	13,1	8,9	10,2	7,3	13,0	8,9	13,5	15,5	
Число	50	12	7	6	25	1	9	1	
анализов									

В мезократовых породах отчетливо выделяются два минеральных комплекса: темно-серые, почти черные фемические и рудные минералы и как бы плавающие в этой массе светлые, почти белые субпараллельно ориентированные листы плагиоклаза. В зависимости от соотношения указанных минеральных фаз и расположения плагиоклаза порода имеет серый, темно-серый или светло-серый цвет и полосчатый или пятнисто-полосчатый облик. В общем случае более светлые тона породы сменяются более темными от периферии к центру.

Содержание двуокиси титана и пятиокиси фосфора в мезократовых габброидах в 1,5–2 раза выше, чем в лейкократовых и колеблется от 6,2 до 7–8% и от 1–1,0 до 3%, соответственно (табл. 4).

Меланократовые породы (зона 3) в пределах рудоносной интрузии представлены меланотректолитами, а в верхней части разреза — маломощными прослойями, линзами и шлирами плагиоклазовых перidotитов и компенсационных им плагиоклазитов. Меланотректолиты слагают неправильной формы тело, несколько смещенное от центра интрузива. С глубиной площади распространения меланократовых пород заметно уменьшается, центр тяжести их постепенно смещается к юго-западу, и на глубине 500–600 м

Таблица 4. Химический состав мезократовых габброидов, вес. %

Компонент	Разновидности пород и глубина отбора проб					
	Габбро мезократовое				Оливин-пироксеновое габбро	Тректо-литы
	50—250 м	400—500 м	500—600 м	1180—1230 м		
SiO ₂	39,45	36,40	38,74	40,51	41,90	37,62
Al ₂ O ₃	13,98	12,81	14,04	15,93	15,78	12,62
Fe ₂ O ₃	4,50	4,47	5,00	3,31	4,16	4,76
FeO	14,26	15,63	12,73	12,98	12,61	15,52
TiO ₂	6,58	8,68	6,86	7,30	6,27	6,82
MnO	0,178	0,206	0,178	0,183	0,161	0,191
Cao	8,25	7,53	7,98	6,90	7,85	8,56
MgO	5,32	7,04	7,98	5,05	4,82	5,72
P ₂ O ₅	2,41	1,99	2,33	0,56	1,40	3,17
K ₂ O	0,86	0,72	0,81	0,95	0,93	0,80
Na ₂ O	2,54	2,16	2,49	2,94	2,83	2,30
П.п.п.	Не опр.	0,137	0,097	0,210	Не опр.	Не опр.
П.п.п.	1,68	2,02	2,74	2,76	1,38	1,91
Сумма	99	99,95	99,93	99,61	99,97	100,01
H ₂ O ⁻	Не опр.	0,17	0,24	0,10	Не опр.	Не опр.
F	63,2	58,5	51,2	62,0	63,0	63,8
h	12,3	11,4	14,8	10,4	12,9	12,2
Число анализов	51	7	4	3	22	29

Таблица 5. Химический состав меланотректолитов и оливинитов, вес. %

Компонент	Разновидности пород и глубина отбора проб					
	Меланотректолиты			Плагиоклазовый перидотит	Плагиоклазит	Оливиниты
	50—300 м	300—500 м	500—1180 м			
SiO ₂	31,22	31,17	32,19	30,72	46,40	38,56
Al ₂ O ₃	8,22	7,23	6,73	7,38	20,30	6,66
Fe ₂ O ₃	6,36	5,68	4,49	6,74	2,65	6,21
FeO	18,13	19,74	19,28	20,70	7,98	19,70
TiO ₂	8,78	10,16	10,13	8,92	3,14	2,63
MnO	0,257	0,255	0,247	0,27	0,10	0,25
Cao	9,23	8,54	9,16	8,38	8,55	3,60
MgO	7,52	8,72	7,96	7,97	2,91	17,70
P ₂ O ₅	4,95	4,32	4,92	4,35	1,25	0,90
K ₂ O	0,68	0,59	0,63	0,56	1,00	0,43
Na ₂ O	1,63	1,43	1,53	1,37	3,27	0,97
SO ₃	0,242	0,18	0,224	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П.п.п.	2,52	1,82	2,33	2,67	2,43	2,65
Сумма	99,74	99,84	99,82	100,03	100,0	100,4
H ₂ O ⁻	0,28	0,16	0,11	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	61,2	59,9	60,0	62,6	64,2	41,7
h	13,7	11,6	9,4	12,7	12,5	14,2
Число анализов	60	10	9	19	3	2

Таблица 6

Средний химический состав оливинина, вес. %

Компонент	Разновидности пород и глубина отбора проб				
	Габбро лейкохратовое		Габбро мезократовое		Габбро меланократовое
	225 м	1130 м	50–250 м	250–500 м	50–250 м
SiO ₂	33,82	35,20	33,36	33,96	32,66
Al ₂ O ₃	0,07	1,37	0,45	0,93	0,79
Fe ₂ O ₃	4,68	1,54	1,83	2,92	3,35
FeO	40,67	37,53	40,65	34,99	38,37
TiO ₂	0,18	0,32	0,22	1,09	2,04
MnO	0,53	0,48	0,47	0,32	0,44
CaO	0,37	0,78	0,71	1,10	0,78
MgO	19,37	21,85	21,41	22,52	20,09
P ₂ O ₅	0,09	0,04	0,28	0,28	0,18
K ₂ O	0,03	0,07	сп.	0,12	0,09
Na ₂ O	0,10	0,04	0,08	0,11	0,09
SO ₃	0,06				
П.п.п.	0,11	0,7	0,24	0,77	0,87
Сумма	100,07	99,92	99,70	99,16	99,88
H ₂ O	0,16	0,10	0,36	0,14	0,12
Количество ионов в пересчете на 4000 (0)					
Si	989	1003	975	974	966
Al	45	14	31	28	
Fe ³⁺	102	34	39	62	75
Fe ²⁺	991	894	993	842	947
Ti	5	7	5	24	92
Mn	12	12	12	7	11
Ca	12	24	23	35	25
Mg	844	928	933	967	885
F	55,2	49,5	51,9	47,4	52,6
h	4,9	1,9	1,9	3,6	3,8
Число анализов	1	1	3	2	7

меланократовые породы занимают центральное положение. В природной части меланотротолиты постепенно переходят в мезократовое габбро.

Составят меланократовые породы в основном из оливинина (35–50%), рудных минералов (15–26%), апатита (10–15%) и подчиненного количества плагиоклаза (см. табл. 1). Клинопироксен нацело замещен здесь уралит-хлоритовой, с биотитом, ассоциацией. Рудные образования и апатит совместно с оливином сцеплены вторичными минералами. Максимальная концентрация двуокиси титана и пятоокиси фосфора приурочена именно к меланотротолитам – 8–10% и 4–5% соответственно (табл. 5).

В меланопородах размеры плагиоклаза несколько мельче (8–10 × 1,0–1,5 мм), вследствие чего меланотротолиты и плагиоклазиты являются мелко-среднезернистыми образованиями, а плагиоклазовые перидотиты – исключительно мелкозернистого сложения.

Мощность встречающихся обособлений перидотита чаще всего составляет 10–20 см, редко достигает 1 м. По отдельным пересечениям число перидо-

Разновидности пород и глубина отбора проб					
меланократовое		Оливиниты	Габбро-анортозиты		
250–500 м	500–1000 м	1100–1150 м	50–250 м	385 м	760 м
33,54	32,90	34,88	35,05	34,44	36,36
0,96	0,64	0,54	0,88	1,24	0,75
3,42	2,93	2,24	2,19	1,90	3,75
36,47	39,07	34,68	34,62	34,26	28,67
2,0	2,07	0,99	0,35	0,96	1,29
0,36	0,48	0,39	0,36	0,43	0,42
0,67	0,59	0,46	0,25	0,26	1,44
21,20	20,30	24,62	25,46	25,34	26,22
0,24	0,13	0,06	0,07	0,02	0,04
0,12	0,10	0,09	0,04	0,03	0,06
0,11	0,07	0,05	0,05	0,07	0,08
0,03	0,08	0,23	0,12	0,06	0,04
0,79	0,59	0,67	0,80	1,16	0,56
99,91	99,95	99,90	100,24	100,17	99,68
0,07	0,14	0,08	0,12	0,20	0,12
Количество ионов в пересчете на 4000 (0)					
967	960	990	986	973	1003
31	21	17	30	41	23
73	63	48	47	41	76
884	951	821	813	808	660
43	46	20	7	20	27
9	12	9	8	10	10
21	18	14	7	8	43
930	881	1041	1066	1066	1078
50,2	52,7	44,8	44,0	43,7	39,3
4,0	3,2	2,8	2,8	2,4	5,5
8	2	2	3	1	1

тиловых прослоев составляет более тридцати, с суммарной мощностью около 5 м. Независимо от мощности и формы обособления, контакты носят двоякий характер: четкие, резкие, почти прямолинейные и извилистые, расплывчатые, постепенные. В случае контрастности контактов последние всегда согласны полосчатости, образуемой лейстами плагиоклаза.

Обособления плагиоклазитов имеют, в общем аналогичный перидотитам характер распространения и взаимоотношений с окружающими породами.

Характерной особенностью мезо- и меланократовых габброидов является довольно четко выраженная направленная текстура, обусловленная субпараллельным расположением удлиненных таблиц плагиоклаза. При этом наиболее отчетливо она проявлена в тротолитах. В целом в пределах интрузива устанавливается следующая закономерность в направленности директивной текстуры: во вмещающих зонах мезократовых пород лейсты плагиоклаза имеют преимущественно крутое падение (90–60°), в общем согласуясь с положением контактов. По направлению к центру чаши наблю-

дается из заметное выполаживание до преимущественного падения под углами менее 40°.

Жильные образования встречаются как внутри рудного тела, так и за его пределами, пользуются незначительным развитием, генетически завершая сложный процесс становления интрузива. Представлены мелкозернистыми субщелочными сиенитами, диабазами и оливинитами.

Оливиниты представляют дайкообразованные тела мощностью от нескольких сантиметров до 30 м. Приурочены они только к аортозитам или габбро-пегматитам преимущественно в зоне северо-восточного экзоконтакта. Под микроскопом оливиниты обнаруживают панидиоморфную структуру, осложненную иногда диабластовой. Состоят в основном из оливины и переменного количества ксеногенного плагиоклаза. Из рудных постоянно присутствует ильменит в количестве 3–5% (см. табл. 1). По химическому составу породы (табл. 5) и породообразующего оливина (табл. 6) оливиниты резко отличаются от габброидов интрузива и являются, по-видимому, более глубинными образованиями.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ МИНЕРАЛОВ РУДОНОСНЫХ ГАББРОИДОВ ИНТРУЗИВА

Типоморфными минералами для изученного интрузива являются плагиоклаз, оливин, клинопироксен, апатит, ильменит. Для большинства из них характерен высокий идиоморфизм кристаллов, что, по-видимому, указывает на рост их в условиях свободной диффузии питающего материала.

Плагиоклаз — наиболее распространенный минерал в породах интрузива. Количество его возрастает от меланократовых дифференциатов к лейкократовым, сохраняя почти однообразный состав в пределах № 50–51. Для него типичен листовидный облик. В центральной части интрузива плагиоклаз имеет микротиновый характер, во внешней зоне интенсивно соссюритизирован и отчасти хлоритизирован. Причем процесс вторичных изменений усиливается в лейкократовых породах с глубиной их залегания.

Выдержанность состава плагиоклаза по всей глубине изученного разреза, исключая самую верхнюю часть, и его незональный характер прежде всего свидетельствуют об особых условиях формирования интрузива. Аналогичные особенности отмечаются во многих расслоенных массивах [10].

В отличие от других габброидов Коростенского plutона, плагиоклаз в изученных породах полностью лишен включений тонкодисперсного рудного минерала и антиперититовых вростков калиевого полевого шпата. Понижение основности плагиоклаза наблюдается только в метаморфизованных и диафторированных разностях пород, где особенно отчетливо проявилась деанортитизация плагиоклаза.

По данным рентгеноструктурного анализа изученные плагиоклазы обладают промежуточной упорядоченностью, с некоторым повышением ее во внутренних зонах интрузива и на глубине. Независимо от положения в массиве во вторично измененных плагиоклазах структурное состояние заметно нарушается.

Оливин является одним из главных породообразующих минералов в центральной части интрузива и количественно подчинен клинопироксену во внешних зонах. Независимо от положения в интрузиве, он обладает прекрасно выраженным идиоморфизмом. Во внешней зоне оливин в большинстве своем свежий или незначительно замещается тальковомагнетитовой оторочкой. Оливин из внутреннего ядра массива отличается хорошо проявленной спайностью, зональным строением и интенсивным замеще-

нием. Зональность его определяется, в основном, по продуктам замещения центральной части серпентином, а периферии — тальком совместно с магнетитом. Вероятно, относительно магнезиальное ядро оливина ($N_p = 1,705 \pm 0,003$) образовалось на ранней стадии протокристаллизации и доросло в процессе эволюции расплава.

По химическому составу оливин (табл. 6) относительно выдержан в пределах выделяемых зон интрузива и в особенности по латерали. В то же время четко проявлена тенденция к снижению железистости его с глубиной у лейкократовых габброидов. Оливины из вмещающих аортозитов и жильных оливинитов содержат намного больше фаялитового компонента, с закономерным снижением последнего вверх по разрезу у аортозитов.

Клинопироксен — сквозной минерал в породах интрузива, количественно возрастает от центра к внешней лейкократовой зоне (см. табл. 1). Одновременно в этом направлении увеличивается степень его идиоморфизма, достигая завершенности у лейкократовых габброидов и особенно в их пегматоидных разностях. Данные химического состава (табл. 7) свидетельствуют о принадлежности клинопироксена к субкальциевому авгиту или титанистому салиту. Пироксен из самой верхней части интрузива (калишпатовое габбро) по составу приближается к ферросалиту. По всему интрузиву клинопироксен подвергся уралитизации, особенно интенсивно в породах промежуточной зоны и на глубоких горизонтах в лейкогаббро.

У клинопироксенов более четко, чем у оливинов, проявлено изменение состава по зонам и глубине интрузива, с отчетливо выраженным увеличением железистости от меланократовых разностей к лейкократовым и наиболее контрастно снизу вверх по разрезу.

Следует особо отметить, что аналогичный характер изменений состава клинопироксенов отмечается у всех расслоенных массивов мира, приведенных в известной работе Л. Уэйдженера и Г. Брауна [10].

Апатит представлен двумя генерациями: магматически-сегрегационной и позднемагматической. Первая разность характерна для меланократовых пород внутреннего ядра, а вторая — для лейкократовых габброидов.

В первом случае апатит образует идеально-изометричные или удлиненные кристаллы, сгруппированные в цепочки или мелкие гнезда, которые, совместно с рудными минералами, сцеплены слюдистыми образованиями. В лейкократовых габброидах апатит образует редкую рассеянную вкрапленность более ксеноморфных и более крупных индивидуализированных кристаллов, приуроченных к межзерновому пространству.

По химическому составу апатит, выделенный из разных типов пород, по-существу почти не различается (табл. 8). Отмечается тенденция к небольшому накоплению фтора в апатитах верхних горизонтов интервала, а также, частично, в лейкократовых габброидах (до 2,35%), коррелируясь с возрастанием в них суммы щелочей (4,38%). Кроме того, в распределении элементов-примесей в апатитах намечается определенная вертикальная зональность: по направлению снизу вверх возрастает почти в 2—3 раза содержание стронция, частично церия и иттрия (в 1,2—1,5 раза); с глубиной, наоборот, в апатите увеличивается содержание циркония в 1,5—3 раза (местами почти на порядок) и, частично, церия (1,5—2 раза). Такой характер распределения малых компонентов в апатите указывает на различные их миграционные способности и одновременно служит одним из критериев глубины локализации апатитсодержащих пород.

Таблица 7

Химический состав пироксенов, вес. %

Компонент	Разновидность пород и глубина отбора проб			
	Габбро-анортозит			
	Скв. 66, гл. 146 м	Скв. 53, гл. 152,7– –155 м	Скв. 244, гл. 897,1– –895,1 м	Скв. 244, гл. 1154– –1156 м
SiO ₂	50,69	51,38	50,52	47,96
Al ₂ O ₃	1,21	1,74	4,89	2,99
Fe ₂ O ₃	Сл.	0,06	1,66	11,06
FeO	20,55	19,46	16,04	10,15
TiO ₂	0,57	0,76	0,56	1,32
MnO	0,35	0,39	0,27	0,32
CaO	4,08	4,80	1,82	1,69
MgO	20,01	19,87	22,82	23,44
P ₂ O ₅	0,09	0,01	0,02	0,026
Na ₂ O	0,08	0,34	0,15	0,08
K ₂ O	Сл.	0,04	0,08	0,04
SO ₃	Не опр.	0,11	0,02	0,29
П.п.п.	1,38	1,10	0,68	0,33
Сумма	99,01	100,06	99,73	99,69
H ₂ O	0,48	0,22	0,20	0,32
Количество ионов в пересчете на 6000 (0) и другие параметры				
Si	1948	1942	1860	1798
Ti	16	22	35	36
Al ^{IV}	52	58	140	130
Al ^{VI}	3	19	72	—
Fe ³⁺	—	2	48	310
Fe ²⁺	660	613	495	317
Mg	1146	1120	1251	1305
CaO	166	195	70	67
Fs	33,5	31,86	29,1	31,4
En	58,0	58,03	67,1	65,2
Wo	8,5	10	3,75	3,4
F	36,5	34,2	29,3	26,58
h	0	0	4,7	32,85
An	56,4	53,0	54,2	55,0

Ильменит количественно преобладает над другими рудными минералами во всех зонах интрузива. Содержание его неодинаковое и возрастает от внешней зоны к внутреннему ядру, положительно коррелируясь с количеством темноцветных минералов (см. табл. 1). В мезомеланократовых породах идиоморфный или субдиоморфный ильменит находится в виде индивидуализированных кристаллов или сгруппирован в небольшие

Разновидность пород и геологическая привязка проб					
Габбро лейкократовое			Габбро мезократовое		Габбро пегматит калишпатизированное
Скв. 14, гл. 95,0 м	Скв. 244Н, гл. 582– –585 м	Скв. 244Н, гл. 626– –629 м	Скв. 18, гл. 160 м	Скв. 31, гл. 225 м	Скв. 8, гл. 160 м
49,72	48,34	47,96	50,0	50,06	49,23
1,94	2,01	2,23	1,68	1,18	1,69
0,45	3,15	3,15	8,60	8,71	1,30
13,07	11,44	11,44	5,75	5,93	13,80
1,04	2,11	1,69	1,09	1,09	0,99
0,20	0,21	0,13	0,19	0,19	0,38
20,18	18,56	18,39	20,64	20,71	19,72
11,58	12,70	12,97	11,80	12,00	9,77
0,09	0,02	0,06	0,08	0,14	0,08
0,40	0,35	0,14	0,34	0,34	0,32
Сл.	0,14	0,36	0,14	0,10	Сл.
Не опр.	0,03	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.
1,43	1,13	1,39	0,00	0,00	2,11
100,1	100,21	99,98	100,31	100,45	99,59
0,16	0,02	0,04	0,00	0,00	0,20
Количество ионов в пересчете на 6000 (0) и другие параметры					
1920	1861	1857	1885	1880	1940
30	60	48	31	31	29
80	92	102	75	52	60
8	—	—	—	—	19
13	87	88	243	247	38
422	368	369	181	187	455
666	729	748	663	674	574
835	768	762	834	836	832
22,46	23,3	23,23	22,1	22,3	26,0
34,4	37,3	38,0	34,5	34,6	30,22
43,13	39,3	38,7	43,4	43,0	43,8
38,9	36,1	35,6	31,3	31,4	45,2
1,1	10,6	10,7	39,8	39,7	4,0
50,5	52,0	56,5	59,0	56,0	37

гнезде. В лейкократовых габброидах ильменит образует ксеноморфные, но более крупные обособления, приуроченные к интерстициям породообразующих минералов. Незначительное количество ильменита находится в сростках с титаномагнетитом, а также содержится в форме продуктов распада твердого раствора в титаномагнетите.

В изученных габброидах ильменит по своему составу довольно выдер-

Таблица 8

Химический состав апатита, вес. %

Компонент	Разновидность пород и глубина отбора проб							
	Габбро лейкократовое		Габбро мезократовое		Габбро меланократовое		Оливиниты	Габбронортозиты
	50— —250 м	460— —1370 м	50— —250 м	1180— —1230 м	50— —250 м	440— —1100 м	1100— —1200 м	C-244, 1238— —1241 м
SiO ₂	1,20	1,05	1,03	1,02	1,04	0,67	1,0	1,63
Al ₂ O ₃	0,20	0,22	0,20	0,21	0,20	0,19	0,13	0,36
Fe ₂ O ₃ (общ)	0,77	0,78	0,68	1,06	0,66	0,69	0,59	0,69
TiO ₂	0,02	0,19	0,02	0,33	0,01	0,03	0,02	0,44
MnO	0,038	0,040	0,037	0,040	0,037	0,039	0,04	0,05
CaO	53,40	53,78	53,67	53,57	53,75	54,36	53,97	53,08
MgO	0,39	0,42	0,42	0,42	0,43	0,36	0,43	0,04
P ₂ O ₅	41,43	41,35	41,65	41,20	41,75	41,74	41,43	40,78
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
SO ₃	0,09	0,02	0,06	0,04	0,03	0,02	0,03	Не опр.
Σ TR	0,57	0,58	0,52	0,63	0,48	0,43	0,74	0,65
F	2,35	1,89	2,20	1,76	2,17	2,03	1,67	1,74
Cl	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
П.п.п.	0,40	0,27	0,30	0,36	0,24	0,24	0,40	0,70
Сумма	100,97	100,70	100,90	100,75	100,91	100,91	100,45	100,55
O/F	0,99	0,80	0,92	0,74	0,92	0,85	0,70	0,73
Число анализов	20	8	45	3	33	3	3	1

жанный минерал (табл. 9), однако при более детальном анализе можно заметить определенные колебания в содержаниях некоторых компонентов.

Прежде всего обращает внимание заметное уменьшение в ильмените всех разновидностей пород от верхних отметок к глубоким прежде всего окисного железа (от 6,8—7% до 2—3%), а также, частично, MgO, и, наоборот, некоторое возрастание в этом направлении Cr₂O₃ (почти в 2 раза). Вместе с тем при переходе от лейкократовых к меланократовым в ильмените немножко увеличивается содержание MgO и V₂O₅, что связано с общим увеличением основности пород.

Закономерное увеличение окисного железа в ильмените, по мере перехода к верхним горизонтам интрузива, отражает влияние фугитивности кислорода на условия образования массива, что выражается в увеличении коэффициентов окисленности железа в ильмените от 1,9—3 до 6,8—7. Это находится в согласии с общим возрастанием снизу вверх ступени окисленности железа всех габброидов (см. табл. 3—5). Таким образом, по коэффициенту окисленности железа в ильмените (и габброидах) и по содержанию в нем Cr₂O₃ можно судить о глубинных уровнях формирования рудоносных габброидов.

Из элементов-примесей в ильмените отмечается несколько повышенное содержание ниобия, циркония, цинка, скандия и кобальта, при этом кон-

Таблица 9

Химический состав ильменита, вес. %

Компо-нент	Разновидность пород и глубина отбора проб									
	Габбро лейкоократовое			Габбро мезоократовое			Габбро меланократовое			
	50— —250 м	450— —1200 м	1200— —1370 м	50— —250 м	360— —520 м	1180— —1200 м	50— —250 м	250— —500 м	600— —1100 м	
SiO ₂	1,11	0,81	0,76	1,29	1,46	1,96	1,41	1,04	1,29	
Al ₂ O ₃	0,53	He опр.	He опр.	0,70	He опр.	He опр.	0,71	1,04	0,76	
Fe ₂ O ₃	6,85	3,27	2,00	7,19	2,10	2,96	6,88	3,73	3,15	
FeO	42,23	43,52	44,45	41,79	44,20	45,00	42,31	43,62	43,87	
TiO ₂	48,15	49,20	49,86	47,36	49,60	49,60	47,15	48,68	49,27	
MnO	1,06	0,97	0,74	0,75	0,77	0,71	0,74	0,80	0,61	
CaO	0,21	0,22	0,23	0,20	0,15	0,09	0,21	0,25	0,21	
MgO	0,42	0,39	0,39	0,78	0,86	0,65	0,78	0,55	0,86	
P ₂ O ₅	0,025	0,027	0,026	0,06	0,04	0,03	0,09	0,09	0,07	
K ₂ O	0,07	He опр.	He опр.	0,07	He опр.	He опр.	0,08	0,06	0,06	
Na ₂ O	0,06	"	"	0,06	"	"	0,06	0,08	0,09	
S	0,08	"	"	0,04	"	"	0,25	0,09	0,24	
V ₂ O ₅	0,15	0,19	0,16	0,19	0,21	0,19	0,22	0,23	0,20	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,07	0,10	0,06	0,04	0,12	0,03	0,04	0,04	
Сумма	100,99	98,67	98,72	100,54	99,46	101,31	100,92	100,30	100,72	
<i>h</i>	6,8	3,3	1,9	7,2	2,1	2,8	6,8	3,8	3,3	
Минералы										
MgTiO ₃	0,78	0,78	0,77	1,57	1,68	1,21	1,56	0,93	1,68	
MnTiO ₃	2,35	2,19	1,54	1,57	1,68	1,51	1,56	1,71	1,22	
FeTiO ₃	91,20	93,57	94,59	90,28	91,52	91,15	89,48	92,76	92,29	
Fe ₂ O ₃	3,37	1,64	0,93	3,54	0,99	1,43	3,37	1,72	1,45	
(Fe, Mg)	1,56	1,80	2,17	3,00	4,13	4,69	4,00	2,88	3,36	
· SiO ₄										
Число анализов	29	15	7	50	4	2	42	13	9	

центрация циркония и ниобия с глубиной несколько возрастает, а цинка — уменьшается.

Титаномагнетит приурочен только к верхним горизонтам меланократовой части интрузива. Редко встречается в форме самостоятельных зерен, но чаще образует ксеноморфные обособления в виде ильменит-титаномагнетитовых агрегатов, где мелкие зерна ильменита цементируются титаномагнетитом. На долю ильменита в этих агрегатах приходится до 40–50% их объема.

Титаномагнетит распространен в породе неравномерно, участками достигает 15–20% состава рудных минералов. После структурного травления в титаномагнетите прекрасно проявляются структуры распада ильменита в магнетите. С глубиной наблюдается постепенное увеличение размеров грубых мирамекитоподобных прорастаний ильменита, утолщение тонких пластин его и вытеснение магнетита.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Изменение химического состава габброидов от вмещающих аортозитов к меланократовому ядру интрузива заключается в плавном накоплении фемических компонентов (FeO , MgO , TiO_2) и фосфорного ангидрита, с одновременным и еще более постепенным уменьшением Al_2O_3 , Na_2O , K_2O (фиг. 3). При этом следует заметить, что уменьшение салических компонентов в меланотротолитах происходит не за счет снижения их потенциала в расплаве, а, главным образом, за счет уменьшения количества плагиоклаза, состав которого остается практически постоянным в пределах основной части интрузива. Можно объяснить указанное явление разбавлением фемическими компонентами салических, допустив при этом присутствие в расплаве сиботаксических группировок, по составу аналогичных минералам. Существование таких группировок в магматическом расплаве подтверждается экспериментально [11].

Из всех разновидностей габброидов, установленных в интрузиве, только плагиоклазы отличаются контрастным поведением основных окислов по отношению к вмещающим их меланотротолитам (см. табл. 5), что указывает на особые условия их образования.

Одной из характерных особенностей эволюции интрузива является неизменность содержания CaO практически во всех разновидностях слагающего его пород. Стабильное поведение этого окисла обеспечивается входлением его в состав трех минералов: плагиоклаза, клинопироксена и апатита. Наиболее высокая железистость и окисленность пород отмечается в верхней части интрузива и, особенно, в каливошпатовом габро. Примечательно, что эти показатели закономерно, хотя и малозаметно, снижаются с глубиной, указывая на характер изменения давления кислорода и соотношение железа и магния в расплаве, в ходе его эволюции (см. табл. 3–5). Очень низкие валовые содержания щелочей присущи для всех габброидов интрузива и сопровождаются стабильным отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, с резким преобладанием натрия. Количество калия за-

Таблица 10

Соотношение основных компонентов по разновидностям пород и глубинам их залегания

Разновидность пород	Глубина залегания, м	Ti : P	Ti : Mg	Fe : P	Fe : Ti	Fe : Mg	Число анализов
Габбро лейкократовое (внешняя зона)	50–300	5,06	1,32	19,10	3,78	4,99	50
Габбро мезократовое (промежуточная зона)		3,73	1,24	13,46	3,61	4,47	51
Габбро меланократовое (внутреннее ядро)		2,42	1,17	8,53	3,53	4,12	60
Габбро лейкократовое	300–1300	6,83	1,32	21,90	3,20	4,22	25
Габбро мезократовое		6,13	1,27	23,90	3,11	3,87	14
Габбро меланократовое		3,42	1,21	9,31	3,09	3,74	19

метно возрастает только в верхней части интрузива, в его эндоконтактовой зоне (см. табл. 3).

По своим петрохимическим данным резко отличаются оливиниты. Они обладают максимальной магнезиальностью и содержат минимальное количество полевошпатовой извести. Встречающийся плагиоклаз имеет ксеногенную природу, что подтверждается переменным его количеством, оплавленным характером кристаллов и интенсивной коррозией веществом оливинита, а также кислым составом по отношению к существующему оливину (см. табл. 7, 8).

С позиции неодинаковой миграционной способности у Fe и Mg (табл. 10) приобретает понятный физический смысл так называемый коэффициент фракционирования или коэффициент железистости.
$$\left(F = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100 \right)$$
; довольно часто применяемый для различных петрологических построений.

Вследствие несколько повышенной подвижности у Fe, порода в целом и слагающие ее минералы закономерно обогащаются этим компонентом в верхней части разреза, поэтому здесь постоянно повышенный коэффициент железистости. По той же причине глубокие горизонты всегда более магнезиальны.

Следует особо отметить, что указанное явление носит, очевидно, всеобщий характер и отмечается для всех расслоенных массивов мира, приведенных в сводке Л. Уэйджа и Г. Брауна [10]. В этой связи коэффициент фракционирования может быть использован в качестве показателя глубинности геологических образований и, в определенной мере, указывать на их формационную принадлежность и рудоносность.

ВЕРОЯТНАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ИНТРУЗИВА И УСЛОВИЯ ЕГО КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Приуроченность изученных титаноносных габброидов к глубинному разлому позволяет связать их образование с тектономагматической активизацией щита, проявленной в позднем докембрии или раннем палеозое. Хорошо устанавливаемая связь интрузива с зоной глубокого заложения дает основание высказать предположение о формировании его за счет мантийного магмообразующего субстрата, что согласуется с выводом И.М. Волохова [4] о невозможности внутрикоровой генерации основных и ультраосновных расплавов.

Наблюдаемые нами контактные взаимоотношения рудоносных габброидов с вмещающими анортозитами, с признаками существенного изменения последних, свидетельствуют, по нашему мнению, о решающей роли процессов магматического замещения при образовании изученного интрузива. При этом замещение рассматривается как обязательная стадия при магмообразовании в потоках растворов подкорового происхождения [4].

Объемно-зональное строение изученного интрузива с более тяжелыми породами вверху не может быть удовлетворительно объяснено с позиции кристаллизационной дифференциации. Установленные особенности его геологического строения могут быть поняты с позиции флюидно-магматической дифференциации. В период становления интрузива в головной части магматической колонны, под экраном вмещающих пород, происходит обогащение расплава флюидной фазой, содержащей летучие (вода, фтор и др.), калий, фосфор и рудные компоненты с образованием здесь зон калишпатизированных пород и оторочек габбро-пегматитов. По мере

перехода летучих из системы во вмещающие породы, магматический расплав обогащался Р, Fe, Ti и Mg, в результате чего сформировались меланократовые габброиды с высоким содержанием ильменита и апатита. Самые низкие горизонты, доступные нашему изучению, под действием длительного "промывания" флюидами и выноса фемических компонентов относительно обогатились малоподвижными петрогенными элементами, которые сформировали лейкократовое габбро.

Вследствие высокого насыщения флюидами меланократовая магма, обогащенная более тяжелыми компонентами, какой-то период времени оставалась более легкой по отношению к нижележащей, лейкократовой магме, менее насыщенной флюидами, благодаря чему и удерживалась в верхнем положении. Однако такая система постоянно оставалась гравитационно неустойчивой. Как только в результате дегазации и охлаждения меланократовая магма приобретала большую удельную плотность, начинался процесс ее погружения — система стремилась к стабильному гравитационному равновесию.

Опускающаяся вниз плотная магма выдавливала более легкие нижележащие слои и вовлекала их в движение. В результате этого процесса меланократовый дифференциат становился своеобразным "ядром", окруженным со всех сторон лейкомезократовыми разновидностями.

Погружение более тяжелой меланократовой магмы изученного интрузива не является, по-видимому, исключительным явлением, а скорее носит общий характер для всех дифференцированных массивов, имеющих длительную связь с глубинным источником тепла и потому кристаллизующихся сверху вниз. Примером может служить Скергаардский интрузив [10], где погружение ферродиоритов прекрасно фиксируется проявлением корытообразных структур.

Длительная связь интрузива с глубинным магматическим очагом в условиях закрытой системы и высокого насыщения летучими, вероятно, предопределила его весьма замедленную кристаллизацию. Эндогенное породообразование проходило при пониженной фугитивности кислорода, на что прямо указывают низшие окислы железа и титана (главным образом, ильменит), а также соотношения между рудными и силикатными минералами. Вследствие изначального низкого давления кислорода рудные окислы кристаллизовались здесь, как и в других сходных титаноносных магматических комплексах, после выделения породообразующих минералов. По содержанию в ильмените марганца можно косвенно определить его температуру кристаллизации, по нашей оценке, она ниже 600°C. Судя по железистости клинопироксена (диаграмма Брауна), верхний температурный предел выделения авгита из расплава — 1040–1070°C. По содержанию двуокиси титана в клинопироксенах (экспериментальные данные Купта и др.) ориентировочно оценивается величина давления в 3–4 кар.

ВЫВОДЫ

1. Впервые установленная нами по глубине разреза анортозитов закономерная смена состава породообразующих минералов, в сочетании с характерным для дифференцированных массивов поведением микрокомпонентов, позволяет рассматривать Коростенский pluton как крупнейший расложенный интрузив, по своим размерам уступающий только Бушвельдскому. Несколько разобщенные в плане анортозитовые массивы представляют, вероятно, единое геологическое тело, при чём Чеповичский массив

является приподнятым блоком. В этой связи следует пересмотреть перспективы рудоносности этого района.

2. Изученное штокообразное тело титаноносных габброидов по особенностям своего геологического строения относится к расслоенным образованиям. В отличие от крупных интрузивов верхняя краевая зона здесь была изначально маломощной и в последующем в основном эродирована. Благодаря этому зона меланократовых пород оказалась приближенной к головной части магматической колонны. Вследствие длительного процесса дифференциации в условиях полностью закрытой системы рудные компоненты достигли здесь значительных концентраций в результате перемещения их с глубоких горизонтов.

3. Объемно-зональное строение объясняется флюидно-магматической дифференциацией с расслоением рудно-силикатного вещества и последующим погружением более тяжелых меланократовых пород. Признаков кристаллизационной дифференциации не установлено.

4. Описанное тело габброидов является своеобразным эталоном апатит-ильменитовых руд вкрапленного типа. Установленные здесь закономерности следует использовать как критерии при оценке рудоносности базитов Коростенского plutона. Прежде всего заслуживают внимания малые интрузии габброидов, расположенные в зонах глубинных разломов.

При подготовке материала к печати автором использованы описания шлифов, выполненные В.Ф. Проскуриной и Л.А. Кудиновой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко Л.Ф., Делицын Л.М., Проскурин Г.П., Крупенькина Н.С. Рудные габброиды Чеповецкого анерозитового массива (Украинский кристаллический щит). — Геология руд. месторождений, 1979, № 4.
2. Борисенко Л.Ф., Проскурин Г.П., Крупенькина Н.С., Воллосович Н.Н. Рудоносные габбро-нориты Володарск—Волынского габбро-анортозитового массива. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 2.
3. Бухарев В.П., Колосовская В.А. О строении анерозитовых массивов в северо-западной части Украинского щита. — Геол. журн., 1973, вып. 2.
4. Волохов И.М. Магмы, интрапеллические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979.
5. Гинтов О.Б., Патрикян Р.П., Тимошенко А.И. Коростенский сложный plutон как гигантская кольцевая тектономагматическая структура. — Геол. журн., 1974, вып. 3.
6. Колюжная Л.Т. Строение района коростенских месторождений по геофизическим данным. — В кн.: Глубинное строение рудоносных районов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976.
7. Полканов А.А. Плутон габбро-анортозитов Волыни УССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1948.
8. Проскурин Г.П., Проскурина В.Ф., Фомин А.Б., Металиди С.В. О рудных троктолитах Коростенского plutона (Украинский щит). — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 12.
9. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского plutона. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1947.
10. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
11. Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980.

О НАПРАВЛЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ СОСТАВА ХРОМИТОНОСНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ КЕМПИРСКАЯ

В настоящей статье по материалам исследований, проведенных совместно с Н.В. Павловым на Кемпирской ультраосновном массиве, рассматриваются некоторые вопросы глубинного строения и вещественного состава хромитоносных гипербазитов с целью выявления особенностей распространения оруденения на глубину. На протяжении многих десятилетий Кемпирский массив привлекает к себе особое внимание, обусловленное его исключительной хромитоносностью, поскольку по масштабам оруденения он не имеет себе равных среди альпинотипных массивов мира, а от превосходящих его по запасам стратиформных массивов отличается высоким качеством руд и компактностью их обособлений. В ходе поисков, разведки и разработки месторождений здесь проведены обширные горные и буровые работы. Оруденение вскрыто карьерами глубиной до 180 м и глубокими шахтами. Поисковые и структурные скважины пересекают гипербазиты и руды до 1000–1500 м.

Массив расположен в восточном борту мегаантклиниория Уралтау на его сопряжении с Магнитогорским синклиниорием в зоне Главного Уральского разлома, разделяющего территорию с преимущественным эвгесинклинальным и миогесинклинальным развитием.

Гипербазиты залегают среди отложений верхнего протерозоя – нижнего палеозоя и перекрываются мезокайнозойскими отложениями. По пересечению гипербазитами пород, от протерозоя до силура, и размыву гипербазитов в среднедевонское время, а также по данным геохронологии, согласно которым абсолютный возраст флогопита и хромактинолита, образованных в гидротермальный этап становления массива составляет 408 ± 12 , 404 ± 18 и 370 ± 30 млн. лет, время внедрения гипербазитов относится к границе силура и девона, т.е. к одной из фаз каледонской эпохи складкообразования и активизации магматической деятельности.

На основании интерпретации геофизических данных и с учетом ориентировки контактов гипербазитов с вмещающими породами, а также характера распространения петрографических фаций на площади массива и на глубину, для расширенной южной части массива предполагается форма лакколита, осложненного сводовыми поднятиями и тектоническими нарушениями по границам сводов, для меньшей северной части – форма крутонаклонной пластообразной залежи [8].

Следующие друг за другом с запада на восток территории Юго-Западного, Тагашасайского и Юго-Восточного поднятий разделяются выходами габбро-амфиболитов, представляющими останцы кровли, сохранившейся от эрозии благодаря положению в участках понижения кровли. По положению сейсмических разделов мощность гипербазитов в пределах названных поднятий оценивается в 0,6, 10–11 и 15–16 км. Она возрастает с приближением к магмоподводящему каналу, погружающемуся под структуру Магнитогорского синклиниория. Высказывалось предположение о погружении гипербазитов до глубины 50 км и их сочленении сmantийей Земли [13].

Г.Г. Кравченко связывает внедрение гипербазитов с пересечением субмеридиональной и субширотных зон разрывных нарушений, которые фиксируются на космических снимках к востоку и югу от выходов гипербазитов на дневную поверхность [4].

ВАРИАЦИИ СОСТАВА ГИПЕРБАЗИТОВ И ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Кемпирсайский массив принадлежит к перидотитовой формации складчатых областей, а в числе других массивов этой формации к наиболее дифференцированным [9]. На поверхности эрозионного среза гипербазитов картированием установлено существенное преобладание перидотитов гарцбургитового состава. Значительное развитие имеют дуниты и более кремнекислые породы, такие как перцолиты, верлиты, троктолиты, оливиновые и безоливиновые габбро. Среди пород дайковой и жильной серий присутствуют пироксениты, актинолититы габбро-диабазы, оливиновые нориты и плагиоклазиты. Породы интенсивно изменены процессами авто- и аллометаморфизма, выветриванием, а местами претерпели и динамометаморфические преобразования [10].

Петрографический состав пород изменяется в зависимости от удаленности от магмоподводящего канала и глубины эрозионного среза гипербазитов. Так, основными членами комплекса пород, слагающих Юго-Восточное сводовое поднятие, являются гарцбургиты и дуниты. Площади преобладающего развития дунитов в его южной части имеют подковообразную форму, другие выходы — форму вытянутых изометрических, либо неправильных пятен, величиной до нескольких десятков кв. км. Все они располагаются вблизи или в пределах магмоподводящего канала (фиг. 1).

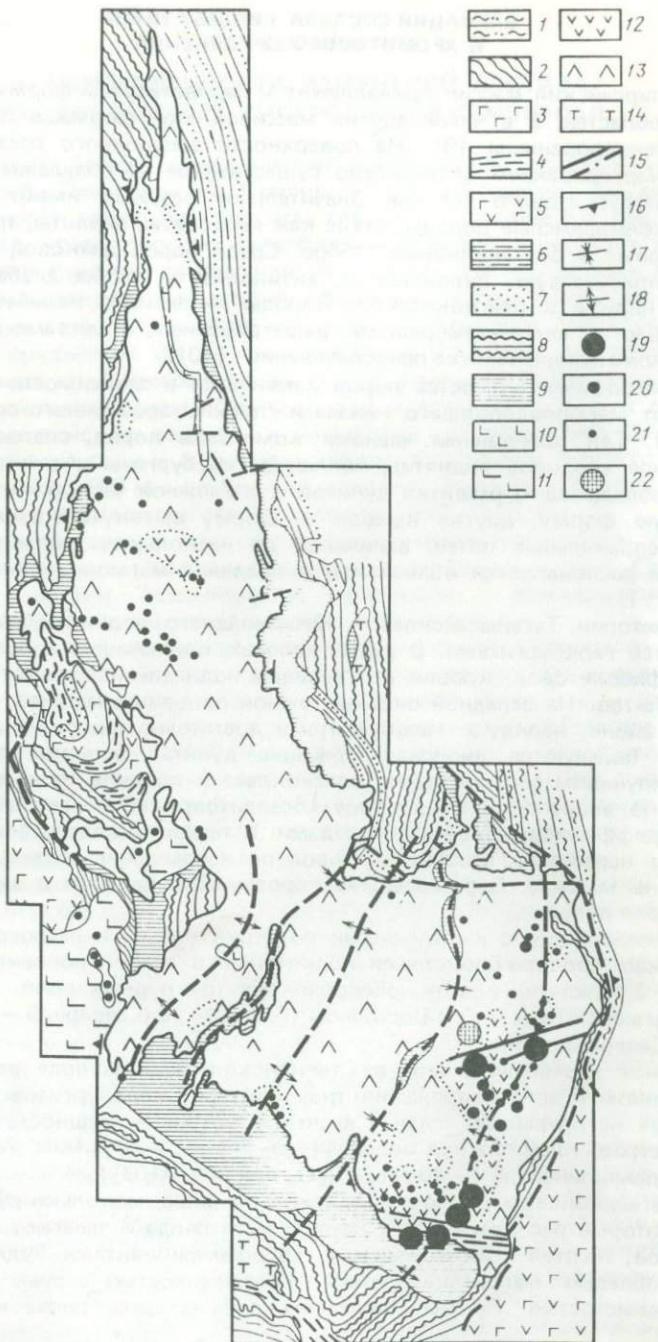
Территории Тагашасайского и Юго-Западного поднятий почти нацело слагаются гарцбургитами. В узких полосах, прилегающих к останцам габбро-амфиболитовой, кровли по границам поднятий наблюдаются выходы троктолитов. На западной окраине южной половины массива, в Степнинском районе, наряду с гарцбургитами достаточно широким распространением пользуются диопсидодержащие дуниты, верлиты, троктолиты с варьирующим соотношением плагиоклаза и оливина от алливалита до гарризита, аортозиты, оливиновое и безоливитовое габбро, связанные между собой дифференциальными переходами. В такой последовательности происходит нарастание количества пород по направлению к западной краевой зоне массива. Перечисленные породы обособляются в виде перемежающихся полос.

В соответствии с выделенными по структурным и петрографическим признакам сводово-блоковыми поднятиями в южной половине массива, следя с запада на восток, обособляются три рудных поля — Степнинское, Тагашасайское и Юго-Восточное (Главное), а в северной — Батамшинское (Северо-Западное).

Рудные хромитовые тела в Степнинском рудном поле размещаются в основном в зоне сопряжения троктолитов и гарцбургитов. Протяженность их не превышает первых десятков метров, а мощность — нескольких метров. Качество руд определяется бедностью хромом рудообразующего хромшпинелида (~ 40 вес.% C_2O_3 при 30% Al_2O_3).

В Тагашасайском рудном поле известно лишь несколько рудопроявлений, которые располагаются в осевой части свода и залегают среди гарцбургитов, тяготея к их контакту с габбро-амфиболитами. Рудные обособления обладают малой мощностью и протяженностью, а руды — высокой глиноземистостью. Промышленная их добыча здесь также не производилась.

В Западно-Кемпирсайском (Батамшинском) рудном поле насчитываются несколько десятков мелких хромитовых месторождений. Наиболее крупное из них Бурановское. Большинство месторождений приурочено



к гарцбургитам, другие залегают среди перемежающихся дунит-гарцбургитов (месторождение 6,8 и 12) и в площадях преобладающего распространения дунитов (№ 7 и 21). Рудные тела, залегающие в гарцбургитах, обычно окружены дунитовой оторочкой. Оруденение размещается как вблизи кровли габбро-амфиболитов, так и в значительном удалении от нее. Тела имеют жилообразную или линзовидную форму и протяженность от 10 до 150 м при мощности, достигающей 7–10 м. Их преимущественное простиранье (330° – 335°) согласуется с вытянутостью этой части массива. В подавляющем большинстве случаев имеет место совпадение ориентировки рудных тел с первичной полосчатостью в гарцбургитах. Однако есть и случаи их несовпадения [5].

Большая часть рудных мел слагается рудами массивными и густовкрапленными крупно- и грубозернистыми. В значительно меньшем количестве встречаются руды средневкрапленные и нодулярные. Соотношение руд разного сложения шлировое с постепенными переходами между текстурными разновидностями, в то время как контакты рудных тел с вмещающими гипербазитами весьма резкие. Силикатная составляющая руд представлена в основном серпентином, развитым по оливину, хлоритом и актинолитом. Благодаря высокому содержанию алюминия и пониженному хрома, в рудном минерале руды могут использоваться для производства хромовых соединений и оgneупорных материалов, однако промышленная их разработка в настоящее время не производится.

Все промышленные месторождения высокочромистых металлургических руд сосредоточены в юго-восточном поднятии, в пределах главного рудного поля. Скопления глиноземистых хромитовых руд, характерных для других территорий массива, здесь отсутствуют.

Качество руд в месторождениях и рудопоявлениях определяется, главным образом, особенностями химического состава рудообразующих хромшпинелидов. Отличия состава хромшпинелидов в рудах, сопряженных с разными петрографическими комплексами, показывает табл. 1.

Таким образом, на площади Кемпирсайского массива имеет место направленное изменение петрографического состава гипербазитов по отношению к питающему каналу, т.е. проявление асимметричной зональности в размещении пород по латерали. Она выражена в обособлении

Фиг. 1. Структурно-петрографическая схема палеозойского фундамента Кемпирсайского массива гипербазитов и его соотношения с породами палеозоя и протерозоя. Составлено по материалам Восточно-Уральской геологоразведочной экспедиции

1 – песчаники, конгломераты, аргиллиты и алевролиты нижнего карбона – верхнего девона, зилаирская свита (C_1 – $O_3 zl$); 2 – кремнистые породы, алевролиты кристаллические известняки верхнего девона, егидинская свита ($O_3 eg$); 3 – крупногалечные и глыбовые конгломераты, диабазовые порфириты среднего девона, живетский ярус ($O_2 qv$); 4 – диабазы, мандельштейны, кремнистые туфы нижнего силура, ландовери – венлокский ярус ($O_1 l-n-w$); 5 – эфузивы основного и кислого состава, туфы, туфопесчаники, кремнистые сланцы нижнего и среднего ордовика, куагашская свита ($O_{1+2} kg$); 6 – глинисто кремнистые сланцы с прослоями кварцитов, аркозовых песчаников, туффитов нижнего ордовика, верхнетремадокский подъярус ($O_1 t_2$); 7 – аргиллиты, песчаники, прослои туфов, алевролиты нижнего ордовика, tremadokский ярус, кидрасовская свита ($O_1 kd$); 8 – сланцы верхнего протерозоя, каляинская свита ($PR_2 kl$); 9 – габбро-амфиболиты; 10 – габбро; 11 – оливиновые и амфиболизированные габбро; 12–14 – серпентиниты: 12 – по дунитам, 13 – по перидотитам, 14 – серпентиниты нерасщепленные; 15 – тектонические нарушения установленные (a), предполагаемые (b); 16 – элементы залегания контакта ультрабазитов; 17 – оси антиклиналей; 18 – оси синклиналей; 19–22 – хромитовые месторождения: 19 – крупные, 20 – средние, 21 – мелкие и рудопоявления, 22 – убоговкрапленных руд

Таблица 1

Состав рудообразующих хромшпинелидов Кемпирсайского массива

Оксиды (вес. %) Отношение (мол. %)	Породы, вмещающие оруденение			
	Дуниты и гарцбургиты		Гарцбургиты	Гарцбургиты в зоне сопряжения с троктолитами
	1	2		
Cr ₂ O ₃	60,1–64,6	59,3–61,9	33,3–46,0	34,9
Al ₂ O ₃	5,8–11,2	8,6–12,2	22,5–83,5	33,3
Fe ₂ O ₃	0,3–4,2	1,2–2,7	0,2–3,9	1,83
FeO	10,0–14,2	11,6–15,3	10,2–15,7	16,0
MgO	11,8–15,8	11,9–14,5	13,5–17,3	13,8
$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$	26,4–42,0	30,3–41,2	27,2–38,4	39,3
$\frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	77,8–82,6	74,6–77,9	38,4–50,4	40,5
f_{Cr}	28,0–49,3	37,8–49,0	49,7–90,0	92,0

Примечание. 1 — Руды густовкрапленные и массивные, преимущественно крупных рудных тел. 2 — Руды бедно- и средневкрапленные, преимущественно из тел, сопутствующих крупным и периферическим частям крупных рудных тел.

комплекса пород пониженной основности в удалении от магмоподводящего канала и более основных пород вблизи канала и в его контурах. С породами, характеризующимися пониженной основностью, связаны концентрации высокоглиноземистых руд. Такие руды размещаются в зонах перехода от троктолитов к гарцбургитам, собственно гарцбургитах, либо гарцбургитах, ассоциирующих с дунитами повышенной железистости. С дунит-гарцбургитовой ассоциацией пород, обладающих более высокой основностью, связаны месторождения высокохромистых руд. Таковы основные черты рудно-петрографической зональности Кемпирсайского массива, проявляющейся по латерали.

ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ГЛАВНОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В юго-восточной части массива, на территории Главного рудного поля выявлено около ста хромитовых месторождений и рудопроявлений. Подавляющее их большинство приурочено к двум полосам, протягивающимся на 22 км субпараллельно друг другу в северо-северо-восточном направлении и смыкающимся на юге. Рудные тела месторождений западной полосы обладают западным падением с углами от 15° до 75°, тогда как в восточной — они либо лежат субгоризонтально, либо падают на восток [15]. Такая пространственная ориентировка рудных тел позволила считать их залегающими в рудоносных зонах на крыльях сводового поднятия.

Насыщение зон рудными телами неравномерное. Выделено четыре рудных узла: Жарлыбутакский, Донской, Джангизагачский и Сарсыайский, объединяющие месторождения прилежащие соответственно к таким как Алмаз-Жемчужина, Спорное, XX лет КазССР и XL лет КазССР, Молодежное [3].

Количество отдельных тел в месторождениях самое различное. В крупных по запасам месторождениях Алмаз-Жемчужина, XL и XX лет КазССР их 10–15, в месторождениях № 21 и Миллионное выделено около ста рудных тел, а месторождение Молодежное представлено одним компактным рудным телом.

Сближенные рудные тела, обладающие единообразной пространственной ориентировкой, объединяются в рудные залежи. Тела в залежах нередко располагаются четковидно, кулисообразно, либо имеют сочленения. Протяженность рудных залежей отдельных месторождений превышает 1,5–2,5 км. Наиболее распространена линзообразная форма тел, хотя встречаются обособления в форме шлифов, гнезд и жил.

Тела, изометричные в плане, встречаются редко. Линзообразные тела обычно значительно вытянуты и несколько уплощены. Их мощность уступает ширине, а длина значительно превосходит ширину.

Так, у наиболее крупных тел месторождения Алмаз-Жемчужина отношение длины к мощности колеблятся от 1:3 до 1:13, а отношение ширины к мощности составляет 1:1 – 1:5. При протяженности в 1200 м одно из крупнейших тел имеет ширину 130–220 м и мощность до 135 м.

Нередко удлиненные тела веретенообразно изгибаются или осложняются поперечной складчатостью.

Рудные обособления в массиве встречены на всем диапазоне разведенных глубин. В некоторых случаях они залегают субгоризонтально. Многие же тела и рудные залежи лежат наклонно и имеют тенденцию к южному погружению.

В основных месторождениях Джангизачской группы оруденение залегает в интервале глубин от поверхности до 300 м, в Сарысайской – до 600, Донской и Жарлыбутакский, где массив погружается под толщу габбро-амфиболитов, оно прослежено до глубин 1000–1400 м.

Интересной особенностью оруденения является проявленное на ряде месторождений расщепление отдельных тел и залежей и расхождение ветвей в северном направлении и сближение или слияние в южном. Это отчетливо проявляется в горизонтальных проекциях оруденения на месторождениях 20 лет КазССР, Комсомольское, 40 лет КазССР – Молодежное и месторождениях Жарлыбутакской группы. Наблюдается также распространение разветвляющихся залежей на разные гипсометрические уровни или переходы с одного уровня на другой в пределах единой залежи. Специальное изучение формы и размеров рудных тел выявило тенденцию к разобщению и расщеплению оруденения в верхних частях залежей и увеличение размеров и упрощение форм рудных тел в направлении их погружения. Эти различия в строении рудных залежей определены как структурно-морфологическая зональность оруденения [2].

Среди пород, вмещающих оруденение, как правило, преобладают дуниты или пироксеновые дуниты. Гарцбургиты в непосредственном контакте с рудными телами встречаются чрезвычайно редко. Однако в ряде случаев, как например в глубинной части месторождения Алмаз-Жемчужина, дуниты образуют лишь маломощную оторочку вокруг рудных тел. По восстанию рудной залежи количество дунитов заметно возрастает.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ

Проледим изменения состава и структуры гипербазитов по вертикали на примере разреза по одной из скважин, достаточно типичном для территории, погребенной под толщу габбро-амфиболитов. Скважина находится на месторождении Алмаз-Жемчужина, имеет глубину 1400 м и пересекает мощное рудное тело, что позволяет наблюдать соотношение оруденения с вмещающими гипербазитами. Привязка к габбро-амфиболитам определяет положение разреза в структуре массива, сопоставление ее особенностей с характерными для других территорий рудного поля представляется интересным для выяснения внутреннего его строения.

Из схематического разреза, приведенного на фиг. 2, видно, что верхние 180 м составляют габбро-амфиболиты кровли. Лежащие ниже гипербазиты на протяжении полукилометра довольно однородны. Они представлены перидотитами в основном гарцбургитового состава, и только десятая часть этого интервала приходится на долю лерцолитов и амфиболовых перидотитов. Далее разрез усложняется появлением дунитов, пироксеновых дунитов и рудных обособлений, находящихся в отношениях перемежаемости.

Гипербазиты, вплоть до глубины 1400 м, в разной степени серпентинизированы. Неизменные породы не наблюдались вообще, а минимальная серпентинизация составляет 15%. Но и в нацело измененных породах по морфологическим разновидностям серпентинов, развивающихся по оливинам и пироксенам, возможно установление их первичного состава. В частично измененных гипербазитах, по одновременному угасанию реликтов петельчато-серпентинизированного оливина, устанавливаются и некоторые детали структуры пород.

Не останавливаясь на характеристиках пород кровли, заметим, что на протяжение 5–7 м выше контакта с гипербазитами в среднезернистых, местами смятых, габбро-амфиболитах проявлено обесцвечивание зеленовато-буровой роговой обманки, замещение ее амфиболом актинолит-тремолитового состава, а также появление новообразованных салита и везувiana. Такая минерализация может рассматриваться как результат реакционного взаимодействия гипербазитового расплава с вмещающими породами.

Гипербазиты из непосредственного контакта с измененными и минерализованными амфиболитами представляют серпентиниты с реликтовой структурой гарцбургита, часто маскируемой наложенной амфибилизацией. Серпентин развивается как по оливину, так и по амфиболу, который замещается и хлоритом. По реликтовой структуре устанавливается, что размер первичных зерен оливина составлял здесь 0,05–0,2 мм. Баститизированный ортопироксен, иногда замещенный обесцвеченным флогопитом, выполняет промежутки между зернами оливина. Размер его зерен 0,05–0,15 мм. Аксессорный хромшпинелид также измеряется сотыми долями мм и в неметаморфизованных участках зерен имеет очень бледную окраску. Тонкозернистое сложение, отличающее породу от нижележащих, позволяет отнести ее к приконтактовой фации гипербазитов (фиг. 3).

Внешний облик нижележащих перидотитов определяется присутствием в серпентиновой массе крупных (2–8 мм) изометричных и неправильных зерен баститизированного ромбического пироксена, составляющего 15–20% объема породы. Изредка они образуют полосовидные сгущения, обычно же равномерно рассеяны, благодаря чему порода получила название порфировидного гарцбургита. Однако микроскопически устанавливается, что не только ортопироксен, но и оливин содержится в крупных

Фиг. 2. Петрографический разрез по глубокой скв. 204 на месторождении Алмаз-Жемчужина

1 — габбо-амфиболиты кровли; 2—4 серпентинизированные гипербазиты: 2 — перидотиты, 3 — пироксеновые дуниты, 4 — дуниты; 5 — хромитовые рудные тела; 6 — прожилковое и шлировое оруднение; 7 — границы между петрографическими разновидностями пород

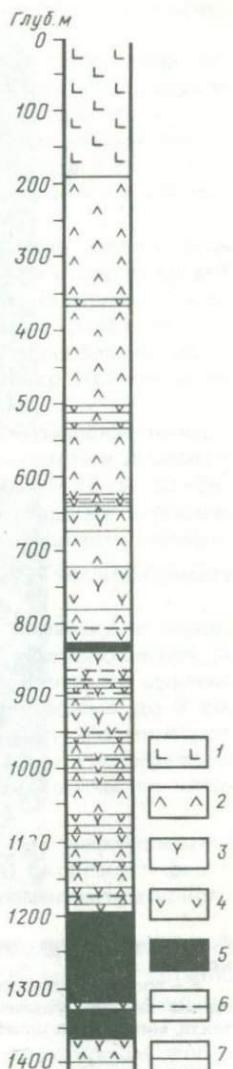
выделениях. Последний образует слабо удлиненные зерна величиной до 3 мм и более с прямолинейными и округлыми очертаниями, которым подчинены формы выделения крупных пироксенов. Крупные выделения оливина и пироксена погружены в массу зерен того же состава, но значительно меньшего размера (от долей до 1—1,5 мм). Пироксен составляет 15—18% от основной массы. Аксессорный хромшпинелид в виде медовых, желто- и красно-бурых зерен размером 0,3—0,7 мм, обладающих очень неправильной формой, ассоциирует с пироксенами, располагаясь между ними и на стыках зерен пироксена и оливина. Его количество 1—3% объема, состав хромпикотита-алюмохромита.

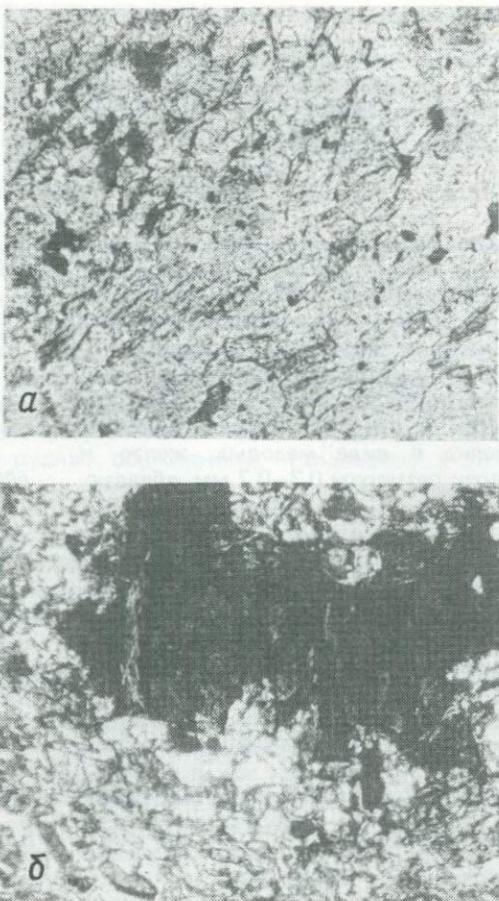
Особенностью разреза в интервале глубин 716—1400 м является довольно частая перемежаемость пород варьирующего состава. Здесь насчитывается 34 интервала, представленных гарцбургитами, 36 — дунитами, 26 — пироксеновыми дунитами и 5 рудных интервалов, не считая 14 маломощных хромитовых шлиров и жил, залегающих как в дунитах, так и в гарцбургитах. При этом на долю гарцбургитов приходится 35% мощности этой части разреза, на долю пироксеновых дунитов — около 20, дунитов — 20, хромитовых руд — более 25%.

По форме распределения ромбического пироксена среди гарцбургитов выделяются разновидности, в которых: а) зерна пироксена распределяются в породе равномерно, хотя нередко наблюдается ориентировка их удлинений; б) зерна пироксена образуют скопления и разряжения, создавая нечеткую полосчатость или микрошлировость; в) зерна крупнее 1 мм отсутствуют.

Гарцбургиты приобретают массивный облик и макроскопически очень напоминают дуниты, хотя содержание пироксена и бастита по нему может достигать 25—30%. В двух первых разновидностях гарцбургитов зерна оливина и пироксена с размером 0,1—0,7 мм резко преобладают над крупными вкрапленниками.

В крупных зернах ортопироксена иногда наблюдается волнистое погасание. По краям порфировых вкрапленников можно наблюдать развитие тонкозернистого оливин-пироксенового агрегата. Большее распространение имеют гарцбургиты шлирово-полосчатого сложения с директивностью подчеркнутой цепочными распределением хромшпинелидов.





Фиг. 3. Уменьшение зернистости перидотитов у контакта с габбро-амфиболитами кровли

а — апогарцбургитовый серпентинит из зоны контакта, микрофото шлифа при одном николе, увелич. 40; *б* — серпентинизированный гарцбурит в 100 м от контакта, микрофото шлифа, николи скрещены, увелич. 40

Пироксеновые дуниты отличаются от гарцбургитов почти полным отсутствием крупных выделений пироксена, хотя под микроскопом устанавливается 5–10% энстатита. Оливин присутствует в изометрических или слабо удлиненных зернах с преобладающей величиной 0,2–0,8 мм, при колебаниях от 0,1 до 3,5 мм. Крупные зерна встречаются редко. Выделения ромбического пироксена по размеру уступают оливину и имеют извилистые контуры. Распределение зерен пироксена либо равномерное, либо шлирово-полосчатое. Количество хромшпинелида 1–2%, иногда несколько больше. Вкрапленность его относительно равномерна, но местами появляются сгущения в виде линейно вытянутых цепочек. Форма хромшпинелидов самая разнообразная — от идиоморфных до неправильных. Встречаются округлые, удлиненные и брускчатые зерна с размером 0,8–

1 мм по длинной оси. Окраска тонких сколов под микроскопом красно-бурая.

Дуниты, образующие прослои мощностью от 0,5 до 16 м, представляют оливиновую породу с акцессорным хромшпинелидом и некоторым количеством энстатита, диопсида и tremolita. Оливин присутствует в виде изометрических или слабоудлиненных зерен с прямолинейными, редко округлыми очертаниями и наиболее характерной величиной 0,4–1,0 мм. Однако размер их может варьировать от десятых долей до 3–4 мм, а в единичных случаях достигать 8–10 мм.

Хромшпинелид содержится в количестве 1–2%, местами увеличиваясь до 3–5%. Зерна имеют размер 0,1–0,5, иногда 0,8–1,0 мм и просвечивают в красно-коричневых тонах. Обычно они располагаются на стыках оливиновых зерен. Характер распределения такой же, как в пироксеновых дунитах. Часто, особенно вблизи рудных хромитовых обособлений, обнаруживается ориентированное цепочечное распределение хромшпинелидов в дунитах.

Во всех упомянутых породах проявлена и постмагматическая минерализация. Встречаются жилки энстатитового, вебстеритового и диопсидитового состава, с преимущественной ориентировкой 45–75 и 10–25° и мощностью 1–1,5, редко до 5 см. Границы с вмещающими породами как резкие, так и расплывчатые. Жилы либо на всю мощность сложены разнозернистыми агрегатами пироксенов, без какой-либо закономерности в их размещении, либо зональны.

Иногда внутри жил сохраняются участки пород с признаками пироксенизации. Имеются зоны вкрапленников диопсида, развивающегося по стыкам зерен оливина и энстатита. В виде отдельных зерен, их цепочек, струйчатых выделений и крутонаклонных жилок, мощностью до 3 см, присутствует также амфибол (тремолит). Его зерна имеют форму коротких листов или эллипсовидных выделений длиной до 1 мм. Распределение амфиболя в породе крайне неравномерно, хотя общее количество вверх по разрезу увеличивается.

На глубине 530 м среди гарцбургитов в ассоциации с амфиболовыми и альбититовыми прожилками встречены небольшие скопления флогопита. Его образование относится, по-видимому, к высокотемпературному постмагматическому этапу становления гипербазитов.

Абсолютный возраст флогопита, определенный калий-argonовым методом, составил 398 ± 12 млн. лет. Близкий возраст 370 ± 30 млн. лет установлен для хромактинолита из цемента хромитовых руд, образованного в гидротермальный этап становления оруденения.

Таким образом, по петрографическому составу и структурным особенностям в вертикальном разрезе гипербазитов четко обозначаются два горизонта. Верхний – мощностью 525 м, сложенный, в подавляющей массе, порфировидными гарцбургитами и лишенный какой-либо рудной минерализации и нижний, содержащий не только прожилковое и шлировое оруденение, но и крупные промышленные рудные тела, и характеризующийся многократной перемежаемостью дунитов, пироксеновых дунитов и гарцбургитов. Комплекс пород такого состава выделяется как продуктивный или рудоносный.

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД
И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ**

Проследить направленность изменений химического состава пород с глубиной, а также вариации состава отдельных породообразующих минералов, в зависимости от петрографической принадлежности и положения в вертикальном разрезе, позволяют полные химические анализы, относящиеся к восьми пробам, характеризующим наиболее типичные породы. Это перцолит и гарцбургит из подкровельного горизонта порфировидных перидотитов (глуб. 561 и 280 м), гарцбургиты из горизонта их переслаивания с дунитами (гл. 888, 970 и 1030 м), дуниты из обособлений, перемежающихся с гарцбургитами, располагающиеся как выше, так и ниже рудного тела (гл. 1178 и 1400 м) и дунит из шлирового обособления внутри рудного тела (гл. 1178 м). В пробах определены валовый состав

Таблица 2

Состав гипербазитов из разреза скважины 204 по данным анализа и в пересчете на
бездонное вещество

Компонент	Номер образца, глубина отбора (в м)					
	23, 1400	75, 1194	80, 1178			
SiO ₂	34,10	39,64	33,00	38,23	35,60	40,31
Al ₂ O ₃	0,20	0,23	0,51	0,59	0,40	0,45
Fe ₂ O ₃	4,59	5,34	3,94	4,56	3,70	4,19
FeO	3,30	3,84	2,76	3,20	4,30	4,87
MnO	0,10	0,12	0,09	0,10	0,11	0,12
MgO	42,60	49,52	43,42	50,30	42,90	48,57
CaO	0,24	0,28	0,24	0,28	0,32	0,36
Na ₂ O	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
H ₂ O ¹⁻	0,53	—	0,65	—	0,52	—
H ₂ O ¹⁺	13,75	—	12,73	—	11,22	—
NiO	0,314	0,36	0,357	0,41	0,32	0,36
CoO	0,006	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,52	0,60	1,93	2,24	0,62	0,70
V ₂ O ₅	0,01	0,01	—	—	0,01	0,01
S	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cl	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
F	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
CO ₂	0,30	0,20	0,43	0,43	0,20	0,30
Сумма	100,66	99,99	100,56	100,56	100,43	100,18
S	32,62	31,66	33,48	36,62	35,78	36,74
2C	0,89	2,09	0,90	1,63	1,61	3,96
B	66,49	66,25	65,62	61,77	62,61	59,30
x	0,00	0,00	—	0,82	2,46	5,29
y	0,00	0,00	2,72	22,49	15,75	24,23
z	100,00	100,00	97,28	76,69	81,79	70,48
MgO/(FeO + MnO + NiO)	9,85	12,31	10,05	10,02	9,81	5,92
Cr ₂ O ₃ · 100/(Cr ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃)	66,67	71,43	55,56	18,75	25,00	14,29
Fe ₂ O ₃ · 100/(Fe ₂ O ₃ + FeO)	53,22	58,00	43,70	42,62	42,10	53,33

пород и состав мономинеральных фракций оливинов, энстатитов и акцессорных хромшпинелидов.

Результаты анализов гипербазитов и их пересчета на "сухое" вещество приведены в табл. 2. Высокое содержание конституционной воды — в проанализированных дунитах (11–13%) и гарцбургитах (7–13%) свидетельствует о значительной серпентинизации пород. Однако обращение к данным пересчета на безводное вещество для сравнительного анализа состава пород представляется правомерным, поскольку, как показано ниже, серпентинизация не сопровождалась заметными изменениями соотношения компонентов.

Анализы пород показывают, что при общем высоком содержании магния и кремния, характерных для гипербазитов, имеют место значительные колебания в содержании этих компонентов. Самой низкой кремнекислотностью обладают дуниты, содержащие 38,2% SiO₂, залегая в рудном теле,

	Номер образца, глубина отбора (в м)					
	126, 1030	147, 970	177, 888	284, 561	339, 280	
	39,50	43,54	38,75	42,75	39,70	43,21
	1,34	1,48	1,09	1,20	1,69	1,84
	3,82	4,21	3,47	3,83	3,47	3,78
	4,38	4,83	4,22	4,66	4,78	5,20
	0,13	0,14	0,09	0,10	0,13	0,14
	40,45	44,59	41,30	45,55	39,87	43,39
	0,31	0,35	0,93	1,03	1,46	1,59
	0,04	0,04	0,03	0,03	0,06	0,07
	0,01	0,1	0,00	0,00	0,01	0,01
	0,44	0,42	0,32	0,32	0,48	"
	8,62	9,30	7,42	7,42	7,61	12,96
	0,274	0,30	0,277	0,31	0,262	0,28
	0,009	0,01	0,007	0,01	0,01	0,01
	0,44	0,49	0,46	0,51	0,43	0,47
	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04
	0,02	0,05	0,04	0,04	0,09	0,11
	0,01	0,014	0,01	0,01	0,03	0,03
	0,03	0,10	0,02	0,02	0,03	—
	0,04	0,10	0,10	0,10	0,40	0,19
	99,836	100,55	100,107	100,43	100,18	
	36,62	35,78	36,70	36,74	35,84	
	1,63	1,61	2,14	3,96	3,79	
	61,77	62,61	61,16	59,30	60,37	
	0,82	2,46	3,96	5,29	1,24	
	22,49	15,75	21,08	24,23	22,29	
	76,69	81,79	74,96	70,48	76,47	
	10,02	9,81	8,74	5,92	10,47	
	18,75	25,00	14,29	7,69	8,82	
	42,62	42,10	39,67	53,33	58,09	

и 39,5% в полосчатом комплексе. В перидотитах этого комплекса содержится 42,7–43,5, а в подкровельного горизонта – 43,2–43,4% SiO_2 . Наиболее контрастно породы различаются по содержанию магния, количество которого понижается по направлению к кровле. В дунитах из рудного тела MgO присутствует в количестве (вес., %) 50,3, в дунитах шлирово-полосчатого комплекса 49,0–48,6, в гарцбургитах этого комплекса 45,5–43,4, а в перидотитах подкровельного горизонта 45,6–40,8. В то время как количество магния изменяется на 10%, железо варьирует слабо, составляя 7–8 вес. %.

В перечисленных группах пород снизу вверх по разрезу последовательно растет среднее содержание окиси кальция в порядке 0,28–0,32 – 0,99–1,63%.

Концентрация окиси алюминия изменяется от 0,31 до 2,68%, достигая максимального количества 3,69%. Окись хрома в дунитах составляет 0,60–0,70%, в полосчатых гарцбургитах 0,47–0,51, в порфировидных 0,39–0,45%. Совместное разнонаправленное изменение содержаний хрома и алюминия приводит к резкому возрастанию с глубиной относительно роли хрома. Так, если в прикровельных перидотитах отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ составляет всего 7–9, то в гарцбургитах нижележащего горизонта оно увеличивается до 14–25, в дунитах этого горизонта уже достигает 55,6–61, а в дунитах из рудного тела – 71,4. Следовательно, относительная концентрация хрома в породах рудоносного комплекса возрастает почти на порядок.

Спектральным анализом установлено присутствие Ti и Zn , составляющее сотые доли процента, и Cu – тысячные и десятитысячные. Их содержание изменяется на порядок при переходе от дунитов глубоких горизонтов к перидотитам верхних. Таким образом, в соответствии с приведенными данными, в вертикальном разрезе надрудных гипербазитов сверху вниз падает содержание Si , Ca , Al и растет Cr и Mg в наиболее типичных породах.

Сопоставление перидотитов из подкровельного горизонта и полосчатого комплекса показывает несходство их состава, последние отличаются и меньшей кремнекислотностью, и заметным пониженным содержанием глинозема и кальция ($\bar{x} \text{Al}_2\text{O}_3$ 1,51 против 2,68% CaO 0,99 против 1,63). К сожалению, мы не располагаем данными о составе перидотитов из глубоких частей разреза. Но даже представленные ограниченные данные позволяют заключить, что петрохимические особенности рассматриваемых горизонтов различны. Если же принять во внимание, что верхний слагается перидотитами, обладающими наибольшим содержанием SiO_2 и наименьшей магнезиальностью, а нижний на 35% состоит из гарцбургитов с повышенной основностью и на 40% из дунитов и пироксеновых дунитов, петрохимические особенности выделенных комплексов выступят достаточно контрастно.

Различия кислотно-основных свойств четко обозначаются при сравнении показателей основности, рассчитанных из значений свободной энергии реакций ионизации петрогенных окислов (ΔZ_T , ккал) [7].

Показатели основности рассматриваемых пород, рассчитанные для температуры +298К, изменяются от 2,910 до 4,764. Минимальные их значения относятся к лерцолитам (3,910), с ними сближается основность порфировидного гарцбургита (3,847). Основность гарцбургитов из горизонта переслаивания с дунитами уже значительно выше – 3,951–4,219. Дуниты этого горизонта имеют показатель 4,396–4,468, среднее 4,434, а дунит из обособления в рудном теле 4,764.

Диапазон изменений достаточно велик, если принять во внимание, что

Таблица 3
Химический состав оливинов из гипербазитов

Компонент	23-78	75-78	80-78	126-78	147-78	177-78	284-78	339-78
SiO ₂	41,09	41,58	40,69	40,90	39,99	40,40	40,85	40,60
Al ₂ O ₃	0,51	0,32	0,34	0,48	Не обн.	0,33	0,56	Не опр.
Fe ₂ O ₃	1,36	1,52	1,47	1,92	3,70	2,62	1,84	2,10
FeO	7,05	4,89	7,08	7,45	6,83	7,45	8,13	6,56
MnO	0,16	0,15	0,19	0,18	0,19	0,21	0,21	Не опр.
MgO	49,46	51,05	49,55	48,33	48,90	48,68	47,95	49,59
Na ₂ O	0,011	0,018	0,016	0,015	0,011	0,011	0,016	Не опр.
K ₂ O	0,006	0,004	0,004	0,007	0,004	0,004	0,003	"
H ₂ O ⁺	0,10	0,13	0,23	0,14	0,13	0,11	0,12	"
NiO	0,38	0,42	0,37	0,37	0,36	0,38	0,37	"
CoO	0,013	0,012	0,017	0,020	0,018	0,017	0,018	"
Сумма	100,146	100,094	99,357	99,812	100,133	100,212	100,067	98,85
Формульные коэффициенты								
Si	1,007	1,006	0,994	1,006	0,994	0,991	1,006	1,002
Al	0,015	0,009	0,009	0,015	—	0,009	0,015	—
Fe ³⁺	0,028	0,029	0,027	0,036	0,054	0,048	0,036	0,039
Fe ²⁺	0,129	0,099	0,147	0,154	0,127	0,153	0,167	0,134
Mn	0,003	0,003	0,001	0,004	0,004	0,004	0,005	—
Mg	1,811	1,845	1,811	1,778	1,814	1,787	1,764	1,825
Ni	0,007	0,003	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007	—
Fa, %	7,8	6,4	8,7	9,5	9,0	10,0	10,2	8,6

Примечание. Во всех образцах Cr₂O₃ — следы, TiO₂ и CaO не обнаружены.

приводимые А.А. Маракушевым сходно вычисленные значения для гранита составляют 0,563, диорита 1,430, оливинового габбро 2,371. Направленность в изменении значений ΔZ_{1200}° аналогична показанной, а пределы составляют 4,625—5,615 ккал. Из этих данных следует, что кислотно-основные свойства пород зависят не только от петрографического состава пород, но и от их принадлежности к рассматриваемым комплексам. Именно с комплексом пород, характеризующимся повышенной основностью, максимальной магнезиальностью и возросшей концентрацией хрома сопряжено пространственно хромитовое оруденение.

Состав пород определяется следующими особенностями слагающих их минералов. Оливины, полные химические анализы которых приведены в табл. 3, представляют форстерит с содержанием железистого компонента 6,4—10,5%, железистость оливинов прямо коррелируется с кремнекислотностью пород. Окись магния содержится в количестве 48—51 вес.% и нарастает в ряду пород возрастающей основности в порядке 47,95—49, 59—48, 64—50, 00—51,05 от лерцолитов к дунитам. NiO присутствует в количестве 0,36—0,42%, CoO 0,12—0,20%. Наибольшее количество никеля и наименьшее — кобальта содержат оливины из дунитового шлифа в рудах. Проявлены слюды хрома. Кальций и титан анализом не устанавливаются.

Проанализированные ортопироксены (табл. 4) также отличаются высокой магнезиальностью, низкой железистостью, очень малым содержанием Na и Mn и отсутствием кальция. Железистость, вычисленная по отношению $(\Sigma R^{IV} - Mg) / \Sigma R^{IV}$, составляет 11,85—13,80. Для алюминия, занимающего

Таблица 4

Химический состав ромбических пироксенов

Компонент	147-78	284-78	339-78	Компонент	147-78	284-78	339-78
SiO ₂	55,01	54,12	56,32	Коэффициенты формулы в пересчете на 60			
TiO ₂	Не обн.	0,09	Не обн.	Si	1,886	1,892	1,948
Al ₂ O ₃	3,32	3,96	2,35	Al ^{IV}	0,114	0,108	0,052
Fe ₂ O ₃	1,32	1,57	1,63	Mg	1,730	1,717	1,748
FeO	4,73	4,96	4,09	Fe ²⁺	0,135	0,144	0,118
MnO	0,18	0,22	0,17	Fe ³⁺	0,070	0,043	0,042
MgO	33,72	33,42	34,15	Mn	0,007	0,006	0,004
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Ni	0,029	0,059	0,044
Na ₂ O	0,034	0,049	0,017	Cr	0,022	0,021	0,017
K ₂ O	0,005	0,013	0,007	Al ^{VII}	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,53	0,40	0,22	Na	—	—	0,008
NiO	0,090	0,087	0,084				
CoO	0,005	0,003	0,005				
Cr ₂ O ₃	0,76	0,67	0,64				
Сумма	99,704	99,562	99,683				

положение в четвертой координации $Al^{IV}/(Al^{IV} + Al^{VII}) = 79,72; 64,67; 54,17\%$. Все это, согласно классификации Н.Л. Добрецова, позволяет отнести пироксены из полосчатого комплекса к алюмозэнститу, а из гарцбургита подкровельного горизонта — к энституту.

Состав акцессорных хромшпинелидов (табл. 5) изменяется от алюмогхромита в дунитах до хромпикотина в гарцбургитах и лерцолите. В дунитах из рудного тела содержание окиси хрома наибольшее и составляет (в вес.%) 56,54, в дунитах рудоносного полосчатого комплекса 42,96–47,15, среднее 45,5. В гарцбургитах этого комплекса 28,07–41,64, среднее 34,37, а в гарцбургите прикровельного горизонта 32,00. Самое низкое содержание хрома имеет хромшпинелид лерцолита — 15 вес.%. Убывание хрома компенсирует алюминий, количество которого варьирует от 10,72 до 49,80%. Приведенный материал показывает не только зависимость состава породообразующих силикатов и акцессорных хромшпинелидов от степени основности вмещающих пород, но и взаимозависимость состава отдельных минералов.

Обобщая изложенное, отметим, что в гипербазитовой части вертикального разреза скважины обособляются два комплекса пород, различающихся по петрографическому составу, текстурно-структурным признакам, минералого-geoхимическим особенностям и рудоносности. Их характерные особенности, по-существу, являются отличительными признаками безрудного и продуктивного комплексов.

Верхний безрудный более однороден по составу и представлен порфировидными гарцбургитами с обособлениями лерцолитов и амфиболовых перидотитов. Директивность в сложении пород проявлена слабо. Характерна повышенная кремнекислотность и пониженная основность гипербазитов. Оливины пород содержат 8–10% железистого компонента. Среди ортопироксенов преобладает энститат. Акцессорные хромшпинелиды представлены пикотитом и хропикотитом (9–13 ат. Al, 2–8 Cr в элементарной ячейке).

Таблица 5

Химический состав акцессорных хромшпинелидов

Компонент	23-78	75-78	80-78	126-18	147-78	177-78	284-78	339-78
SiO ₂	0,70	0,47	2,19	1,06	0,77	1,18	2,48	3,80
TiO ₂	0,21	0,22	0,13	0,17	0,16	0,13	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	17,90	10,72	18,00	32,12	24,84	37,51	49,80	29,90
Cr ₂ O ₃	47,15	56,54	42,96	33,40	41,64	28,07	15,00	32,00
Fe ₂ O ₃	3,29	1,70	2,78	0,15	2,31	1,98	13,40	16,00
FeO	19,20	16,51	20,06	16,67	14,46	13,29		
MnO	0,27	0,23	0,26	0,19	6,20	0,17	0,14	0,18
MgO	11,42	12,71	12,75	15,26	14,69	16,52	19,73	17,50
V ₂ O ₅	0,24	0,11	0,31	0,15	0,14	0,20	0,11	0,17
H ₂ O ⁺	Не опр.	0,25	Не опр.			Не опр.	Не опр.	
H ₂ O ⁻	"	0,15	"	0,60	0,46	0,61	"	"
Сумма	100,38	99,61	99,44	99,77	99,67	39,72	100,76	99,60

Катионный состав элементарной ячейки

Al	5,426	3,297	5,674	9,086	7,252	10,384	13,198	8,998
Cr	9,557	11,794	9,091	6,346	8,144	5,220	2,577	6,449
Fe ³⁺	0,895	0,799	1,123	0,482	0,515	0,312	0,072	0,492
Fe ²⁺	0,046	0,047	0,032	0,029	0,030	0,028	0,013	0,015
Ti	0,046	0,047	0,032	0,029	0,030	0,028	0,013	0,015
V	0,030	0,016	0,048	0,028	0,029	0,026	0,027	0,031
Fe ²⁺	3,776	3,133	3,841	2,836	2,828	2,567	2,105	2,457
Mn	0,062	0,048	0,065	0,029	0,030	0,029	0,027	0,046
Mg	4,162	4,819	4,094	5,135	5,142	5,404	5,868	5,497
Cr/ Σ R ^{VI}	59,73	73,71	56,82	39,66	50,90	32,62	16,73	40,31
Al/ Σ R ^{VI}	33,91	20,61	35,46	56,79	45,32	64,90	82,49	56,24
Fe ³⁺ / Σ R ^{VI}	5,59	4,99	7,02	3,01	3,22	1,95	0,45	3,07
(Fe ²⁺ +Ti)/ Σ R ^{VI}	0,58	0,59	0,40	0,36	0,38	0,35	0,16	0,19
V/ Σ R ^{VI}	0,19	0,01	0,30	0,18	0,18	0,18	0,17	0,19
(Fe+Mn)/ Σ R ^{IV}	47,97	39,76	48,82	35,81	35,72	32,45	26,65	31,29
Mg/ Σ R ^{IV}	52,03	60,24	51,18	64,19	64,28	67,55	73,35	68,71
m/f	1,08	1,51	1,04	1,82	1,80	2,08	2,75	2,20
f _{Cr}	69,66	46,24	72,33	81,34	62,75	91,88	100	69,04

Продуктивный комплекс неустойчив по петрографическому составу, представлен частой перемежаемостью гарцбургитов, пироксеновых дунитов, дунитов и хромититов. Широко и ярко представлена план-полосчатость и линейная ориентированность минеральных агрегатов и отдельных зерен пироксенов и оливинов. Для пород характерна повышенная основность. Широко распространены дуниты с 6–8% фаялитового компонента в оливинах. Ортопироксен представлен алюмознатитом. Состав и свойства хромшпинелидов варьируют от хромпикотита до алюмохромита в перидотитах (7–10 ат. Al, 5–8 ат. Cr), до алюмохромита в дунитах (3–5 ат. Al и 9–12 ат. Cr).

Смена охарактеризованных комплексов по вертикали вызывает направленное изменение концентрации петрогенных элементов – убывание в составе пород сверху вниз по разрезу содержания Si, Ca, Al и возрастание

Таблица 6

Распределение хрома между силикатами и хромшпинелидами

Образец	Содержание Cr_2O_3 в минерале, вес. %			Содержание минерала в породе, %		
	<i>opx</i>	<i>cpx</i>	<i>chr</i>	<i>opx</i>	<i>cpx</i>	<i>chr</i>
284	0,67	0,42	15,00	24,0	11,5	2,0
339	0,76	11	32,00	19,4	5,2	0,8
147	0,64	11	41,64	16,4	3,8	0,8

Таблица 6 (окончание)

Образец	Распределение Cr_2O_3				
	вес. %			относит. %	
	<i>opx</i>	<i>cpx</i>	<i>chr</i>	силикаты	шпинель
284	0,16	0,05	0,30	41,2	58,8
339	0,15	0,02	0,25	40,5	59,5
147	0,10	0,02	0,33	26,7	73,3

количество Mg и Cr . Нарастающая основность пород сопровождается ростом магнезиальности оливинов и увеличением содержания хрома в хромшпинелидах, что обусловливает скрытую вертикальную геохимическую зональность в надрудной части рассмотренного разреза.

Сравнение состава пород, реконструированного по анализам реликтов слагающих их минералов с результатами пересчета анализов серпентинизированных пород на "сухое вещество" позволило проследить характер и степень изменения состава пород при постмагматических преобразованиях, в основном при серпентинизации. Такое сопоставление не обнаружило резких различий указанных составов, хотя серпентинизация в ряде случаев была значительной, о чем свидетельствует присутствие H_2O , достигающий 13 вес.% и высокая степень окисления железа. По-видимому, постмагматические преобразования пород не сопровождались заметным привносом и выносом компонентов, т. е. процесс приближался к изохимическому, представляя, в основном, гидратацию пордообразующих силикатов.

Это позволяет проследить распределение хрома и алюминия между силикатной и окисной фазами в перidotитах, исходя из их концентрации в породе и отдельных минералах, с учетом количественного минерального состава, рассчитанного из реальных составов минералов. Расчет сделан при допущении сходства состава ортопироксенов разных семейств крупности и аналогии состава клинопироксенов с таковыми из близлежащей скважины: SiO_2 55,84; Al_2O_3 1,42; FeO 1,93; MgO 18,47; CaO 26,06; Cr_2O_3 0,42; сумма 100,14.

Как показывает табл. 6, большая часть хрома перidotитов концентрируется в хромшпинелидах. Эта особенность его распределения сильнее проявлено в полосчатом комплексе. Здесь в энстатит входит лишь четверть присутствующего в породе хрома. Что касается алюминия, то в лерцолитах на долю хромшпинелидов приходится 1 вес.% Al_2O_3 , а в порфировид-

ных гарцбургитах 0,24%, в полосчатых 0,20 при содержании в породах соответственно 3,69, 1,67 и 1,20%.

Из изложенного следует, что в рассматриваемых пробах перidotитов преобладающая часть алюминия присутствует в силикатах, тогда как основным или относительно большим концентратором хрома являются хромшпинелиды.

Данные по распределению Al и Cr, хотя и ограничены, все же представляют определенный интерес в аспекте рассмотрения баланса перераспределения вещества в ходе гипотетической оливинизации гарцбургитов с экстракцией хрома из пироксенов и последующей его концентрацией в рудные хромитовые залежи.

Дело в том, что количество алюминия, высвобождающееся при замещении ортопироксена оливином в 5–10 раз превышает количество высвобождающегося хрома, в то время как в хромитовых рудах содержание алюминия в 5–6 раз меньше по сравнению с хромом.

Если рудные тела образованы в результате выноса этих компонентов из перidotитов [14], то в сопряжении с хромитовым оруднением, помимо дунитов, должны возникать минеральные образования, концентрирующие избыточный алюминий с объемом, многократно превышающим объем рудных тел.

Заслуживает внимания и то обстоятельство, что содержание окиси хрома в дунитах оказалось не ниже, а выше, чем в перidotитах, что не дает указания на удаление хрома из породы предположительно возникающей по перidotитам. Противоречит этому и пространственное сопряжение оруднения с комплексом пород, характеризующихся повышенными концентрациями хрома, высокой основностью и магнезиальностью. К этому следует добавить, что И.А. Малахов, основываясь на большом аналитическом материале, показал близость содержания хрома в дунитах и гарцбургитах и для других хромитоносных массивов Урала [6].

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ

Значительный аналитический материал по составу совместно кристаллизовавшихся минералов переменного состава сделал возможным применение методов термометрии к оценке температурных условий их образования. Расчет номинальных температур образования пород произведен нами по распределению железа и магния между существующими оливином и хромшпинелидом с учетом соотношения трехвалентных катионов в последних согласно методу, разработанному Е. Джексоном [1]. Использованы также метод Б. Майсена, когда температура устанавливается по вхождению алюминия и хрома в шестерную координацию структуры пироксенов [16] и формула одномерной корреляции между кальциевостью пироксенов и температурой их образования, предложенная Л.Л. Перчуком [11].

Оценка температурных условий формирования железомагнезиального равновесия произведена применительно к сорока парам оливинов и хромшпинелидов из гипербазитов и руды, залегающих в диапазоне глубин от поверхности до 1200 м. Основной материал относится к скважинам на месторождениях Алмаз–Жемчужина, Миллионное, Молодежное и Ширпа–Кайн. Большинство анализов выполнено на микрозонде, другие – полным химическим анализом мономинеральных фракций.

Согласно полученным результатам температуры установления железомагнезиального равновесия для шести пар оливинов и хромшпинелидов

в лерцолитах оказались в пределах $1217-1403^{\circ}\text{C}$ (среднее 1309°C), для 20 пар из гарцбургитов температурный предел составил $1074-1275^{\circ}\text{C}$ ($\bar{x} = 1171$), для 14 пар из дунитов $1111-1401^{\circ}\text{C}$ ($\bar{x} = 1211$) и для одного образца хромитовой руды — 1327°C .

Характерно, что для всех случаев получены значения, превышающие 1074°C , в том числе и для сульфидсодержащих дунитов и гарцбургитов ($1272-1279^{\circ}\text{C}$ и $1332-1347^{\circ}\text{C}$).

Расчет температуры образования энстатитов из гарцбургитов и лерцолитов по входению алюминия и хрома в шестерную координацию пироксенов дал близкие температурные пределы — $1171-1310^{\circ}\text{C}$.

Применение формулы одномерной корреляции между кальциевостью и температурой к клинопироксенам показало температуры, достигающие 1100°C , а для энстатита — $1093-1227^{\circ}\text{C}$.

Возможность погрешностей в определении температур, связанных с аналитическими ошибками, и некоторыми расхождениями, вызываемыми разными методами определения состава минералов, заставляет рассматривать полученные значения температур как приближенные. Тем не менее, заслуживает внимания тот факт, что они лежат в области, превышающей температуры солидуса. Интересно также близкое соответствие наших данных с экспериментальными в соответствующих системах и с расчетными для некоторых природных объектов.

Так, водонасыщенный ликвидус в экспериментах по плавлению шпинелевых перидотитов под давление паров воды составил $1250-1300^{\circ}\text{C}$ [17].

Приводимые Е. Джексоном номинальные температуры образования сосуществующих оливин-хромитовых пар в наиболее высокотемпературной хромитовой зоне массива Стиллуотер (штат Монтана, США) составляют $1110-1427^{\circ}\text{C}$. При этом отмечается отсутствие признаков переуравновешивания между фазами на поздне- и постмагматической стадиях. Такое повторное установление равновесий между минеральными фазами гипербазитов возможно при динамометаморфических преобразованиях твердых гипербазитов в субсолидусных условиях при темпертурах $900-950^{\circ}\text{C}$. Это показал термодинамический анализ материалов по составу сосуществующих минералов в гарцбургитах Войкаро-Сынынского массива на Полярном Урале [12].

Таким образом, расчетные температуры кристаллизации гипербазитов Кемпирсайского массива превышают температуры твердофазовых преобразований гипербазитов и вполне сопоставимы с таковыми для хромитоносного стратiformного массива Стиллуотер, магматическая природа которого, как правило, не вызывает сомнения. Согласуются они и с экспериментальными температурами плавления гипербазитов с участием летучих компонентов. Совокупность приведенных данных свидетельствует о том, что наблюдаемое распределение компонентов между отдельными минеральными фазами и неэквивалентными структурными позициями в минералах устанавливались при кристаллизации магматического расплава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы позволяют выделить следующие важные черты зональности в строении Южно-Кемпирсайских месторождений.

1. Размещение оруденения на площади Кемпирсайского массива подчинено рудно-петрографической зональности. В соответствии с этим в наибольшем удалении от магмоподводящего канала в зоне перехода от троктолитов к гарцбургитам и в собственно гарцбургитовой зоне размещаются

мелкие тела руд глиноземистого типа, а вблизи магмоподводящего канала и его контурах (в сопряжении с дунитами, содержащими высокохромистый хромшпинелид) располагаются крупные скопления руд, богатых хромом. Связь хромитового оруденения с определенным химическим составом руд и комплексами пород, различающимися по петрографическому составу, глубине эрозионного среза и удаленность от магмоподводящего канала обусловлена магматической дифференциацией, предшествовавшей интрузии гипербазитов. Вследствие поступления в камеру plutona дифференцированных гипербазитовых масс вблизи магмоподводящих каналов размещаются породы, соответствующие более глубинным магматическим дифференциатам.

2. В строении юго-восточной части Кемпирсайского массива участвуют два комплекса пород — существенно гарцбургитовый с подчиненным развитием лерцолитов, амфиболовых перidotитов, дунитов и существенно дунитовый с подчиненным количеством пироксеновых дунитов, полосчатых гарцбургитов и обособлениями хромитовых руд.

3. Гипербазиты названных комплексов различаются по основности одноименных пород и химическому составу одноименных минералов.

4. Расчетные температуры равновесной кристаллизации оливинов и хромшпинелидов так же, как и распределение компонентов в ортопироксенах указывает на становление гипербазитов и руд в условиях кристаллизации магматических расплавов, обогащенных летучими компонентами.

5. В рассмотренном разрезе надрудных гипербазитов сверху вниз по направлению к рудным телам прослеживается возрастание основности пород, магнезиальности оливинов, количества хромшпинелидов и содержания в них хрома. Есть основания предполагать обратную направленность изменений перечисленных признаков в вертикальном разрезе подрудных толщ.

6. Направленность в изменениях особенностей сложения и состава гипербазитов по вертикали и относительно рудных тел определяются неоднократным поступлением в камеру plutona кристаллизующегося дифференцированного магматического расплава и пространственным соотношением гипербазитов разных фаз внедрения.

7. Хромитовое оруденение пространственно сопряжено и генетически связано с комплексом пород повышенной основности, характеризующихся высокой магнезиальностью и повышенной концентрацией хрома.

ЛИТЕРАТУРА

1. Джексон Е.Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллуотер. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973.
2. Колотилов Л.И., Казанцев М.М., Рацбум Е.И. Структурно-морфологическая зональность рудных узлов Южно-Кемпирсайского хромитового района, ее поисковое и оценочное значение. — В кн.: Геология, металлогения и вещественный состав руд черных металлов Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1979.
3. Колотилов Л.И., Милецкий Б.Е. Внутреннее строение и хромитоносность Кемпирсайского гипербазитового массива. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978.
4. Кравченко Г.Г., Павлов Н.В., Григорьева И.И. Хромитовые месторождения Кемпирсайского массива ультрабазитов. — В кн.: Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983.
5. Логинов В.П., Павлов Н.В., Саколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. — В кн.: Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 2.

6. Малахов И.А. Петрохимия гипербазитов Урала. — Тр. Ин-та геологии Урал. фил. АН СССР, 1966, вып. 79.
7. Маракушев А.А. Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 1, вып. 1.
8. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутония. М.: Наука, 1968.
9. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей. — В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979.
10. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Интенсивность серпентинизации гипербазита Главного рудного поля Кемпирсайского массива и ее изменений с глубиной. — Геология руд. месторождений, 1981, № 5.
11. Перчук Л.Л. Усовершенствование двупроксеноового геотермометра для глубинных перидотитов. — Докл. АН СССР, 1977, 233, № 3.
12. Савельева Г.Н., Степанов С.С. Эволюция энтистатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войткаро-Сынынского массива (По-
- лярный Урал). — Изв. АН СССР, 1979, № 2.
13. Сегалович В.И. О структурном положении и форме Кемпирсайского ультраосновного массива. — В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока: (Материалы семинара по оценке перспектив хромитоносности ультраосновных массивов). М.: ВИМС, 1974.
14. Смирнова Т.А. Формации хромитовых месторождений. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977.
15. Шульгин М.Ф., Степанов Е.П., Самсонов Г.П. и др. Новое в методике поисков и разведки Южно-Кемпирсайских хромитовых месторождений. — В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М.: ВИМС, 1974.
16. Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. — J. Petrol., 1975, 16, N 3.
17. Mysen B.O. Experimental determination of some geochemical parameters relating to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle. — Amer. Miner., 1976, 61, N 7/8.

УДК 553.462.463

B.B. Ширкунов

РОЛЬ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР В ЗОНАЛЬНОМ СТРОЕНИИ РУДНОСНЫХ ГРЕЙЗЕНОВ АКЧАТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Центральный Казахстан)

На примере грейзеновых молибдено-вольфрамовых месторождений Акчатауского рудного поля автор попытался показать роль структурного и некоторых других факторов в формировании эндогенной зональности. Так, в пределах различных рудовмещающих структур "чехловая" зональность с ее центральной частью, как правило, приурочена к участкам пересечения этих структур с рудоподводящими, крутопадающими разрывными нарушениями. В силу изменений термодинамических параметров растворов, наличия непроницаемых горизонтов пород и резко различной проницаемостью для растворов разогретых материнских гранитов и холодных вмещающих пород экзоконтакта (по закону Дарси) и другими особенностями зональность хорошо развивается по одним направлениям и совсем не проявлена или редуцирована по другим.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АКЧАТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Представления о геологическом строении Акчатауского рудного поля связаны с именами Н.И. Наковника, Г.Н. Щербы, Г.И. Бедрова, Е.П. Малиновского, Г.В. Пинуса, М.Д. Дорфмана, Г.Т. Скублова, А.С. Осипова, И.Н. Фоминского, Г.В. Крылова, А.А. Нуднера, Ю.П. Иванова, Е.Д. Беляковой, В.С. Дмитриевского, В.Е. Бочарова, В.Г. Боголепова, Н.Е. Гуляевой, О.С. Клюева, С.Д. Миллера, И.П. Беневоленского, А.Т. Буртубаева, Н.А. Прописнова, Б.Ф. Сельвесюка, М.М. Набокова, В.В. Ширкунова и др.

Акчатауское рудное поле расположено в северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области, на сочленении Жаман-Сарысуйского антиклиниория и Токрауского синклиниория; по геологоструктурной позиции — в зоне внешнего обрамления Жаман-Сарысуйского антиклиниория, представляющего собой срединный массив в герцинскую эпоху складчатости.

В геологическом строении рудного поля (фиг. 1) выделяются два структурных яруса: нижний, сложенный силурийскими терригенными образованиями, представляющими ранний, собственно геосинклинальный этап развития герциńskiej складчатой области (песчаники, сланцы, алевролиты, конгломераты) и верхний, сложенный нижнекаменноугольными вулканогенными образованиями, представляющими орогенный этап развития (липариты, дакиты, андезиты, их туфы и лавы).

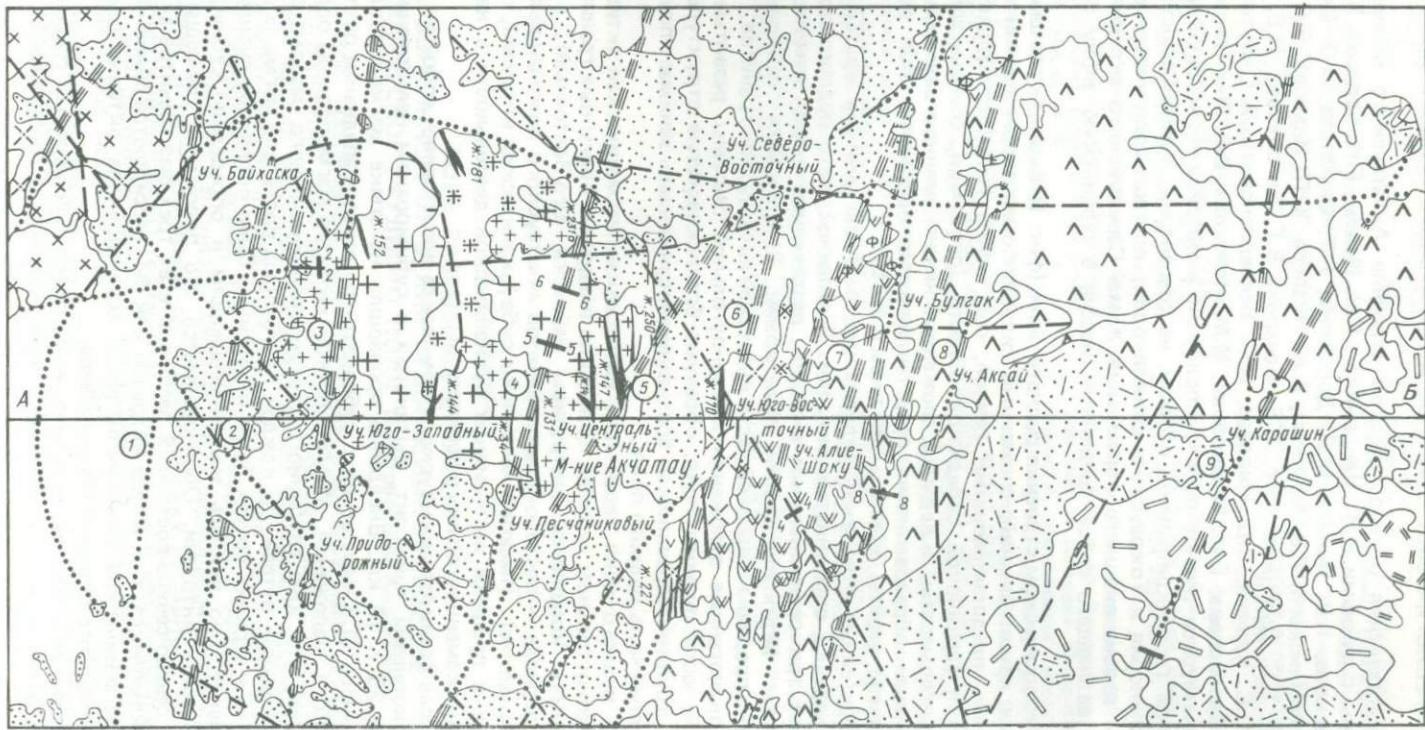
Терригенные отложения силурийской системы смыты в крутые линейные, нередко опрокинутые складки. В западной части рудного поля они слагают три синклинальные складки, разделенные двумя нечетко выраженными антиклинальными перегибами. Центральная синклинальная складка прорвана в ядерной части интрузией акчатауских гранитов.

Вулканогенные отложения каменноугольной системы, развитые в восточной части рудного поля, образуют брахискладчатые структуры. Наиболее крупная Карапшинская брахивулканосинклиналь занимает почти всю восточную часть рудного поля.

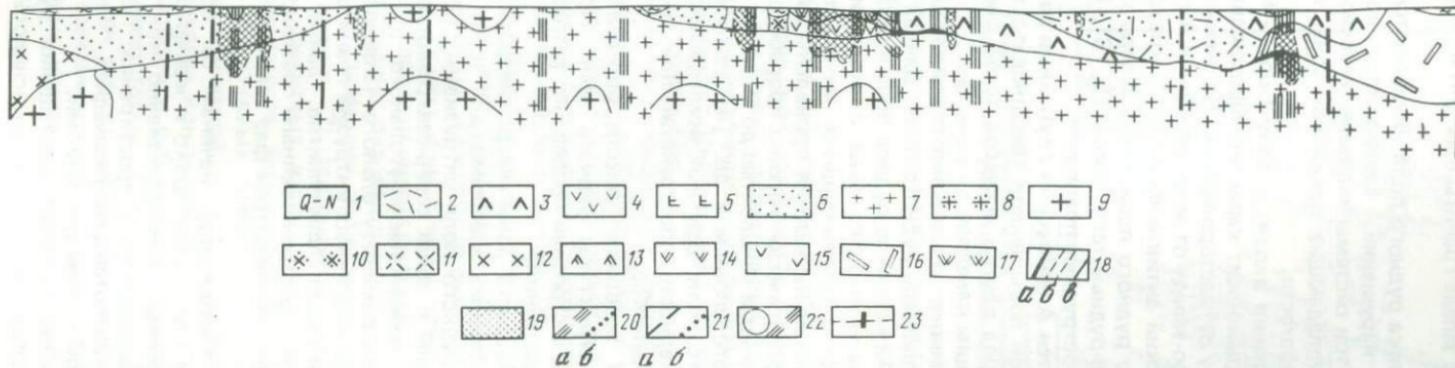
Для рудного поля характерна интенсивная магматическая активность. В каменноугольном периоде произошло внедрение орогенных гранитоидов топарского комплекса (интрузивы Байхаска, Юго-Восточный), в пермском периоде — посторогенных гранитов акчатауского комплекса (интрузия Кызылтас). Имеются несколько субвулканических интрузий, образованных в процессе интенсивной вулканической деятельности в начале и середине каменноугольного периода.

Массив гранитов акчатауского комплекса представляет собой по форме многокорневой лакколит, вытянутый в субширотном направлении, размером 25 × 10 км. Внедрение произошло на стыке магмоподводящего глубинного ССВ нарушения с субширотным северо-западными разломами глубокого заложения. Многокорневой характер магмоподвода определяется тем, что зона глубинного северо-северо-восточного разлома состоит из нескольких ветвей, по каждой из которых поступала магма. В связи с тем, что в верхних ярусах более интенсивно было проявлено субширотное нарушение, оно явилось магмовмещающим и определило субширотную вытянутость интрузии. Обосновывается это положение совмещением в зонах северо-северо-восточных разрывов всех трех фаз гранитов акчатауского комплекса, т. е. в теле интрузии как бы трассируются линии наибольшей магматической активности, линии магмоподвода, активно действующие до полного становления интрузива.

Поверхность массива неровная, выделяется субширотный гребень I порядка, осложненный целым рядом куполовидных и гребневидных выступ-



Разрез по А-Б



Фиг. 1. Геологическая карта Акчатауского рудного поля. Составил: В.Г. Боголепов, В.В. Ширкунов, В.С. Розенков, Н.Я. Гуляева, Д.А. Сафин, К.А. Ширкунова, Г.Т. Скублов и др. под общей редакцией В.Г. Боголепова с дополнениями В.В. Ширкунова. Разрез по А-Б составлен В.В. Ширкуновым

1 - рыхлые отложения нерасчлененные: глины, суглинки, супеси, пески; 2 - каркаралинская свита - лавы, туфолавы и туфы липаритов; 3 - каркаралинская свита - лавы, туфолавы и туфы дацитов; 4 - каркаралинская свита - туфы андезитовых порфиритов; 5 - туфоагломераты с фыммем; 6 - песчаники, алевролиты, конгломераты. Акчатауский комплекс (7-9): 7 - среднезернистые, мелко-зернистые лейкократовые граниты II-III фазы; 8 - мелкозернистые резкопорфировидные лейкократовые граниты дополнитель-

ной интрузии I фазы; 9 - крупнозернистые порфировидные грани. Топарский комплекс (10-16): 10-12 - дайка гранодиорит-порфиров; 11 - адамеллиты и гранодиориты; 13 - диориты; 13-16 - субвуликанические и малые интрузии: 13 - дайка микродиоритов, 14 - дайка диоритовых порфиритов, 15 - андезитовые порфириты, 16 - гранит-порфирь и липарит-порфирь (массив Эспе); 17 - вторичные кварциты; 18 - грейзены: а - сплошные, б - сближенные зоны, в - маломощные тела; 19 - зоны интенсивной штокверковой грейзенизации; 20 - рудоподводящие разломы: а - прослеженные, б - предполагаемые; 21 - разрывные нарушения: а - прослеженные, б - предполагаемые; 22 - номера рудоподводящих нарушений; 23 - профили эндогенной геохимии

пов II, III и более высоких порядков. На западе граниты выходят на поверхность на площади 4 × 5 км.

Очень сложна дизъюнктивная тектоника рудного поля. Выделяются три системы экзокинетических разрывных нарушений: северо-северо-восточная, северо-западная и субширотная, и три системы эндокинетических разрывных нарушений — радиальные крутопадающие трещинные зоны, кольцевые разломы и зоны пологой трещиноватости.

Нарушения северо-западного простирания входят в зону Борлы—Коунрадского регионального разлома, который носит характер сбросо-сдвига и максимально проявлен в 8 км к западу от месторождения. На очень большом протяжении к юго-востоку и северо-западу от месторождения Акчатау этот разлом отделяет Жаман-Сарысуйский антиклиниорий от Токрауского синклиниория. В пределах Акчатауского рудного поля вдоль северо-западных нарушений развиваются грейзеново-рудные тела (жилы 15, 181, 141), также наблюдаются малоамплитудные пострудные подвижки.

К субширотным нарушениям относится Акчатауский глубинный разлом и несколько субпараллельных с ним зон повышенной трещиноватости на севере рудного поля. В.Е. Бочаров и ряд других исследователей считают данную глубинную зону магмогодводящим каналом.

Система разрывов север-северо-восточного простирания слагает мощную зону, по ширине захватывающую всю площадь рудного поля. Данная зона разрывных нарушений пересекает все Акчатауское рудное поле в поперечном направлении, с север-северо-востока на юго-юго-запад, и состоит из ряда субпараллельных ветвей, ветвящихся и сочленяющихся между собой. На современной поверхности эти разрывные нарушения проявлены зонами повышенной трещиноватости (геоморфологически хорошо проработанные долины, выполненные рыхлыми отложениями мощностью до 60 м).

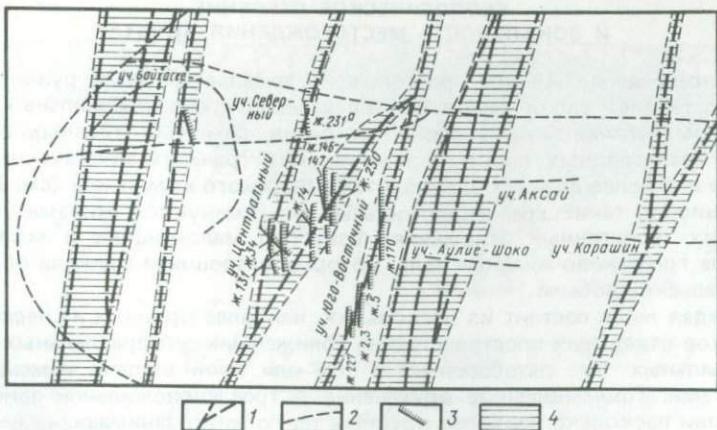
В.Е. Бочаровым и др. [1], В.Г. Боголеповым и др. [4] разработана схема структуры Акчатауского рудного поля. Другими исследователями отмечены некоторые частные закономерности пространственной локализации рудных тел внутри грейзеновожильных зон.

Произведенные нами исследования позволяют внести определенные корректизы в существующую схему структуры рудного поля. Прежде всего нами подчеркивается важная роль в строении последнего разрывных нарушений север-северо-восточного направления.

Начиная с нижнекаменноугольного возраста, зоны северо-северо-восточных нарушений служили магмогодводящими каналами для почти всех известных на площади Акчатауского рудного поля интрузивных образований. Это подтверждается локализацией в зонах север-северо-восточных разломов суббулканических интрузий нижнекаменноугольного (фиг. 1) (гранит-порфиры массива Эспэ) и среднекаменноугольного (андезитовые порфириты горы Аулие-Шоко) возраста, орогенных интрузий гранитоидов топарского комплекса (трещинная интрузия адамеллитов, дайка гранодиорит-порфиров, интрузия Байхаска), пространственным совмещением в разрывных нарушениях этого направления всех трех фаз гранитов акчатауского комплекса.

Гидротермально-метасоматические образования, начиная со среднекаменноугольных вторичных кварцитов горы Аулие-Шоко и кончая пермскими грейзеновожильными образованиями, пространственно контролируются зонами нарушений север-северо-восточного простирания. Последние в большинстве случаев уверенно выделяются в геофизических полях отрицательными магнитными и гравитационными аномалиями.

При анализе пространственных закономерностей размещения рудной минерализации, связанной с грейзеновым процессом, выяснилось, что



Фиг. 2. Схема пространственных взаимоотношений разрывных тектоники Акчатауского рудного поля с участками промышленного оруденения

1–2 – разрывные нарушения; 1 – рудоподводящие, 2 – прочие; 3 – участки жил с промышленным оруденением; 4 – зоны влияния рудоподводящих северо-северо-восточных нарушений, перспективные на молибденово-вольфрамовое оруденение

практически все участки с промышленным оруденением в пределах рудного поля контролируются зонами север-северо-восточных нарушений (фиг. 2). Очень показательным является смещение контура оруденения вслед за нарушением к северу при переходе от жилы 14 к жилам 146–147, 250 на участке Центральном; от жил 227, 2, 3, 4, 5 к жиле 170 на участке Юго-Восточном (фиг. 2).

Более того, мощность, вертикальная протяженность и интенсивность оруденения по наиболее богатым и крупным грейзеновожильным зонам месторождения Акчатау максимальны непосредственно на участке пересечения крутопадающей грейзеновожильной зоны нарушения север-северо-восточного простириания (фиг. 3).

Суммируя все приведенное, можно сделать вывод, что мощная долгоживущая зона разрывных нарушений север-северо-восточного простириания является главным структурным элементом Акчатауского рудного поля и служит подводящим каналом для внедряющихся магматических масс и гидротермальных рудных растворов.

Собственно рудовмещающими на Акчатауском рудном поле являются:
 1) крутопадающие трещинные зоны в основном субмеридионального простириания; 2) тектонически нарушенные в процессе усадки при остывании гранитные купола; 3) зоны повышенной разноориентированной трещиноватости. Возникновение каждого из перечисленных рудовмещающих структурных элементов определяется особенностями проявления экзокинетической и эндокинетической тектоники, при большой роли морфологии контактовой поверхности материнской интрузии, что детально разобрано в работах Д.В. Рундквиста и др. [6] и Т.М. Лаумуллина [5].

Соответственно трем рудовмещающим структурным элементам отвечают три структурно-морфологических типа рудных тел: 1) крутопадающие грейзеновожильные зоны (месторождение Акчатау); 2) минерализованные купола (рудопоявление Аксай); 3) штокверки (участок Байхаска).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКЧАТАУ

Месторождение Акчатау расположено в западной части рудного поля и представляет собой серию крутопадающих грейзеновожильных зон, в основном субмеридионального простирания, развитых, главным образом среди гранитоидных пород, в материнских гранитах акчатауского комплекса и в более древних адамеллитах топарского комплекса (см. фиг. 1). Традиционно такие грейзеновожильные зоны именуются "жилами". Во вмещающих терригенных отложениях известны маломощные и малопротяженные грейзеново-жильные тела, которые в прошлом служили объектом старательской добычи.

Каждая жила состоит из нескольких, наиболее крупных из нескольких десятков отдельных пространственно сближенных субпараллельных грейзеновожильных тел, разобщенных в той или иной степени измененными гранитами. Промышленное оруденение в грейзеновожильной зоне несут одно или несколько наиболее крупных тел, обычно занимающих центральное положение. Всего на месторождении Акчатау более 300 жил, из них несколько наиболее крупных (146, 147, 14, 250, 170, 227, 80, 1, 2, 3) вмещают подавляющую часть промышленного оруденения. Пространственно эти крупные грейзеновожильные зоны сконцентрированы в юго-восточной части видимого выхода гранитов акчатауского комплекса на поверхность и в интрузии адамеллитов на участках Центральном и Юго-Восточном.

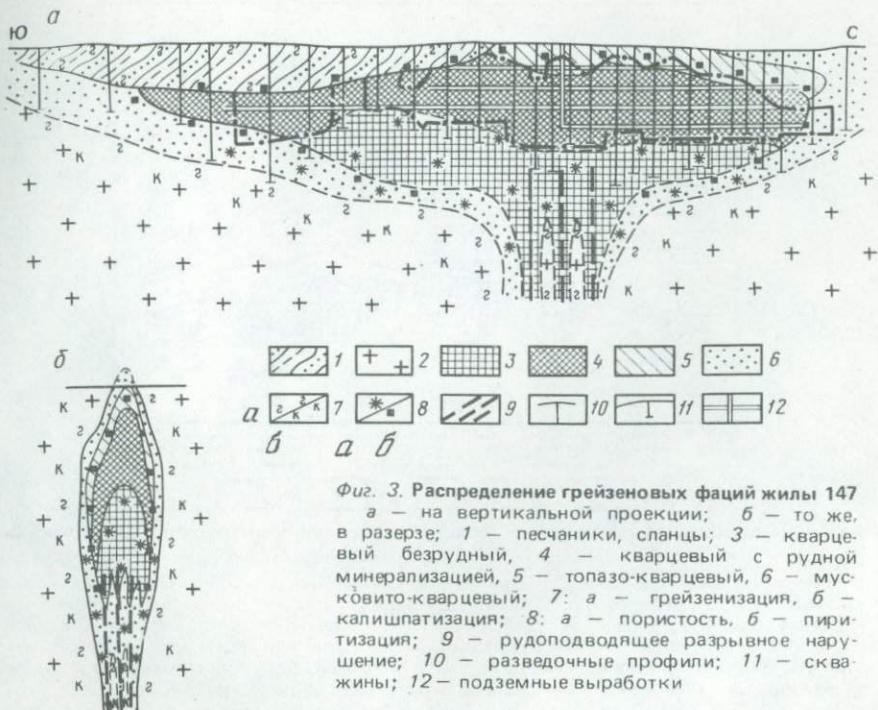
Общая вертикальная протяженность развития грейзенов составляет в основном в центральной части "жил" не менее 500 м.

Минеральный состав и строение грейзеновожильных тел, условия их залегания детально освещаются в ряде монографий (Г.Н. Щерба [10]). Поэтому здесь мы приводим только результаты собственных исследований по изучению зональности рудных тел. Типовое строение грейзеновожильных тел дается на примере жил 231^а и 147 на вертикальных продольных проекциях (фиг. 3, 4).

Главное значение имеют тела зонального строения, состоящие из кварцевых, топазо-кварцевых, мусковито-кварцевых и кварц-мусковитовых грейзеновых фаций, расположенных в данной последовательности от центральной части к зальбандам (фиг. 3, 4). На этот тип грейзеновых тел приходятся основные запасы промышленных руд, поэтому они и являлись основным объектом изучения. Все остальные минеральные типы грейзеновых тел, выделяемые рядом исследователей, являются производными от основных, за исключением локально развитых кварц-турмалиновых безрудных грейзенов, условия образования которых не совсем ясны. Мощные зональные тела находятся в центральной части зон, а остальные типы развиваются в непосредственной близости, представляя производные редуцированного варианта или фрагментов основного процесса.

Строение грейзеновожильных тел, как правило, симметричное относительно линии пересечения с рудоподводящим север-северо-восточным нарушением. Исключения легко объясняются структурными осложнениями, например, такими, как экранирование одной из сторон терригенными силурийскими отложениями (жила 227).

В центральной части грейзеновожильных зон, как правило, наблюдаются максимальные мощности грейзеновых тел и руды, наиболее богатое оруденение, максимальная вертикальная протяженность промышленных руд, причем все эти параметры очень закономерно и постепенно сходят на нет по мере перехода на фланги грейзеновожильной зоны (жилы 147, 250, 170 и т. д., см. рис. 3).

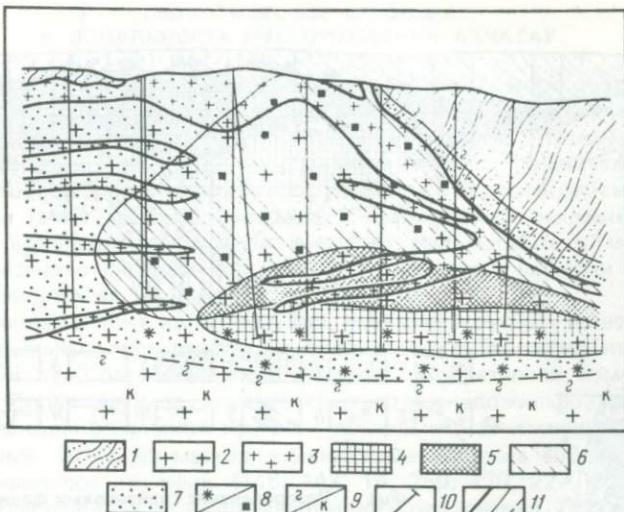


Фиг. 3. Распределение грейзеновых фаций жилы 147
 а — на вертикальной проекции; б — то же,
 в разрезе; 1 — песчаники, сланцы; 3 — кварце-
 вый безрудный, 4 — кварцевый с рудной
 минерализацией, 5 — топазо-кварцевый, 6 —
 мусковито-кварцевый; 7: а — грейзенизация, б —
 калишпатизация; 8: а — пористость, б — пири-
 тизация; 9 — рудоподводящее разрывное нару-
 шение; 10 — разведочные профили; 11 — сква-
 жины; 12 — подземные выработки

Одним из дискуссионных вопросов развикия рудной структуры месторождения Акчатау является определение генетического типа рудовмещающих субмеридиональных трещинных зон. Нашиими исследованиями подтверждена точка зрения В.Г. Боголепова и др. [4] и Т.М. Лаумуллина [59] об их эндокинетической природе, что обосновывается достаточно интенсивным проявлением этих зон только в экзо-эндоконтактовой области и быстрым затуханием их во вмещающих породах, в первом приближении радиальном их расположении относительно гранитного купола, приуроченностью к перегибам кровли гранитов.

Геологоструктурная позиция месторождения Акчатау определяется куполовидным поднятием материнских гранитов, образованным на стыке север-северо-восточного, северо-западного и субширотного разрывных нарушений. Размещение конкретных грейзеновожильных рудных зон, их параметры и интенсивность оруденения определяются пространственными взаимоотношениями зон эндокинетических разрывных нарушений (субмеридиональных трещинных зон) с рудоподводящими север-северо-восточными разломами.

Изучением зональности в крутопадающих грейзеновожильных зонах месторождения Акчатау занимались Ф.В. Чухров [9], Г.Н. Щерба [10], В.Г. Боголепов и др. [4], В.Е. Бочаров и др. [1], Г.Т. Скублов [8]. Этими исследователями выявлена метасоматическая зональность по вертикали с выделением снизу вверх: подрудной зоны (кварцевые пористые грейзены), рудной зоны (преобладающие кварцевые пористые метасоматиты), надрудной зоны (топазо-кварцевые и кварц-мусковитовые грейзены) и дополнительной надрудной зоны (преобладающие кварц-мусковитовые



Фиг. 4. Распределение грейзеновых фаций на вертикальной продольной проекции. Жила 231^а

1 — песчаники, сланцы; 2 — граниты среднезернистые; 3 — граниты мелкозернистые; 4—7 — грейзены: 4 — кварцевый безрудный, 5 — кварцевый с рудной минерализацией, 6 — топазо — кварцевый, 7 — кварц-мусковитовый; 8 — повышенная пористость грейзенов (а) и пиритизация (б) — грейзенизация (а) и калишпатизация (б); 10 — пробуренные скважины; 11 — границы: а — геологические, б — фации грейзенов — установленные, в — фации грейзенов — предполагаемые

гнейзы). Такая же зональность отмечается В.Г. Боголеповым в распределении гнейсовых фаций по горизонтали в плоскости "жил" от южного фланга к северному. Было установлено, что рудная минерализация в верхней части гнейсово-жильных зон заключена в основном в жилах выполнения, в нижней части — в гнейзенах. По данным других исследователей [10], выявлено зональное распределение рудной минерализации в пределах месторождения Акчатау с выделением вольфрамовой, молибденовой и комплексной редкометальной зон; отмечено также развитие зон калишпатизации на флангах основных жил.

Исследования автора по зональности месторождения Акчатау выявили ряд новых положений.

Центром зональности служат кварцевые пористые гнейзы темного цвета с убогой молибденитовой минерализацией ("подрудный пояс" по В.Г. Боголепову). Внешние зоны развиваются "чехольно" по простирианию, как правило, симметрично, по восстанию и падению асимметрично вокруг этого центра (см. фиг. 3, 4). Наиболее полный ряд зональности гидротермально-метасоматических образований отмечается по восстанию и простирианию от центральной части и представляет собой: кварцевый пористый гнейзен → кварцевый плотный гнейзен → топазо-кварцевый гнейзен мусковит-кварцевый гнейзен → гнейзенизованный гранит → альбитизированный и калишпатизированный гранит.

По падению вторая и третья зоны проявлены локально участками, четвертая и пятая зоны — непрерывно, т. е. с явлениями асимметрии мы наблюдаем чехольное развитие зон гидротермально-метасоматической минерализации вокруг центральной части, представленной практически безрудным кварцем.

Вокруг наиболее крупных грейзеновожильных зон (жилы 146, 147, 14, 170) наблюдаются мелкие грейзеновые тела, в основном, топазо-кварцевого и мусковит-кварцевового состава с рудными жилами существенно кварцевого состава.

Подобные тела топазо-кварцевого и мусковит-кварцевого состава являются, по нашим представлениям, продуктами облабленного большим удалением от основных структур грейзеноворудного процесса. Рудные минералы в промышленном количестве в этих образованиях, как правило, ограничены жильным выполнением.

Рудная зональность является частным случаем общей минеральной зональности и составляет следующий ряд от центра: молибденит (в кварцевых пористых грейзенах центральной части) → вольфрамит, молибденит (в кварцевом плотном грейзене) → комплексная редкометальная, как правило, без молибденита (жилы и прожилки в мусковит-кварцевом и топазо-кварцевом грейзене) → комплексная редкометальная, сульфиды Bi, Cu, Zn и Pb (жилы и прожилки, реже вкрапленность в мусковит-кварцевом и серицит-мусковит-кварцевом грейзене) → сульфиды Pb, Zn, Cu (в грейзенизированных и березитизированных породах).

По восстанию и простиранию от центральной безрудной части происходит изменение текстурно-структурных особенностей появления рудной минерализации. В центральной части, пористых кварцевых грейзенах, убогая молибденитовая минерализация заключена в грейзенах, жилы, как правило, безрудны. Выше, в плотном кварцевом грейзене, оруденелы и жилы и грейзены, в верхней части грейзеноворудных тел рудная минерализация в основном сосредоточена в жилах [4]. В кварцевых рудных грейзенах отмечается очень большая равномерность распределения рудных минералов и она снижается по мере перехода на фланги или по восстанию грейзеноворудных тел.

Очень интересен следующий факт. На флангах жил (14, 250, 147 и т.д.) часто встречаются кварцевые грейзены с весьма убогой рудной минерализацией, в то время как те же самые грейзены в центральной части жил несут богатое молибденово-вольфрамовое оруденение. Продуктивность топазо-кварцевых грейзенов в отношении рудных минералов также очень закономерно уменьшается по мере удаления от рудоподводящих нарушений север-северо-восточного простирания. Такое явление, видимо, обусловлено проявлением фильтрационного эффекта, по Д.С. Коржинскому, т.е. связано с разной проницаемостью компонентов раствора, в результате чего рудные элементы проникают сравнительно недалеко от рудоподводящего канала.

С учетом имеющихся в литературе данных [7], намечаются следующие критерии отличия верхних и нижних рудоносных грейзеновых зон:
а) для верхней части: разнообразие состава метасоматических пород, широкое развитие внутренних грейзеновых фаций (топазо-кварцевые грейзены) и относительно узкие внешние зоны (кварц-мусковитовые грейзены), локализация рудной минерализации во внутренних грейзенах, самой богатой рудной минерализации – в жилах, очень четкий резкий контакт грейзенов и жил с вмещающими породами; б) для нижней части: ограниченный состав метасоматитов (в основном, кварцевые и мусковит-кварцевые), наиболее интенсивное развитие внешних мусковит-кварцевых грейзенов, наличие рудной минерализации, в основном, в контакте грейзенов с вмещающими породами, т.е. во внешней зоне, развитие безрудных кварцевых жил с очень нечеткими контактами, постепенный контакт грейзенов с вмещающими гранитами.

В целом гипогенная зональность в крутопадающих грейзеново-жильных зонах месторождения Акчатау выражается в асимметрично-чехольном развитии метасоматитов кислотного выщелачивания относительно центральных частей рудных зон с отчетливой дифференциацией (расслоением) рудных элементов по восстанию.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АКСАЙ

В геологическом строении рудопроявления Аксай принимают участие туфы среднего и кислого состава, образующие пологое северо-западное крыло Карабашинской брахисинклинали. Толща туфов падает моноклинально на юго-восток под углом 10–25°.

Вулканогенные образования прорываются гранитами акчатауского комплекса, образующими на глубине купол, в пределах которого выделяются ряд более мелких куполовидных и гребневидных поднятий. Граниты внедрились в зону повышенной проницаемости, образованную пересечением разрывных нарушений северо-северо-восточного, северо-западного и субширотного проявлений, что следует из анализа морфологии рельефа и результатов гравиметрической съемки (в региональном поле аксайский гравиминимум имеет четкое удлинение в север-северо-восточном и субширотном направлениях).

Вулканогенная толща в той или иной мере грейзенизована, серицитизирована и пиритизирована. Участки наиболее интенсивного изменения расположены очень неравномерно и их увязка весьма неоднозначна.

Рудные тела рудопроявления Аксай, залегающие на глубине 200–350 м, представляют собой по вещественному составу кварцевые и топазо-кварцевые грейзены.

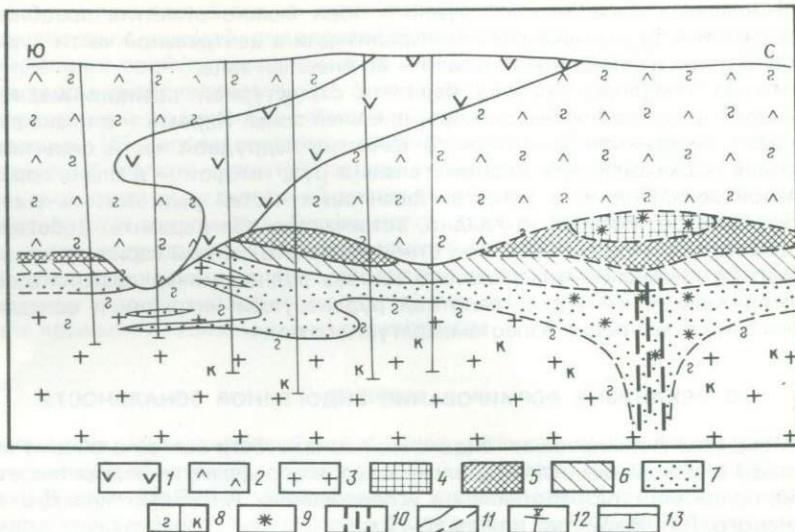
Большинство исследователей, изучавших рудопроявление Аксай, считают, что рудные тела в эндоконтакте гранитов по морфологии и строению не отличаются от крутопадающих грейзеново-жильных зон месторождения Акчатау. Работами автора получен фактический материал, позволивший прийти к другому выводу.

Массовые замеры минерализованных трещин выявили, что наиболее интенсивно развиты грейзеновые прожилки с элементами залегания: азимут падения восток-юго-восток 100°, угол падения 15–45°, и субгоризонтальные прожилки. Первая система отвечает залеганию вулканогенных толщ. Очевидно, все эти прожилки контракционного происхождения и связаны с проседанием купола при остыании интрузии.

Пробуренные скважины вскрыли зонально построенное грейзеновое тело с рудной минерализацией на контакте гранитов с вмещающими вулканогенными породами (фиг. 5). По направлению сверху вниз выделяются следующие зоны: кварцевая, топазо-кварцевая, кварц-мусковитовая, грейзенизованных гранитов, неизменных гранитов (фиг. 5, 7). Отмечается во всех случаях резкий верхний контакт грейзенов с вмещающими туфами и постепенный переход в неизменные граниты в лежачем боку, что указывает на заметное экранирующее влияние вулканитов.

Наиболее богатаявольфрамитовая и молибденитовая минерализация приурочена к верхней части вскрываемого тела грейзенов с постепенным уменьшением интенсивности оруденения на глубину.

Вышеописанная зональность, характер контакта и пространственное положение наиболее богатого оруденения соответствуют типовым признакам минерализованных куполов, по Д.В. Рундквисту и др. [7]. Все это



Фиг. 5. Строение грейзеновых тел на вертикальной проекции. Рудопроявление Акссай
 1 – туфы андезитовых порфиритов; 2 – туфы дацитовых порфиров; 3 – граниты;
 4–7 – фации грейзенов: 4 – кварцевая безрудная, 5 – кварцевая рудная, 6 – топа-
 зо-кварцевая, 7 – кварц-мусковитовая; 8 – грейзенизация (а) и калишпатизация
 (б); 9 – пористость; 10 – рудоподводящее нарушение; 11 – геологические границы:
 а – установленные, б – прогнозные; 12 – разведочный профиль; 13 – пробуренные
 скважины

в совокупности с анализом трещинной тектоники позволило высказать идею о наличии на рудопроявлении Акссай нового для Акчатауского рудного поля структурно-морфологического типа месторождений грейзеновой формации – минерализованного купола.

В настоящее время наличие минерализованного купола на рудопроявлении Акссай совершенно однозначно доказано детальными буровыми работами и радиоволновым просвечиванием, проведенным в шести парах скважин; ведется его геолого-промышленная оценка.

Зональность метасоматических фаций в минерализованном куполе рудопроявления Акссай обратная – от контакта гранитов вниз, но она достраивается до “чехольной” зонами маломощных грейзеновых тел вверх от контакта во вмещающих вулканогенных породах, где последовательное развитие получили маломощные топазо-кварцевые тела. Далее расположены мусковит-кварцевые, еще выше гидротермально-измененные породы, в том числе альбитизированные и калишпатизированные в самой внешней зоне, постепенно переходящие в неизмененные их разности. В случае хорошего экранирования мы имеем только эндоконтактовую часть метасоматической колонки, маломощные грейзеновые тела во вмещающих породах не наблюдаются.

Рудная зональность представлена редкометальной ассоциацией в центральной части грейзеновой залежи (вольфрамит, молибденит) в связи с кварцевыми и топазо-кварцевыми грейзенами; на флангах, по восстанию и, частично, по падению она сменяется сульфидной ассоциацией (галенит, пирит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит) в связи с мусковит-кварцевыми грейзенами, грейзенизованными и березитизированными вмещающими породами.

В пределах Акчатауского рудного поля можно отметить преобладающее развитие редкометальной минерализации в центральной части рудного поля, медной и свинцово-цинковой — во внешней зоне.

Можно предположить два варианта структурной позиции медной и свинцово-цинковой минерализации внешней зоны. Первый — в плане вертикальной гипогенной зональной, в качестве надрудной части скрытых на глубине промышленных редкометальных руд; второй — в плане горизонтальной зональности, в качестве фланговых частей редкометальных рудных объектов. Реально, очевидно, встречаются оба варианта. Собственно, к зональности рудного поля мы относим только первый вариант, т.е. закономерное изменение минерального состава рудной минерализации в связи с погружением контакта гранитной рудонесущей интрузии и вследствие этого снижение уровня палеотемпературного поля.

О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Механизм формирования эндогенной зональности связан с общим механизмом образования редкометальных руд и определяется рядом теоретических положений, разработанных в исследованиях А.Г. Бетехтина, Д.С. Коржинского, В.А. Жарикова и ряда других.

Источником растворов является сама остывающая интрузия, что является стандартным положением в работах подавляющего большинства исследователей. Основной причиной движения растворов является перепад давления, что обосновано в работах А.Г. Бетехтина и детально исследовано в части, касающейся механизма образования редкометального оруденения, в трудах Г.Н. Щербы [10] и Т.М. Лаумуллина [5]. Определяющим является движение растворов вверх в область более низкого давления, а также во вновь возникающие в процессе становления интрузии участки разуплотнения пород в пределах интрузив-надинтрузивной зоны [14].

Собственно образование грейзеново-жильных зон месторождения Акчатау объясняется как результат проявления диффузионно-инфилтратационного метасоматоза.

Очень большое влияние на формирование зональности оказывают структурные условия. Рудоподводящие север-северо-восточные разрывные нарушения обеспечивают подток гидротермальных (или пневматолитово-гидротермальных) рудных растворов, которые в благоприятной структурно-литологической обстановке образуют промышленные концентрации редкометальных руд. Рудовмещающими структурными элементами на месторождении Акчатау являются кругопадающие линейные зоны повышенной трещиноватости в гранитах, как правило, субмеридионального простирания; на рудопроявлении Аксай — тектонически нарушенные области куполовидных поднятий приконтактовых зон рудонесущих гранитов; на участке Байхаска — зоны повышенной разноориентированной трещиноватости и т.д.

По мнению автора, структурные условия протекания рудного процесса и определяют в основном те конкретные виды зональности, которые мы наблюдаем в природе.

"Чехольная" асимметричная зональность кругопадающих жил месторождения Акчатау определяется расхождением рудных растворов от места пересечения рудовмещающей трещинной зоны рудоподводящим север-северо-восточным разрывным нарушением. Асимметричный характер зональности диктуется движением растворов в области низкого давления, т.е. в основном в верхнюю часть трещинной зоны с заметной дифферен-

циацией рудных элементов в потоке растворов. Обратная зональность приконтактовых залежей рудопроявления Аксай определяется наличием экранирующих свойств вмещающей вулканогенной толщи. Гидротермальные растворы скапливаются в нарушенной эндоконтактовой области кровли куполовидных поднятий гранитов и, по мере опускания фронта трещинно-образования [5], последовательно наращивают фронт метасоматического замещения. В случае частичной потери экранирующих свойств и наличия в перекрывающей вулканогенной толще путей циркуляции рудных растворов, образуется зональность "чехольного" типа, с локальным развитием в экзоконтакте продуктов гидротермального процесса.

В целом структурные условия протекания рудного процесса определяют направление фронта метасоматического замещения и соответственно конкретное проявление зональности в пространстве.

ВЫВОДЫ

1. На Акчатауском рудном поле в размещении различных фаций грейзенов и минеральных рудных ассоциаций в пределах грейзеновожильных тел намечается объемная ("чехольная") зональность. Центральная часть или ядро грейзенового тела сложено безрудными пористыми кварцевыми грейзенами (область выноса), ее обрамляет зона плотных кварцевых грейзенов с молибденитом и вольфрамитом (область отложения рудных минералов), далее размещены топаз-кварцевые метасоматиты с убогой рудной минерализацией; внешняя зона мусковит-кварцевых, кварц-мусковитовых и мусковитовых грейзенов в приведенной последовательности от центра к зальбандам образует полный "чехол" вокруг высокотемпературных фаций центральной части.

Зональность конкретных грейзенорудных тел различных структурно-морфологических типов имеет в ряде случаев отклонения от правильной "чехольной" формы, которые объясняются следующими причинами: 1) преобладающим движением растворов вверх в области более низкого давления; 2) движением растворов по направлению наращивания трещинной рудовмещающей системы, возникающей в процессе остыивания интрузии вниз, а иногда и вверх от контакта с вмещающими породами; 3) экранированием определенных направлений и других, более мелких причин.

2. Подобная зональность согласуется с предложенными автором схемой структуры рудного поля и механизмом образования оруденения, определяющими подток гидротермальных рудных растворов по рудоподводящим разрывным нарушениям север-северо-восточного простирияния. В месте пересечения этих нарушений с рудовмещающими структурными элементами (субмеридиональными крутопадающими трещинными зонами, деформациями, образующимися в процессе проседания интрузивов и т.д.) и возникнал центр зональности, вокруг которого чехольно наращивались зоны метасоматитов в последовательности от высоко- к низкотемпературным фациям.

3. Предложены критерии различий подрудных и надрудных зон метасоматитов в зависимости от конкретных геологических условий их образования.

4. Исследование эндогенной зональности в грейзенорудных залежах Акчатауского рудного поля с новым вариантом структуры рудного поля, одним из основных составляющих которого является зональность, позволило дать принципиально новую оценку перспективам целого ряда рудных участков. В настоящее время ведутся геологоразведочные работы по реализации данных прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бочаров В.Е., Розенблат М.М., Толмаков В.Н. О морфологии и генезисе Акчатауского интрузивного массива. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1966.
- Григорян С.В., Янишевский Е.М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. М.: Недра, 1968. 204 с.
- Жариков В.А., Омельяненко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 119–194.
- К методике поисков скрытых рудных тел на редкометальном месторождении Акчатау (Центральный Казахстан). — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений: Тр. III Всесоюз. совещ. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 55–65.
- Лаумуллин Т.М. Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. 199 с.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328 с.
- Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
- Скублов Г.Т. О зональности месторождения Аксай (Центральный Казахстан). — В кн.: Четвертая конф. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981, с. 36–38.
- Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 239 с.
- Щерба Г.Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 379 с.

УДК 553.462.463

Д.О. Онтоев

ЗОНАЛЬНОСТЬ МАЛО-ОЙНОГОРСКОГО МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Джидинский рудный район)

В пределах Джидинского района известно молибдено-вольфрамовое оруденение трех возрастов (табл. 1, 2): позднемезозойского (I_3-K_1), позднепалеозойского (C_3-P) и нижнепалеозойского (или верхнепротерозойского). Из них наиболее интенсивно развито оруденение позднемезозойского и позднепалеозойского возрастов в связи с проявлением разновозрастных рудоносных гранитоидов в зонах тектонической активизации древних разрывных структур. Зоны шеелитовой минерализации в сильно-метаморфизованных толщах нижнего палеозоя (верхнего протерозоя) представляют, вероятно, оруденение стратиформного типа (рудопроявление Нашипту и др.).

Сравнительное изучение месторождений и рудопроявлений разных возрастов показывает некоторые особенности. Прежде всего, независимо от возраста, отмечаются три морфологических типа оруденения — жильный, штокверковый и скарновый. Ведущее значение имеют штокверковый и жильный типы. Скарновый тип оруденения пока не играет большой роли, хотя на флангах ряда штокверковых месторождений залегают рудоносные скарны.

Таблица 1

Данные определения абсолютного возраста рудоносных гранитоидов и молибдено-вольфрамового оруденения Джидинского района

Порода	Стадия минерализации	Минерал	Метод определения	Возраст, млн. лет	Источник
I. Джидинское рудное поле					
Биотитовый гранит Первомайского массива (Гуджирский комплекс)		Биотит	K-Ar	145 ± 5	Афанасьев Л.М.
Кварц-мусковитовый грейзен	Молибденитовая	Мусковит I	То же	139 ± 7 132 ± 5 147 ± 8 140	Онтоев, [3] Данные автора Повилайтис [5] Денисенко [2]
Около-прожилковый кварц-мусковитовый грейзен	Редкометально-сульфо-висмутит-губнеритовая	Мусковит II	"	130 ± 7 127 ± 7 144 ± 8 127 ± 5 140 ± 6 132	Онтоев, [3] То же Повилайтис [5] Данные автора То же Денисенко, [2] Чупров, 1963 г.
Пирит-флюорит-серicitовый метасоматит ("березит")	Кварц-полисульфидно-губнеритовая	Браннерит Серицит	U-Pb K-Ar	135 136 ± 5 122 ± 5 123 ± 5	Онтоев, [3] То же Денисенко, [2]
II. Мало-Ойногорское рудное поле					
Лейкократовый гранит массива		Биотит	K-Ar	296 ± 6	Покалов и др. [6]
Биотитовый гранит		Валовая проба	То же	291	Петровская и др. [4]
Биотитовый метасоматит	Биотитизация	"	"	304 ± 12 272 ± 10	Данные автора То же
Кварц-мусковитовый грейзен	Молибденитовая	Мусковит	"	300 ± 12 283 ± 10 270 ± 11	" "
Послерудная дайка		Валовая	"		Петровская и др. [4]
III. Хуртугинское рудное поле					
Биотитовые граниты массива средне- и крупнозернистые		Биотит	"	308; 314	Антипин и др. [1]

Далее оруденение указанных возрастных групп заметно различается своими геохимическими особенностями. Позднемезозойские месторождения характеризуются ассоциацией весьма разнообразных элементов и сложным многокомпонентным составом руд. Наряду с молибденом и вольфрамом, в месторождениях этой группы широко распространены висмут, медь, цинк, свинец, особенно фтор и сера. Позднепалеозойские месторождения характеризуются отчетливым преобладанием молибдена над вольфрамом, с заметным развитием сульфидов железа (пирит, пирротин), при слабом проявлении или отсутствии редких металлов, флюорита, сульфидов, и сульфосолей висмута, меди, свинца, цинка и др. В метаморфических толщах известны только рудопроявления вольфрама.

Таблица 2

Возрастная группировка молибдено-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного района

Возрастные группы	Абсолютный возрастмагматизма и оруденения, млн. лет	Связь оруденения смагматизмом	Рудная формация	Морфологический тип оруденения	Примеры месторождений и рудо-проявлений
I. Позднемезозойская ($II_3 - K_1$)	145–120±5	Гудкирский комплекс гранитоидов повышенной щелочности	Редкометально-молибденит-гнеcитовая, полисульфидная	а) жильный; б) штокверковый; в) скарновый	Холтосон Первомайское, Инкурское, Булуктаевское, Долон-Модонское, Ходжертуйское Чемуртайское, Джидотское, Борохто, Бургуттай
II. Позднепалеозойская ($C_3 - P$)	310–270 ± 10	Мало-Ойногорский (Хасуртинский) комплекс биотитовых и лейко-кратовых гранитов	Вольфрам-молибденистая, малосульфидная	а) штокверковый; б) скарновый	Мало-Ойногорское, Ходжертуйское Джидотское, Хуртугинское, Водопадное
III. Нижнепалеозойская (или верхнепротерозойская?)	?	?	Стратиформная, шеелитовая	Минерализованная зона	Рудо-проявления Нашипту; Бугырыктай (Сайдан)

В целом в процессе эволюции молибдено-вольфрамового оруденения от древних эпох к молодым намечается тенденция значительного расширения геохимического спектра элементов руд и общее усложнение их минерального и вещественного состава.

Если характеристика особенностей проявления зональности оруденения для позднемезозойского Джидинского рудного поля известна по многочисленным публикациям [2, 3, 5], то зональность позднепалеозойского месторождения Малый Ойногор заслуживает более детального рассмотрения.

Краткая характеристика месторождения. Вопросы геологии месторождения, условий залегания и морфологии рудных тел, минерального состава руд и метасоматитов рассмотрены в работе ряда исследователей (Филько и Кузьмин [8], Покалов и др. [6, 7], Петровская и др. [4]. Месторождение расположено в области тектономагматической активизации каледонид в центральной части Джидинского района. Оно приурочено к Джидотской зоне глубинных разломов северо-западного простирания, имеющей древнее заложение (PZ_1) и активизированной в позднем палеозое. Эта глубинная зона контролирует размещение пластообразных и линзообразных тел гипербазитов Цакирского комплекса (PZ_1), крупных масси-

вов гранитоидов Джидинского комплекса (PZ_2) и малых интрузивов гранит-порфиров позднего палеозоя (дабанский комплекс) и связанное с ними молибдено-вольфрамовое оруденение.

В геологическом строении месторождений, по данным упомянутых исследователей, принимают участие вулканогенно-осадочные породы хохортской свиты нижнего кембрия, сложенной эфузивно-кремнистыми, кремнисто-слюдистыми сланцами и известняками, андезит-базальтовыми порфиритами и их пирокластами, с прослойями сланцев и известняков (верхняя свита). Вся толща имеет северо-западное простижение и краткое, почти моноклинальное, залегание с падением на юго-запад под углом $60-70^\circ$. Эта толща в пределах рудного поля месторождения слагает юго-западное крыло антиклинальной складки [8].

Породы хохортской свиты прорваны крупным Шабартайским массивом гранитоидов PZ_2 (в юго-восточной части рудного поля) и небольшой интрузией гранит-порфиров позднего палеозоя (C_3-P_1) в центральной части рудного поля. Основными структурными элементами рудного поля месторождения является серия крутопадающих разрывов северо-западного простириания вдоль зон межпластового скольжения и рассланцевания в толще вулканогенно-осадочных пород, а также зона повышенной трещиноватости того же направления, определяющие локализацию мелких интрузий гранит-порфиров и оруденение.

Морфологически месторождение представлено протяженной штокверковой зоной северо-западного направления с крутым падением ($70-80^\circ$) на юго-запад. По условиям залегания месторождение подразделяется на два участка: северный, где оруденение локализовано в экзоконтакте небольшого интрузива гранит-порфиров, выходящего на дневную поверхность; южный, где штокверковое оруденение залегает в надинтрузивной зоне скрытых на глубине (300–500 м) мелких тел интрузивов, являющихся, видимо, апофизами более крупного plutона. Эти участки существенно различаются по условиям локализации и характеру оруденения.

На северном участке преимущественно развито молибденовое оруденение при практическом отсутствии вольфрама (тысячные и первые сотые доли %); глубина оруденения здесь прослеживается до 250–300 м. На южном участке верхняя граница оруденения резко погружается и начинается только с глубины порядка 100 м, а местами с глубины 200 м от дневной поверхности. Оруденение прослежено до глубины 600–700 м и его нижняя граница еще не оконтурена. Вместе с тем, на этом участке, наряду с преобладающими молибденом, в заметном количестве развит вольфрам (сотые и первые десятые процента). Существенные различия в геологическом строении этих участков и условиях залегания штокверковых руд обусловлено, по данным В.Т. Покалова и др. [6] тем, что южный участок опущен на значительную глубину относительно северного участка вдоль пострудного разлома северо-восточного простириания. Амплитуда смещения оценивается этими авторами, по данным изучения термо ЭДС пиритов, в 200–240 м.

На обоих участках оруденение залегает, главным образом, среди порфиритов и, частично, в кремнисто-карбонатной толще. Оно связано с многочисленными крутопадающими прожилками полевошпатового, кварц-полевошпатового, кварцевого, кварц-амфиболового и кварц-карбонатного состава, содержащими молибденит, шеелит, пирит, пирротин, сфалерит и другие рудные минералы. Мощность прожилков колеблется от волосковидных и первых мм до 1–2 см и, реже до 10 см.

Минеральный состав руд. Этапы и стадии минерализации. Особенности окорудных изменений вмещающих пород. По данным исследователей,

Таблица 3

Валовый минеральный состав руд и метасоматитов месторождения Малый-Ойногор

Степень распространенности минералов	Рудные минералы *	Нерудные минералы
Главные	Молибденит, пирит, пирротин	Амфибол (тремолит-актинолитового ряда), кислый плагиоклаз, биотит, альбит, калиевый полевой шпат, кварц, пироксен, гранат, паргасит, мусковит
Второстепенные	Шеелит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, магнетит, ильменит, рутил	Эпидот, волластонит, флюорит, хлорит, карбонаты (анкерит, кальцит), сфен
Редкие	Висмутин, самородный висмут, буланжерит, гюбнерит, семсент, брейтгауптит, сафлорит, сульфосоли Bi, Pb и Sb, теллуриды висмута, ганит, не определенные минералы № 1, 2, 3	Апатит, скаполит, турмалин, топаз, эгирин-авгит

* Выделены минералы, обнаруженные автором.

изучавших месторождения [4, 6, 7], и нашим, валовый минеральный состав руд и метасоматитов относительно простой и представлен в табл. 3. Формирование штокверкового месторождения было довольно сложным.

По мнению некоторых авторов [6, 8], месторождение образовалось в дорудный и рудные этапы. В дорудный этап имело место экзоконтактовые процессы — ороговикование, биотитизация и скарнирование, а в рудный этап, по пересечению последовательно образующихся прожилков, выделяются от 8 до 11 стадий минерализации [6, 8]. По данным других авторов [4], в рудный этап выделяются три стадии — молибденит-шеелистовая и кварц-сульфидно-карбонатная. Такое расхождение в оценке стадийности минерализации обусловлено, вероятно, недостаточным учетом критериев выделения стадий минерализации, в частности, метасоматических изменений вмещающих пород.

По нашим данным, в истории формирования Мало-Ойногорского месторождения можно выделить три этапа: 1) регионально-метаморфический; 2) метамагматический; 3) постмагматический.

В регионально-метаморфический этап вмещающая вулканогенно-осадочная толща хохюртской свиты нижнего кембрия подвергнута интенсивным преобразованиям: порфиры повсеместно замещены агрегатом бесцветного и светло-зеленого амфибала тремолит-актинолитового состава в парагенезисе с кислым плагиоклазом (№ 15 — № 30), кремнистые и карбонатно-кремнистые сланцы превращены в тонкозернистые амфиболсодержащие ортосланцы и кварциты, известняки мраморизованы. По ассоциации основных минералов метаморфизованные породы относятся к амфиболовой фации.

Метамагматический этап выражается не столько в локальном ороговиковании регионально-метаморфизованных вмещающих пород, сколько в интенсивной их объемной биотитизации I вдоль крутопадающих зон повышенной проницаемости, независимо от морфологии мелких трещинных интрузивов лейкоократовых гранит-порфиров и их многочисленных апофизов.

Морфологически биотитизация выражена в образовании, с одной стороны, мономинеральных биотитовых, би- и триминеральных амфибол-плагиоклаз-биотитовых метасоматитов ("биотитовых роговиков") различной мощности (от первых до нескольких десятков метров), а с другой — крутопадающих сетчато- прожилковых зон в измененных порфириатах, и окварцованных сланцах, кремнистых породах и кварцитах.

Мощность прожилков и мелких линзовидных выделений биотита варьирует от первых мм до 10–20 см, а мощность всей зоны достигает нескольких десятков метров. Указанные зоны биотитизации располагаются не только в экзоконтактовой зоне обнажающегося на дневной поверхности небольшого интрузива гранит-порфиров (северный участок) и в надинтрузивной зоне скрытых на глубине тел гранит-порфиров (южный участок), но также и в подинтрузивной зоне — ниже интрузивных тел. Более того, ксенолиты и останцы биотитовых метасоматитов наблюдаются среди лейкократовых гранит-порфиров.

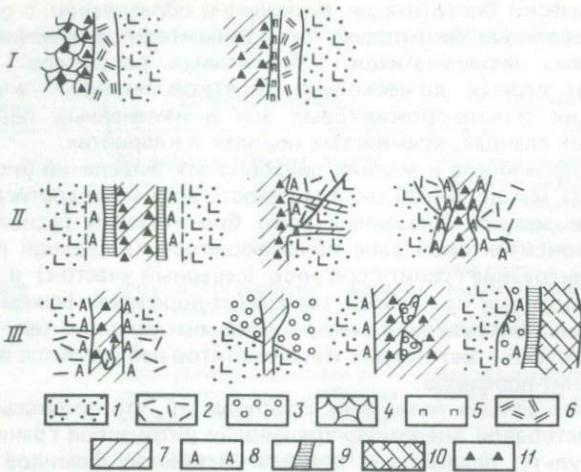
Приведенные данные позволяют предполагать, что процессы биотитизации I предшествовали внедрению трещинных интрузивов гранитов и представляют результат воздействия трансмагматических флюидов в головной части рудно-магматической колонны.

Постмагматический этап наложен на регионально-метаморфизованные вмещающие породы и зоны биотитизации магматического этапа. С учетом данных предыдущих исследователей и по совокупности критериев выделения стадии минерализации (геологоструктурные, в частности пересечения прожилков и жил, особенности состава рудных образований, наличие внутрирудных даек гранитов и главным образом по типу оклорудных изменений вмещающих пород) в постмагматическом этапе выделяются следующие стадии: скарновая, шеелит-молибденитовая, кварц-шеелитовая (?), кварц-сульфидная с сульфосолями и кварц-карбонатная.

Скарновая стадия наложена на амфиболизированные порфириты, зоны биотитизации алюмосиликатных пород и мраморизованные известняки. Преимущественно развиты известковые скарны биметасоматического и, в меньшей степени, инфильтрационного типа. Первые локализованы на контактах известняков и карбонатно-кремнистых сланцев ("кварцитов") с порфиритами с образованием крутопадающих пласти- и линзообразных тел мощностью от первых и до нескольких десятков метров.

Инфильтрационные скарны образуют прожилки, жилы и маломощные тела среди амфиболизированных порфиритов и кварцитов, при этом в зальбандах пироксеновых прожилков наблюдаются оторочки альбита, а сами порфириты альбитизированы. По минеральному составу выделяются волластонитовые, пироксеновые, гранат-пироксеновые и гранатовые скарны, образующие иногда зонально-симметричные и, большей частью, не-зональные тела различной протяженности. Оруденение в скарновую стадию практически отсутствует. Наблюдающиеся зоны молибдено-вольфрамового оруденения в скарнах связаны, главным образом, с наложением на них более поздних рудоносных стадий.

Шеелит-молибденитовая стадия является наиболее продуктивной, с точки зрения вольфрам-молибденового оруденения. Многочисленные молибденистодержащие кварцевые, кварц-полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые и даже "сухие" молибденитовые прожилки, несущие основное молибденовое оруденение, сопровождаются оклопроявленным щелочным метасоматозом и лишь в конце данной стадии отмечается образование поздней генерации молибденита в связи с кислотным выщелачиванием (грейзенизация в гранит-порфирах, окварцевание и серицитизация в порфириатах).



Фиг. 1. Зарисовки шлифов, иллюстрирующие окорудные изменения вмещающих пород в молибденитовой стадии минерализации Мало-Ойногорского месторождения

I — поздняя биотитизация II около молибденит-кварцевых и молибденит-кварц-полевошпатовых прожилков (шл. 607/74, 609/74); II — альбитизация и парагаситизация порфиритов около молибденит-кварц-полевошпатовых прожилков (шл. 266/80, 266а/80, 267/80); III — наложение на скарны (и их изменения) кварц-парагасит-полевошпатовых прожилков с молибденитом, шеелитом, пирротином (шл. 614 а/74, 268/80, 574/74, 268а/80) 1 — амфиболизированный порфирит; 2 — биотитовый метасоматит магматического этапа; 3 — гранат-пироксеновый скарн; 4 — кварц прожилков; 5 — калиевый полевой шпат; 6 — поздняя окопрожилковая биотитизация; 7 — молибденит-кварц-пергасит-полевошпатовые прожилки с шеелитом, пирротином, флюоритом, сфалеритом и др.; 8 — альбитизация и парагаситизация пород; 9 — парагаситовые оторочки в прожилках; 10 — альбитовые прожилки; 11 — вкрапленность молибденита

Щелочной метасоматоз рассматриваемой рудноносной стадии представлен как калиевым, так и натриевым типами, проявленными примерно в равной степени.

Калиевый метасоматоз выражен, главным образом, в окопрожилковой биотитизации II (фиг. 1а, б) и, в меньшей степени, в калишпатизации порфиритов. Мощность зоны биотитизации колеблется от первых мм до 1–3 см. Биотит II представлен мелкочешуйчатой разностью зеленовато-бурового цвета в отличие от коричнево-бурового и красновато-бурового биотита I в зонах ранней площадной биотитизации магматической стадии. Калиевый полевой шпат иногда образует оторочку в зальбандах прожилков (фиг. 1, б).

В сравнительно редких случаях образуются крупнозернистые пироксен-калишпатовые метасоматиты (с вкрапленностью молибденита) по амфиболизированным и скарнизованным порфиритам.

В самих прожилках, сопровождаемых калиевым метасоматозом, кроме молибденита, кварца, калиевого полевого шпата, амфиболя и, редко, пироксена встречаются флюорит, шеелит, пирротин, сфалерит, и др. При этом молибденит является наиболее ранним, часто образует оторочку тонкочешуйчатых агрегатов в зальбандах прожилков (фиг. 1, а, б). Шеелит нередко встречается в форме изометрических зерен среди агрегатов полевого шпата, амфиболя и кварца. Пирротин представлен ксеноморфными зернами, выполняющими промежутки между зернами кварца, и часто

содержит пойкилитовые включения молибденита. Последовательность отложения минералов в прожилках: калиевый полевой шпат (альбит) → молибденит → амфибол → шеелит → кварц → пирротин → сфалерит → флюорит.

Натриевый метасоматоз выражен в околовожилковой альбитизации и паргаситизации вмещающих пород. В зальбандах кварц-молибденит-паргасит-полевошпатовых прожилков наблюдается либо каёмка паргасита в ассоциации с альбитом, сменяемая тонкой оторочкой молибденита (фиг. 1, в), либо каёмка альбита (фиг. 1, д). Центральная часть прожилков выполнена агрегатом зерен альбита, калиевого полевого шпата, паргасита, молибденита и шеелита с пирротином, реже сфалеритом и халькопиритом. Указанные прожилки рассекают не только амфиболизированные порфиры, но и ранние биотититы и скарны (фиг. 1, г-и).

Наиболее характерной особенностью натриевого метасоматоза является широкое развитие, наряду с альбитом, натриевого амфибала-паргасита не только в составе самих прожилков, но в зонах околовожилковой альбитизации. Паргасит представлен таблитчатыми и призматическими зернами, имеет синевато-буровато-зеленый цвет с четким плеохроизмом от светло-бурового и бурого цвета по Np до синевато-зеленого и густо-зеленого цвета по Ng . Угол угасания $cNg = 23-24^\circ$, что соответствует минералу тремолит-паргаситовой серии с 75% паргаситовой молекулы. Проявление в одних случаях калиевого, а в других натриевого околовожилкового метасоматоза обусловлено, видимо, соотношениями концентраций Na_2O и K_2O в поровых растворах в процессе их циркуляции по трещинной системе во вмещающих породах.

В конце молибденитовой стадии происходит инверсия кислотно-основных свойств растворов с проявлениями кислотного выщелачивания — площадная грейзенизация ранее микроклинизированных и альбитизированных гранит-порфиров с вкрапленностью молибденита II, пирита, арсенопирита и других, а также в серicitизации и окварцевании порфиритов, биотититов и скарнов около кварц-пирит-молибденитовых и кварц-пирит-полевошпатовых прожилков.

Некоторыми исследователями [6] вслед за молибденитовой стадией выделяются кварц-шеелитовая с пиритом, молибденитом, флюоритом и др. Выделение этой стадии представляется сомнительным, ибо основная масса шеелита в ассоциации с молибденитом, пирротином, флюоритом и другими встречаются в тех же ранних молибено-содержащих прожилках (см. фиг. 1), сопровождаемых околосложильным метасоматозом (биотитизация II, альбитизация и паргаситизация).

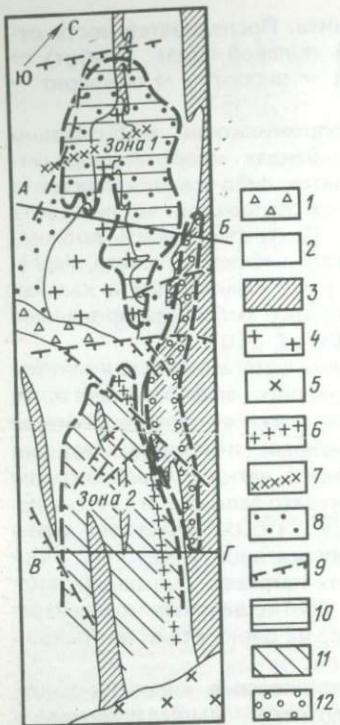
После основной рудоносной молибденитовой стадии происходило внедрение даек лейкократовых гранит-порфиров [7], за которыми следует кварц-сульфидная стадия минерализации, в течение которой образуются многочисленные кварц-пиритовые и кварц-пирротиновые прожилки со сфалеритом, галенитом, висмутином и различными сульфосолями (буланжерит, галеновисмутит и др.). Изменения вмещающих пород выражены в серicitизации и карбонатизации. В завершающую кварц-карбонатную стадию образуются наиболее поздние кварц-флюоритовые, кварц-карбонатные и карбонатные прожилки, сопровождаемые карбонатизацией и аргиллизацией вмещающих пород.

Зональность вольфрам-молибденового оруденения. В пространственном размещении минеральных ассоциаций и оруденения в пределах рудного поля месторождения установлены следующие морфологические типы зональности: 1) горизонтальная, 2) вертикальная и 3) объемная.

Горизонтальная зональность на площади месторождения выражается в

Фиг. 2. Схема горизонтальной зональности Мало-Ойногорского вольфрам-мolibденового месторождения. Геологическая основа по [8]

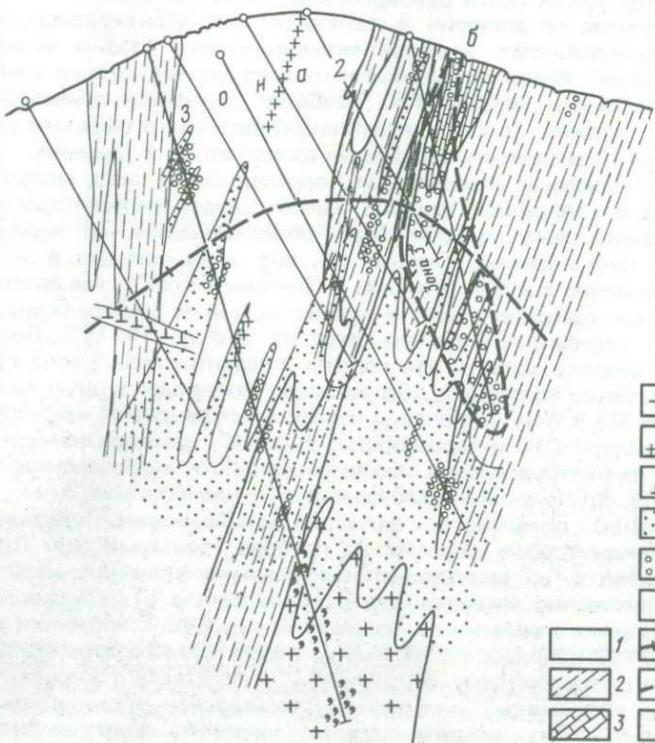
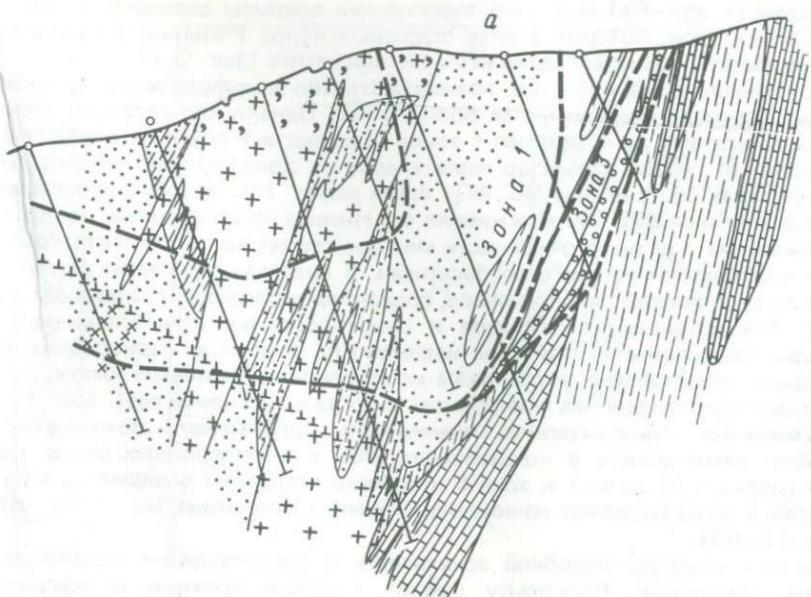
- 1 — современные аллювиальные отложения;
- 2—3 — хохортская свита нижнего кембрия;
- 2 — порфиры андезит-базальтового состава,
- 3 — осадочно-карbonатные породы (кремнисто-слюдистые, карбонатно-кремнистые и кремнистые сланцы, известняки);
- 4 — лейкократовые биотитовые гранит-порфиры (C_3-P_1);
- 5 — граниты Джидинского комплекса (Pz_2 — Шабартайский массив);
- 6 — дайки гранит-порфиров;
- 7 — дайки диабазовых порфиритов и спессартитов;
- 8 — зона биотитизации магматического этапа;
- 9 — тектонические нарушения;
- 10—13 — минеральные зоны;
- 10 — зона преимущественно штокверковомолибденитового оруденения,
- 11 — зона штокверкового вольфрам-мolibденового оруденения с преобладанием молибдена над вольфрамом;
- 12 — зона скарнового молибденвольфрамового оруденения (с преобладанием вольфрама над молибденом)



наличии трех зон вольфрам-молибденового оруденения относительно выхода небольшого интрузива гранит-порфиров (фиг. 2): зона 1 — локализована на северном участке в экзоконтакте интрузива гранит-порфиров и, частично, в его эндоконтактовой части. Здесь проявлен достаточно широкий ореол (до 200—300 м шириной) биотитовых метасоматитов магматического этапа. Оруденение в этой зоне монометальное — молибденовое; вольфрам практически отсутствует. На глубину оно прослеживается до 250—300 м. Характерно, что интрузив гранит-порфиров с глубиной расщепляется на ряд ветвей и апофиз, часть которых с глубиной выклинивается, а иногда проявляются слепые их тела. В целом интрузив представляет ряд трещинных линзовидных и жилообразных тел (фиг. 3, а); зона 2 — расположена на южном участке и залегает в надинтрузивной зоне глубоко-залегающего интрузива гранит-порфиров (вскрытого на глубине 600—700 м). На уровне эрозионного среза зона биотитизации практически отсутствует, за исключением отдельных маломощных (2—3 м) зон. Однако

Фиг. 3. Геологические разрезы по А—Б (а) и В—Г (б)

- 1 — порфиры и их пирокласты, амфиболизированные при региональном метаморфизме;
- 2 — эфузивно-кремнистые, кремнисто-слюдистые и кремнистые сланцы, превращенные при метаморфизме в ортосланцы и кварциты;
- 3 — известняки мраморизованные;
- 4 — интрузия гранит-порфиров (C_3-P_1);
- 5 — дайки мелкозернистых гранит-порфиров;
- 6 — послерудная дайка сиенит-порфиров;
- 7 — зона биотитизации I магматического этапа;
- 8 — известковые скарны и зоны скарнирования;
- 9 — зона грэйзенизации;
- 10 — контур промышленного оруденения штокверка;
- 11 — условная граница минеральных зон;
- 12 — скважины



[Symbol: Plus sign (+)]	4
[Symbol: Plus sign (+) with a dot]	5
[Symbol: Vertical line with a tick]	6
[Symbol: Dotted pattern]	7
[Symbol: Hatched pattern]	8
[Symbol: Comma (,)]	9
[Symbol: Open box]	10
[Symbol: Hatched box]	11
[Symbol: Hatched box with a circle]	12

на глубинах 350–400 м и ниже скважинами вскрыты довольно мощные зоны биотититов, которые в виде отдельных полос ("языков") по зонам проницаемости достигают более верхних горизонтов (фиг. 3, б).

Оруденение в данной зоне преимущественно вольфрам-молибденовое с преобладанием молибдена над вольфрамом. Однако концентрация трехокиси вольфрама по сравнению с зоной 1 возрастает почти на порядок и варьирует от первых сотых до первых десятых долей процента. В отдельных участках соотношение Mo : WO₃ почти равно 1:1. Оруденение прослежено до глубины 600–700 м, и нижняя его граница не установлена; зона 3 – локализована в юго-восточной части месторождения вдоль контакта кремнисто-карбонатной толщи с порфиритами. В пределах этой зоны развиты известковые скарны пироксенового, гранат-пироксенового, гранатового и, реже, волластонитового составов и скарнированные алюмосиликатные породы. Оруденение в этой зоне наложено на скарны и скарнированные породы и представлено в основном молибден-вольфрамовым типом, где вольфрам преобладает над молибденом (иногда в несколько раз) (фиг. 4).

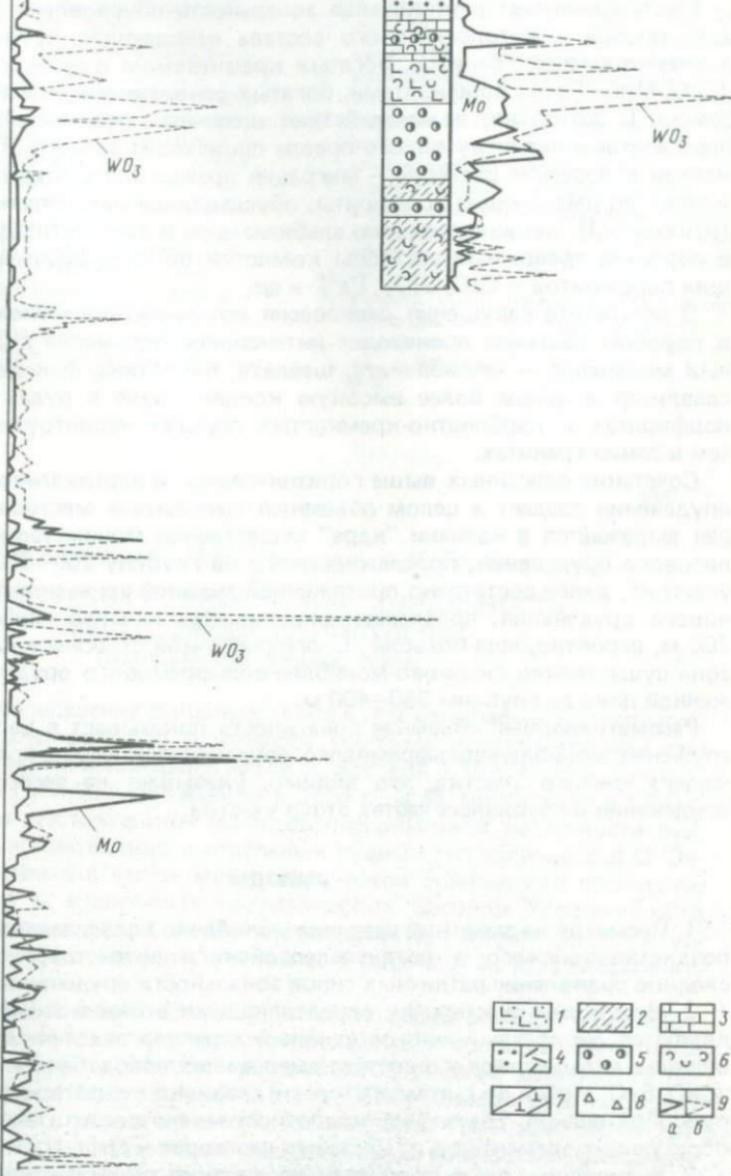
Отмеченная горизонтальная зональность оруденения, по-существу, отражает изменчивость в концентрации WO₃ в штокверковых рудах: по мере перехода от зоны 1 к зоне 3 отчетливо возрастает содержание WO₃ в рудах и соответственно понижается величина отношения Mo : WO₃ (от 10 до 0,5–0,3).

Касаясь природы подобной зональности в распределении, можно отметить следующее. Поскольку шеелит, главный носитель вольфрама, вероятно, образуется почти одновременно с молибденитом (или с некоторым отставанием во времени) в разнообразных штокверковых прожилках, сформировавшихся в шеелит-молибденитовую стадию минерализации, то влияние пульсационного фактора на возникновении рассматриваемой зональности исключается. Наиболее вероятной причиной такой зональности, видимо, является влияние литологического состава вмещающих пород на интенсивность проявления шеелитового оруденения.

Видимо, существует определенная корреляционная связь между содержанием CaO во вмещающих породах и интенсивностью шеелитового оруденения. В биотитовых метасоматитах, образовавшихся по порфиритам, содержание CaO невелико (первые %), ибо окись кальция в значительной мере вынесена при биотитизации I. Поэтому в зоне 1, где преобладают биотититы, концентрация шеелита крайне низкая. В амфиболизированных порфириях содержание CaO варьирует от 5–6 до 10–15%. Поэтому в зоне 2, где широко развиты эти породы в надинтрузивной зоне, содержание шеелита резко возрастает, обусловливая почти одинаковую концентрацию в рудах Mo и WO₃. Наконец, в известковых скарнах с наиболее высоким содержанием CaO и способностью скарнов к реакции замещения при наложении на них рудоносной стадии фиксируется максимальное количество шеелита, обуславливая преобладание WO₃ над Mo в зоне 3.

Вертикальная зональность вольфрам-молибденового оруденения в надинтрузивном ореоле скрытых на глубине гранитных тел. При переходе из гранитов во вмещающие порфириты и кремнисто-карбонатные породы существенно меняется минеральный состав рудоносных прожилков: существенно кварцевые и полевошпат-кварцевые прожилки в границах сменяются кварц-калишпатовыми, кварц-альбитовыми, альбит-калишпатовыми, амфибол-полевошпатовыми, существенно амфиболовыми, часто паргаситовыми и полевошпат-паргаситовыми прожилками, содержащими молибденит, шеелит, флюорит, пирротин и другие сульфиды. Одновременно с этим достаточно четко увеличивается содержание Mo (в 2–5 раза, иногда даже на порядок), а также WO₃, F, S, Fe и др. Вместе с

Скв.109

Mo, WO₃ %Mo, WO₃ %

Фиг. 4. Колонки скважин, иллюстрирующие приуроченность молибден-вольфрамового оруденения к скарнам и скарнированным породам

1 – порфиры, измененные, амфиболизированные; 2 – кремнисто-эффузивные, кремнисто-слюдистые и кремнисто-карбонатные породы, метаморфизованные, превращенные в ортосланцы и кварциты, амфиболизированные; 3 – мраморизованные известняки; 4 – биотитовые метасоматиты (а); 5 – известковые скарны пироксеновые, гранат-пироксеновые, гранатовые, реже wollastonитовые; 6 – скарнированные породы; 7 – пострудная дайка сиенит-порфиров; 8 – зоны дробления; 9 – кривые содержания (в усл. ед.) молибдена (а) и трехоксида вольфрама (б)

тем оруденение прослеживается от контакта гранитов вверх на 250–400 м (фиг. 3, б), а затем постепенно затухает. Таким образом, намечается определенный вертикальный интервал, благоприятный для промышленного оруденения.

Рассматриваемая вертикальная зональность обусловлена главным образом сменой литологического состава вмещающих оруденение пород, а именно сменой гранитов, богатых кремнеземом и бедных основаниями (CaO , MgO , FeO), порфиритами, богатых основаниями и бедными кремнеземом. В результате взаимодействия щелочных рудоносных растворов с порфиритами надинтрузивного ореола происходит встречный поток компонентов в поровом растворе — миграция прежде всего K и Na , далее фтора и серы во вмещающие порфириты, обуславливая околовожилковую биотитизацию II, калишпатизацию, альбитизацию и парагаситизацию, и привнос в поровые, трещинные растворы компонентов из выщелоченных вмещающих порфиритов — CaO , SiO_2 , Fe^{2+} и др.

В результате нарушения равновесия между активностями компонентов в поровом растворе происходит интенсивное отложение рудных и нерудных минералов — молибденита, шеелита, пирротина, флюорита и др., обуславливая в целом более высокую концентрацию в рудах Mo и WO_3 в порфиритах и карбонатно-кремнистых породах надинтрузивного ореола, чем в самих гранитах.

Сочетание описанных выше горизонтальной и вертикальной зональности оруденения создает в целом объемную зональность месторождения, которая выражается в наличии "ядра" существенно монометального молибденитового оруденения, прослеживаемого на глубину 250–300 м (северный участок), далее достаточно протяженной мощной зоны вольфрам-молибденового оруденения, прослеживаемой на значительную глубину (до 600–700 м, вероятно, еще больше). С юго-восточной стороны к ним примыкает зона существенно скарново-молибден-вольфрамового оруденения, прослеженной пока до глубины 350–400 м.

Рассматриваемая объемная зональность показывает в целом общее погружение молибден-вольфрамового оруденения к югу, в пределах южного фланга южного участка, что видимо, указывает на расположение очага оруденения в глубинных частях этого участка.

ВЫВОДЫ

1. Несмотря на заметные различия молибдено-вольфрамового оруденения позднемезозойского и позднепалеозойского возрастов, устанавливается сходное проявление различных типов зональности оруденения.

2. Ведущими факторами, определяющими возникновение зональности, являются дискретный многостадийный характер эндогенного оруденения, влияние литологического состава вмещающих пород, богатых основаниями (CaO , FeO , MgO и др.), температурный градиент, существовавший в момент рудообразования, изменения кислотности-щелочности и активности рудообразующих элементов в рудоносных растворах и др.

3. Выявленные закономерности проявления типов вертикальной зональности оруденения — объемная, структурная, температурная и др. могут служить основой для прогнозирования на глубину молибдено-вольфрамового оруденения в пределах рудных полей месторождений. Так, наиболее перспективными, с точки зрения продолжения оруденения на значительную глубину (1000 м и более), являются удаленные от выходов интрузивов минеральные зоны (в том числе надинтрузивные зоны глубокозалегающих гранитоидов), как правило, локализованные на флангах рудных полей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антилин В.С., Лызин А.В. О верхнепалеозойских редкометальных скарнах Джидинского района. — В кн.: Ежегодник 1975. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1976.
2. Денисенко В.К. Месторождения вольфрама. М.: Недра, 1978.
3. Онтоев Д.О. О продолжительности формирования некоторых сульфидно-вольфрамитовых и силикатно-сульфидно-кассiterитовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974.
4. Петровская С.Г., Спириданов А.М. Зональность геохимических ореолов, гидротермально-измененных пород и прожилковых образований молибденового месторождения (Зап. Забайкалье). — Геология и геофизика, 1977, № 3.
5. Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24.
6. Покалов В.Т., Васин В.В., Болохонцева С.В. Вольфрам-молибденовое месторождение Малый Ойногор. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12.
7. Покалов В.Т., Болохонцева С.В. Термобарогеохимические условия формирования вольфрам-молибденового месторождения Малый Ойногор. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1.
8. Филько А.С., Кузьмин В.С. Мало-Ойногорское молибденовое месторождение и особенности его разведки. — Разведка и охрана недр, 1977, № 7.

УДК 553.463

П.Ю. Ходанович, О.К. Смирнова, А.И. Горбачев

СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОЛТОСОН (Джидинское рудное поле)

Зональное распределение основных типов руд и минеральных ассоциаций в Джидинском рудном поле отмечалось многими исследователями при изучении его геологии и минералогии (М.В. Бесовой в 1939 г., Н.В. Смоляниновым в 1940 г., И.П. Кушнаревым в 1954 г., М.М. Повилайтис в 1960 г. и др.). Наиболее обстоятельное исследование объемной зональности рудного поля, его месторождений и отдельных рудных тел проведено Д.О. Онтоевым [5]. Отдельные черты минералогической зональности прожилковых рудных зон и эндогенных геохимических ореолов Холтосонского месторождения отмечались С.Б. Могилевкиным [3]. Элементы структурной зональности месторождения показаны в работе А.К. Мухамедшина с соавторами [4].

В настоящее время в связи с необходимостью развития фронта разведочных работ на глубоких горизонтах месторождения и постановкой вопроса о доразведке верхних отработанных горизонтов с целью переоценки потерянных, списанных и не вошедших в отработку запасов руд, проблема выявления главных закономерностей изменения с глубиной структуры месторождения, морфологии вольфрамово-рудных жил встала чрезвычайно остро. От правильного ее решения зависит дальнейшее восполнение и расширение сырьевой базы действующего рудника. Проведенные авторами геологические съемки глубоких горизонтов позволили существенно дополнить имевшиеся представления об объемной структуре Холтосонского месторождения.

Месторождение расположено в западной части Джидинского рудного поля, в пределах контактовой части Модонкульского интрузива кварцевых

диоритов. Породы, слагающие Модонкульский интрузив, характеризуются весьма пестрым внешним обликом за счет непостоянной, широко варьирующей от участка к участку зернистости и изменчивости содержаний темно-цветных минералов. Главную роль играют породы кварцево-диоритового и диоритового состава, чередующиеся между собой, обнаруживая постепенные переходы друг к другу. При специальном изучении диоритовых пород (Дистанова, [2]) устанавливается, что они представляют собой перекристаллизованные и измененные габбро-нориты и роговики. Первые являются реликтами массивов палеозойских базитов — предшественников гранитоидов Джидинского комплекса, к которому относится Модонкульский интрузив. Вторые — представляют собой преобразованные ксенолиты осадочно-эффузивных пород хохортовской свиты.

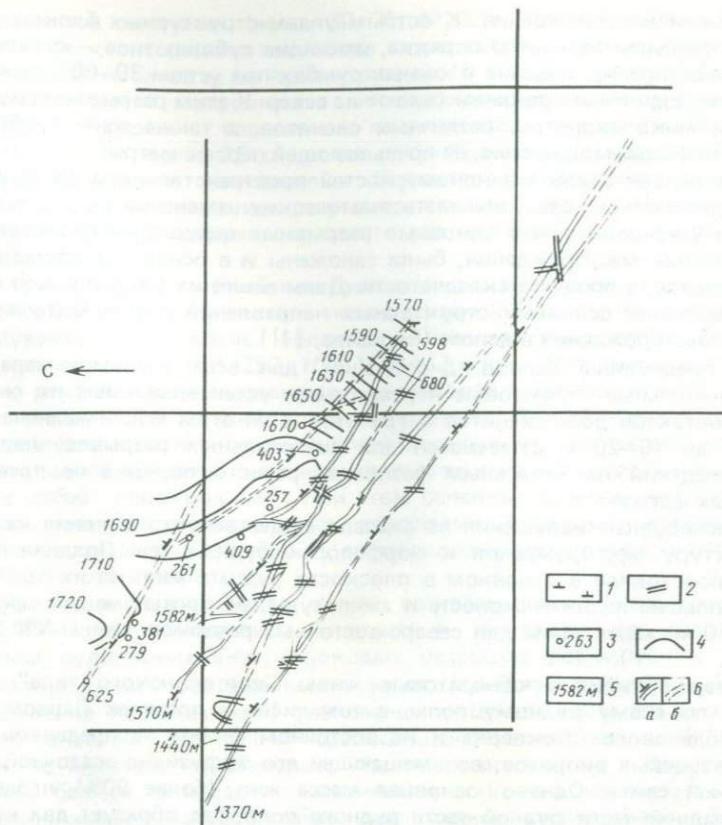
Интрузив рассекается молодыми плутонами гранит-граносиенитового состава, один из которых обнажается в южной части рудного поля, полого (под углом 15–20°) погружаясь к северу под месторождение Холтосон. В контактовой части массива кварцевых диоритов обнажается небольшой интрузив лейкократовых гранитов (Первомайский), в апикальной части и в ближайшем экзоконтакте которого расположен Первомайский молибденовый штокверк.

Описанные породы в пределах рудного поля прорваны многочисленными дайками, среди которых выделяются диоритовые, сиенито-диоритовые, бастонитовые, сиенитовые, гранитные разности, относимые большинством исследователей к джидинскому, малокуналейскому и гуджирскому интрузивным комплексам. По пространственной ориентировке дайки объединяются в три системы: северо-западные, наиболее мощные и выдержаные по простиранию; субмеридиональные, небольшой мощности, но также выдержаные по простиранию; субширотные, характеризующиеся меньшей мощностью, быстро расщепляющиеся и выклинивающиеся по простиранию. Дайки субширотного направления часто оказываются оперяющими по отношению к северо-восточным, отделяясь от них в местах перегибов, образуют короткие, расходящиеся к востоку, пучки.

Характерно направленное изменение с глубиной морфологии даек, наиболее заметное у мощных, легче прослеживаемых, даек серых сиенитов северо-западного простирания (фиг. 1). На глубоких горизонтах они представляют собой плитообразные тела, без резких раздупов и пережимов, выдержаные по простиранию, плавно изгибающиеся. По восстанию изгибы их становятся более резкими (на уровне горизонта 1510 м), выше по восстанию в местах резких перегибов появляются апофизы субширотного простирания. Еще выше наблюдается расчленение основной дайки на отдельные кулисы.

В результате, значительная часть северо-западных даек, картирующихся на глубине как выдержаные до 1,5–2 км плитообразные тела, на поверхности представляют собой ряды коротких (150–250 м) кулисообразно расположенных линз, осложненных субширотными апофизами. Общее простирание кулисообразных рядов даек соответствует простиранию расположенного на глубине главного дайкового тела. Направленное усложнение морфологии даек в вертикальном разрезе обусловливает увеличение их числа на верхних горизонтах.

Холтосонское месторождение представлено серией кварц-сульфидно-гюнеритовых жил, залегающих в массиве кварцевых диоритов. Определяющими в распределениивольфрамово-рудных жил являются разрывные нарушения разного порядка. Наиболее крупным из них является Главный разлом, который прослеживается в южной части месторождения в субширотном — северо-западном направлении. Поверхность смести-



Фиг. 1. Изменение с глубиной морфологии дайки серых сиенитов (совмещенный план поверхности и подземных горизонтов)

1 – элементы залегания; 2 – контуры подземных горных выработок; 3 – буро-ые скважины; 4 – горизонтали поверхности; 5 – абсолютные отметки подземных горизонтов; 6 – контуры дайки: а – прослеженные, б – предполагаемые

теля разлома падает под углом 30–50° в южных румбах, в плане и разрезе характеризуется волнистостью. С глубиной волнистость уменьшается. Зона разлома вмещает дайки диоритов и кварцевых сиенитов и фиксируется зоной брекчирования и березитизации мощностью до 40–60 м, прослеженной горными выработками и скважинами на 4 км по простиранию и более 1000 м по падению.

Следующими по размеру являются диагональные разломы северо-восточного простирания с пологим, под углом 40–50°, падением на юго-восток. Для них характерна слабая волнистость поверхности сместителя в плане и разрезе, также уменьшающаяся с глубиной. К ним приурочены дайки микродиоритов, биотитовых сиенитов и серых сиенитов. Зоны дробления и березитизации диагональных разломов имеют меньшую мощность (15–20 м) и прослеживаются по простиранию на 1,5–2 км.

Названные разломы, являющиеся наиболее крупными в рудном поле, разбивают территорию месторождения на ряд клиновидных блоков. Основные из них: Центральный, Восточный и Западный – расположены в сред-

ней части месторождения. К острым углам структурных блоков приурочены разрывы меньшего порядка, имеющие субширотное — северо-западное простирание, падение в южных румбах под углом 30–60°, реже более крутые. Единичные разрывы падают на север. К этим разрывам приурочены дайки микродиоритов, различных сиенитов, а также зоны дробления и березитизации мощностью, не превышающей первые метры.

На основе анализа закономерностей пространственного распределения разновозрастных даек, зон метасоматических изменений пород, минерализации установлено, что основные разрывные нарушения проявленные на территории месторождения, были заложены и в основном сформированы в палеозое, в процессе складчатости. Дальнейшее их развитие шло по пути наследования основных структурных направлений с усложнением структуры месторождения в целом (Горбачев, [1]).

В предрудный период дислокаций для всех разломов характерны незначительные сбросовые перемещения, устанавливаемые по смещениям контактов даек сиенитов и гранитов. При этом максимальные амплитуды до 15–20 м отмечаются для диагональных разрывов, амплитуды перемещений по остальным разломам разного порядка не превышают первых метров.

Послерудные нарушения не оказали существенного влияния на общую структуру месторождения и морфологию рудных тел. Поздние подвижки происходили в основном в плоскости рудных жил, по их зальбандам. Наибольшие их интенсивность и амплитуды, не превышающие тем не менее 10 м, характерны для северо-восточных разломов (жилы №№ 30, 42–257).

Кварц-сульфидно-гюбнеритовые жилы "холтсонского типа" отмечаются по всему рудному полю, в том числе в пределах Первомайского молибденового штокверка и на восточном фланге за пределами массива кварцевых диоритов, во вмещающей его эффузивно-осадочной хохортовской свите. Однако, основная масса жил (более 90%) наблюдается в западной части рудной части рудного поля, где образует два компактных участка. Среди них по структурному положению выделяются: 1) жилы главного разлома; 2) жилы диагональных разломов северо-восточного простирания, ограничивающих структурные блоки; 3) жилы в непротяженных субширотного простирания внутриблочных разломах, приуроченных к острым углам сопряженных граней структурных блоков.

Жилы первого типа расположены в зоне березитизированных пород, приуроченных к Главному разлому, образуя в ней линзовидные тела, осложненные раздувами и пережимами (жилы № 4, 26, 255, 180). Переходы в пережимы и выклинивание их, как правило, резкие, в редких случаях — постепенные. Вольфрамоворудные жилы имеют асимметрично-грубополосчатое, иногда брекчевидное сложение, обусловленное большим количеством целиков вмещающих окварцованных и мусковитизированных березитов, ориентированных субпараллельно зальбандам рудных жил.

Главным фактором, определяющим распределение рудных жил в пределах зоны разлома, является структурный. Наиболее благоприятны для оруденения участки разлома с резкими, часто повторяющимися изгибами осевой поверхности, а также расположенные вблизи сопряжения с оперяющими трещинами.

Жилы второго типа образуют в зонах диагональных разломов кулисообразно расположенные линзовидно-плитообразные тела выдержанной мощности с незначительными пережимами и раздувами, без резкой

смены элементов залегания (жилы 30, 21, 42, 257, 268). На выклинивании отдельных кулис отмечается всегда серия субпараллельных прожилков небольшой мощности, не превышающей 10–15 см. Промышленные тела характеризуются массивным и линзовидно-полосчатым сложением.

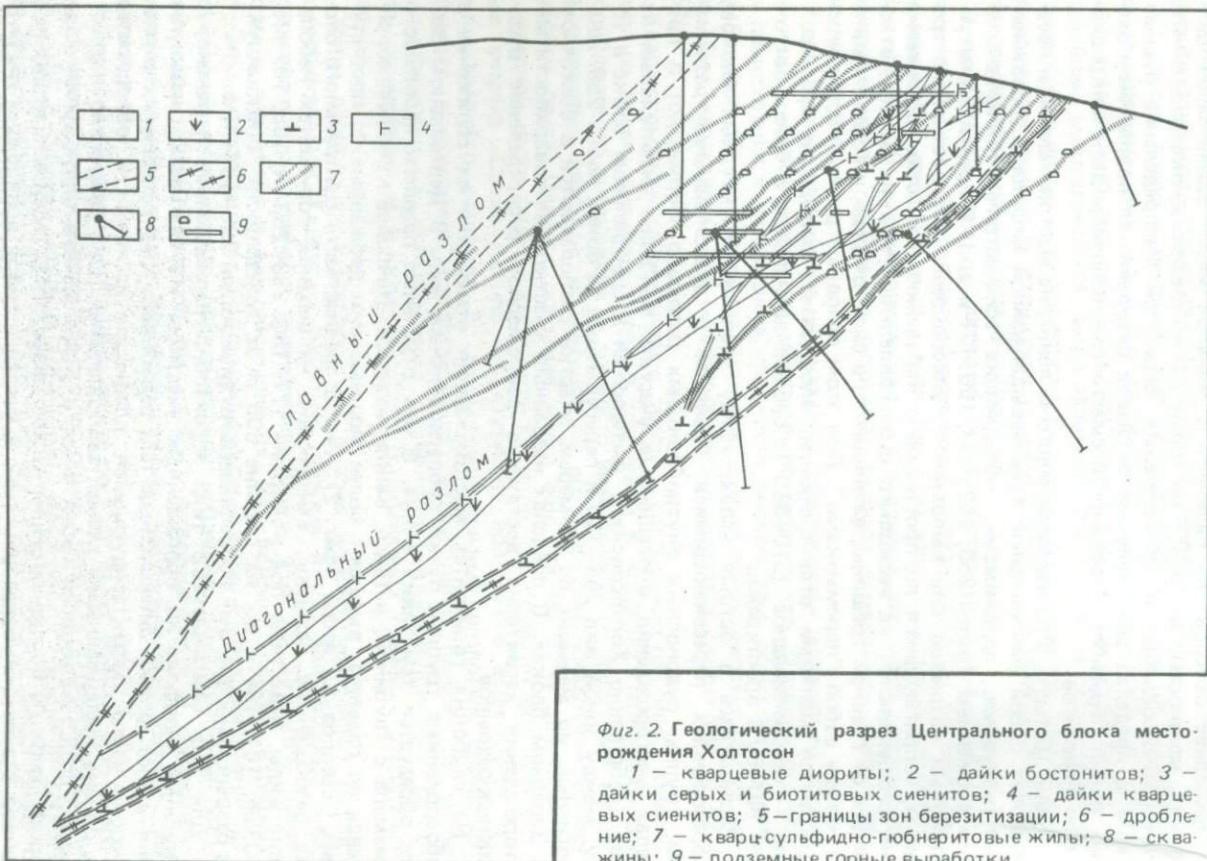
Последнее обусловлено наличием в жильной массе, вдоль зальбандов тонких, мощностью менее 0,5 см полос разливованных, окварцованных, флюоритизированных и ослюденелых березитов. Распределение рудных кулис в пределах диагональных разрывов определяется положением осевых линий перегибов поверхности сместителя, наличием даек микродиоритов и сиенитов.

Жилы третьего типа наиболее многочисленны на месторождении и представляют собой линзовидные тела невыдержанной мощности, осложненные раздувами, пережимами, обладающие асимметрично-тонкополосчатым сложением (жилы 250, 252, 103, 160, 177 и др.). В пределах внутриблоковых разрывов они выполняют кулисообразно расположенные трещины, сопрягающиеся по простиранию и падению. В местах сопряжения они расщепляются на несколько субпараллельных мелких ветвей, отходящих от главной трещины, ветвящихся, в свою очередь, и соединяющихся между собой "перемычками". При этом основные рудные тела сопровождаются мелкими ответвлениями, апофизами, имеющими субширотное – северо-западное (310 – 330°), субмеридиональное и северо-восточное (40 – 60°) простижение.

Располагаясь в острых углах между гранями структурных блоков, образованных пересекающимися Главным и диагональными разломами, группы рудоносных внутриблоковых разрывов формируют в пределах месторождения обогащенные участки. Наиболее значительный из них (собственно Холтосонский) расположен в Центральном блоке в углу, между зоной жил 255–180 и пересекающей ее зоной жилы 268. Аналогичные, но меньшие по размерам, участки располагаются в Восточном и Западном блоках. В пределах названных участков на поверхности месторождения характерно достаточно равномерное распределение рудоносных разрывов.

На глубоких горизонтах месторождения отмечается их сближение в обособленные группы, пучки субпараллельных жил. В Центральном блоке образуется три таких пучка. В них отдельные разрывы небольшого размера с глубиной, ветвясь, выклиниваются. Наиболее крупные, сопрягаясь по падению, вмещают более мощные и выдержаные по простиранию "стволовые" жилы (фиг. 2). Так, в средней части Центрального блока разобщенные разрывы, вмещающие на верхних горизонтах небольшие жилы, известные под номерами 177, 160, 253, 253-ап, 103, 103 л/б, 103-ап, 104, 184 и др. на глубине 500 м от поверхности "стягиваются" в разрыв, выполненный воольфрамоворудной жилой 253–103–184.

Для жил описываемого типа характерно направленное изменение с глубиной морфологии обогащенных участков. На глубоких горизонтах они имеют форму линзовидных тел, равномерно расположенных в плоскости жилы, характеризующейся плавными изгибами и обладающей в общем выдержаными элементами залегания. Они разделены пережимами, представляющими собой участки значительного уменьшения мощности. Выше по восстанию жилы изгибы поверхностиrudовмещающих разрывов становятся более резкими, в местах изгибов появляются оперяющие апофизы. Соответственно уменьшаются размеры продуктивных участков жилы, усложняется их форма. Затем наблюдается расчленение жилы на отдельные кулисы.



Фиг. 2. Геологический разрез Центрального блока месторождения Холтосон

1 — кварцевые диориты; 2 — дайки бостонитов; 3 — дайки серых и биотитовых сиенитов; 4 — дайки кварцевых сиенитов; 5 — границы зон березитизации; 6 — дробление; 7 — кварц-сульфидно-губнеритовые жилы; 8 — скважины; 9 — подземные горные выработки

Таблица 1

Изменение с глубиной размеров участков руд в продольной проекции главных типов жил месторождения Холтосон

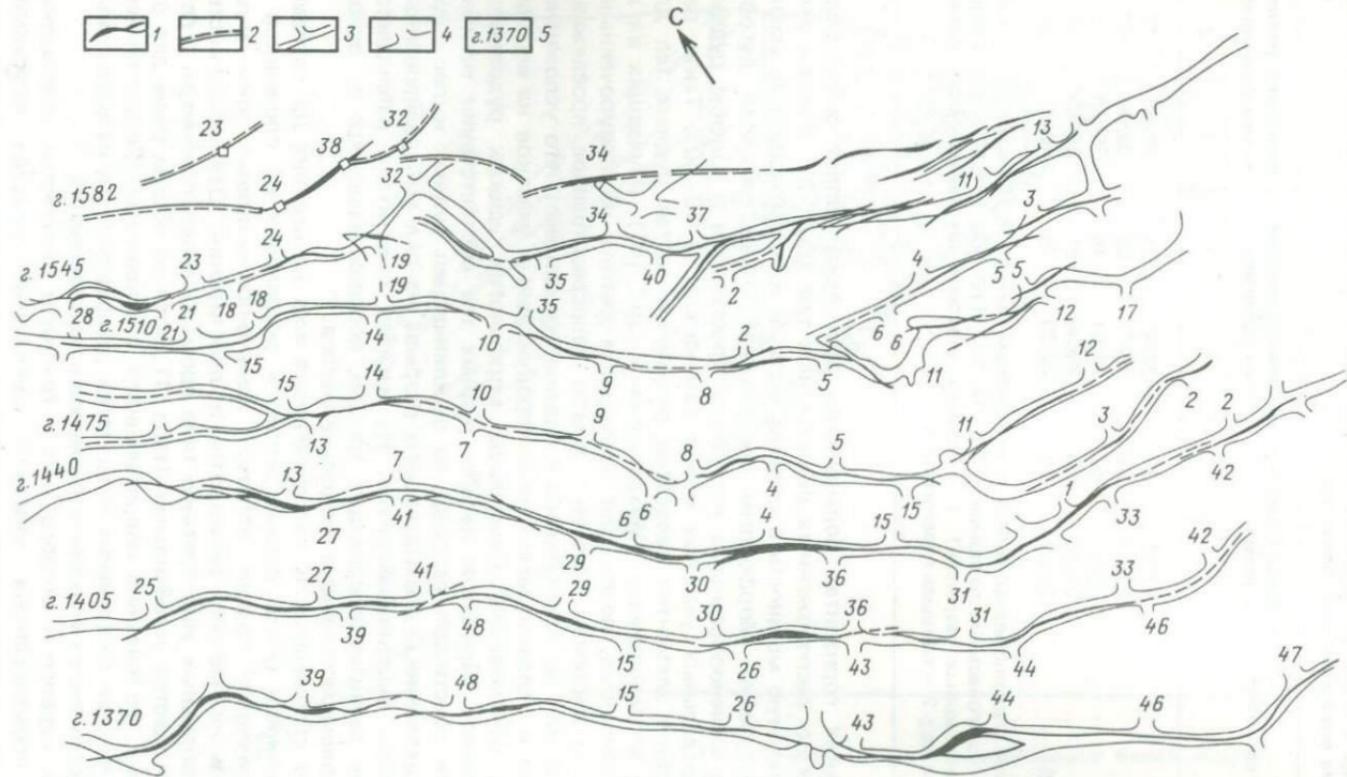
Горизонты абр. отметки, м	Жилы Главного разлома		Жилы диагональных разломов		Жилы внутриблоковых разрывов	
	1	2	1	2	1	2
Выше 1617	77/56	37	34/41	20	30/38	72
1617–1545	77/56	37	36/43	32	32/49	63
1545–1475	34/31	52	32/51	46	35/53	55
1475–1405	31/28	66	28/38	61	36/46	42
Глубже 1405	29/27	74	27/39	75	40/72	30

Примечание. Использованы данные геометризации жил 4–26 (Главного разлома); 30, 42–257 (диагональных разломов); 3-б, 47, 103, 110, 160, 184, 189, 252/б, 253 (внутриблоковых разрывов). 1 – Размеры участков (по падению/по простиранию) в услов.ед.; 2 – площадь пережимов %.

, На верхних горизонтах большинство жил представляет собой ряды кулисообразно расположенных линзовидных тел (фиг. 3). Кулисы имеют максимальную мощность в средней части, к концам мощность уменьшается постепенно. Морфология их сложная, характеризуется дугообразными и коленообразными изгибами. Простижение и падение рудных кулис на отдельных участках может изменяться на 40–60°. Такие резкие изменения элементов залегания различных частей рудных тел для некоторых исследователей (Мухамедшин и др., [4]), изучавших их на верхних горизонтах, послужили основанием считать их приуроченными к различным системам трещин. Однако непосредственное прослеживание рудных жил по простиранию и падению показывает, что усложнение морфологии и условий залегания их продуктивных участков на верхних горизонтах обусловлено изменением морфологии единичных рудовмещающих разрывов. При этом изгибы рудных тел соответствуют изгибам поверхности смесятеля разрыва, на выклинивании рудных кулис отмечается расщепление рудовмещающего разрыва на ряд минерализованных швов, быстро выклинивающихся. На изгибах смесятеля наблюдается интенсивное развитие оперяющих трещин, прослеживающихся от основного разрыва на расстояние в несколько метров.

В случае сближенных и сопрягающихся жил на верхних их горизонтах совокупность рядов рудных кулис и оперяющих их прожилков и минерализованных трещин образует жильно-прожилковые зоны мощностью десятки метров субширотного простириания. Для большинства вольфраморудных жил третьего типа промышленные параметры с глубиной оказываются устойчивыми (табл. 1), хотя на общем фоне для отдельных жил, по падению сопрягающихся с основными, "стволовыми" жилами, в местах сопряжения отмечается расщепление их на отдельные кулисы, постепенное уменьшение размеров и выклинивание.

Для жил первого и второго типа с глубиной отмечается уменьшение размеров промышленных участков, увеличение площади пережимов (табл. 1). Эта направленность качественно коррелируется с упрощением морфологии смесятелей по падению, что устанавливается по увеличению длины изгибов, и общим выравниванием их поверхности по данным геометризации на продольных проекциях жил.



Фиг. 3. Изменение с глубиной морфологии жилы 184 (совмещенный план подземных выработок)

1 — участки жилы с промышленным оруденением; 2 —

перекимы, прожилковые зоны; 3 — контуры горных выработок; 4 — номера восстающих; 5 — абсолютные отметки подземных горизонтов

Характерно, что для большинства жил выравнивание поверхности сместителя по падению происходит за счет разрастания субширотных ее граней, выгнутых к югу. Подобное увеличение с глубиной субширотных отрезков волнистых разрывов отмечалось А.К. Мухамедшиным с соавторами [4], но связывалось с более ранним возрастом разрывов, вмещающих северо-восточные и северо-западные отрезки жил. Этими исследователями предполагалось, что развитие субширотных разрывов ограничивалось по восстанию уже существовавшими к тому времени трещинами северо-восточного и северо-западного простирания.

Проведенное нами структурное картирование рудных жил на разных горизонтах, их геометризация на продольных проекциях, показали, что увеличение с глубиной субширотных граней сместителей разломов обусловлено особенностями геометрии их поверхности: линия сопряжения субширотных граней с северо-восточными имеет склонение к западу, линия их сопряжения с северо-западными гранями имеет восточное склонение (фиг. 4). Рудовмещающие же разрывы отмеченных направлений, заложенные в целом в палеозойский этап развития района, в предрудную и рудную стадию активизировались синхронно. Это устанавливается по тому, что все рудовмещающие разрывы сопровождаются предрудной березитизацией. Признаки разновозрастности минеральных ассоциаций в отрезках жил, имеющих различную ориентировку, не наблюдаются.

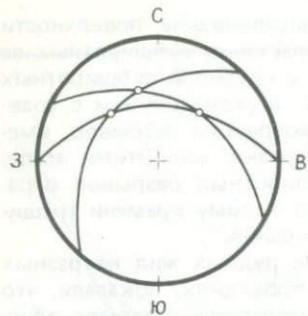
Описанная тенденция усложнения морфологии структурных поверхностей на верхних горизонтах искается рядом факторов, влияющих на условия залегания рудоносных жил, на распределение в них обогащенных участков, их морфологию и размеры. Наиболее значимыми из этих факторов оказываются первичная неоднородность вмещающих пород и наличие даек. Наибольшее влияние они оказывают на жилы третьего типа.

При пересечении рудовмещающими разрывами ксенолитов ороговикованных вулканитов хохюртовской свиты последние оказывают блокирующее действие на жилы, ограничивая их по простирианию и падению. Жилы в ксенолитах резко меняют ориентировку и расщепляются на серию маломощных прожилков.

Когда мощные дайки бостонитов, сиенитов и гранитов рассекаются рудовмещающими разрывами под углами, близкими к прямому, они также блокируют жилы, которые в приконтактовых частях даек, расщепляясь, быстро выклиниваются. Дайки, располагающиеся в плоскости рудовмещающих разрывов, оказывают экранирующее влияние на жилы, обуславливают устойчивость их мощности, увеличивают протяженность рудоносных участков.

Все вольфрамоворудные жилы месторождения Холтосон характеризуются сходным минеральным составом. Главным минералом жил является кварц, образующий ряд последовательных генераций, различающихся цветом, структурно-текстурными особенностями слагаемых ими агрегатов. Характерным для жил месторождения является значительное содержание сульфидов, особенно галенита, блеклых руд, сфалерита и халькопирита, образующих также ряд последовательных генераций.

Многоступенчатость, прерывистость формирования кварц-сульфидно-гюбнеритовых жил на фоне интенсивных внутрирудных тектонических подвижек подчеркивается полосчатым их строением (ОНтоев, [5]). При этом устанавливается, что в наибольшей степени внутрирудная тектоника проявилась в жилах первого и второго типов, приуроченных к Главному и диагональному разломам. В меньшей степени, внутрирудные подвижки проявлены в жилах третьего типа. Мелкие прожилки, более или менее



Фиг. 4. Стереографическая проекция ориентировки основных граней поверхности сместителя Главного разлома

равномерно распределенные вокруг промышленных жил, формируются, как правило, в результате единичных тектонических подвижек, повторные подвижки в них фиксируются редко.

Отличительной чертой месторождения Холтсон является широкое развитие в рудах шеелита, который образует четыре морфологических типа: вкрапленность в белом крупнокристаллическом кварце, псевдоморфозы по гюбнериту, крупнозернистые агрегаты и кристаллы в межзерновых пространствах и дроздовых пустотах в кварце, поздние прожилки в ассоциации с кварцем, флюоритом, карбонатами.

По данным фазовых химических анализов устанавливается, что относительное количество шеелита максимально в жилах Главного разлома. В меньшем количестве шеелит развит в жилах диагональных разломов и наименее — в жилах внутриблочных разрывов (табл. 2). Это подтверждает вывод об образовании шеелита в сульфидно-гюбнеритовых рудах в связи с внутрирудным перераспределением вещества при внутриструктурных тектонических подвижках (Смирнова, [6]).

Для березитов и березитизированных пород месторождения характерна мелкая вкрапленность "синметасоматического" шеелита, формирующаяся совместно с вкрапленностью пирита и других сульфидов на фронте падения давления и ощелачивания кислых березитизирующих растворов. Эта вкрапленность шеелита обусловливает повышенную концентрацию трехокиси вольфрама в боковых породах и является существенной частью первичных геохимических ореолов.

Проведенные минералого-геохимические исследования показывают, что жилы первого и второго типов на доступном изучению восьмисотметровом вертикальном интервале не обнаруживают заметных изменений элементного состава. Для жил третьего типа устанавливается закономерная смена с глубиной слагающих их минеральных ассоциаций, которая выражается в преимущественном распространении на верхних горизонтах более поздних минеральных ассоциаций, содержащих родохрозит, гребенчатый, дроздовый кварц поздних генераций, хальцедоновидный кварц с поздними генерациями флюорита, сульфидов и вольфрамитом.

С глубиной возрастает относительная роль более ранних продуктивных ассоциаций, содержащих характерные для них акцессорный берилл и молибденит. Это подтверждает закономерность, установленную ранее путем статистического анализа количественных соотношений различных генераций жильного кварца в вертикальном разрезе жилы 103 (Онтоев, [5]). Наиболее ярко замеченная закономерность проявляется в направленном изменении с глубиной состава мелких прожилков, окружающих промышленные жилы, формирующих вокруг них первичные геохимические ореолы (табл. 3).

Таблица 2

Относительное содержание WO_3 , связанной в шеелите жил и в окологильных березитизированных породах месторождения Холтосон

Типы жил и пород	Число проб	WO_3 шеел. (средн.) %
		WO_3 общ. (средн.)
Жилы Главного разлома	10	66,02
Жилы диагональных разломов	8	22,93
Жилы внутриблоковых разрывов	86	18,84
Березины	13	71,43

Таблица 3

Изменение отношений содержаний элементов в вольфрамоворудных прожилках в вертикальном разрезе месторождения Холтосон

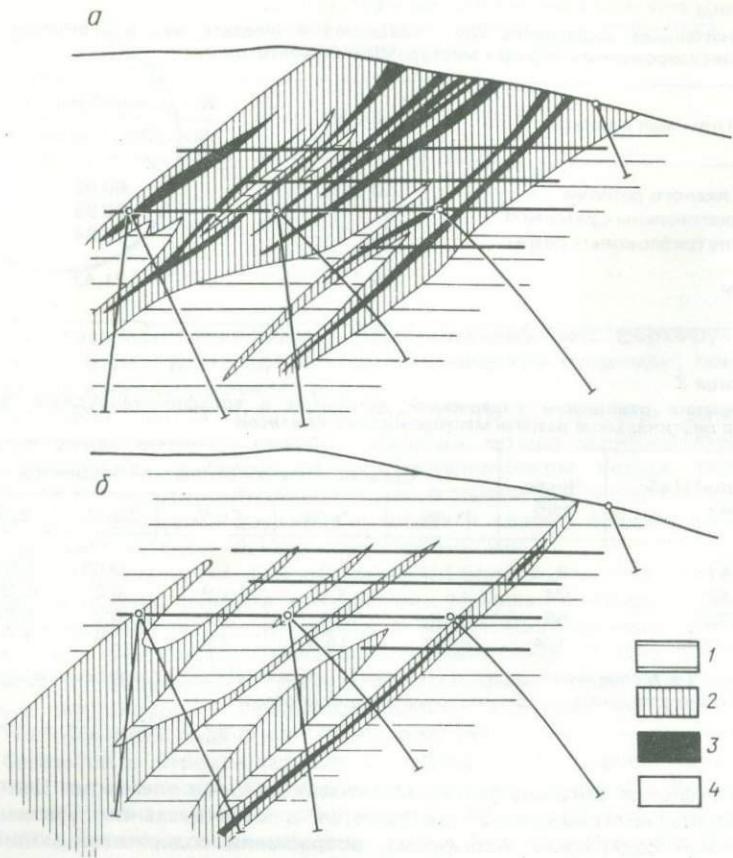
Горизонты абс. отм., м	Число проб	Средние значения отношений элементов				
		Pb/W	Zn/W	Cu/W	Mo/W	Bi/W
Выше 1475	8	0,7	1,0	0,4	0,03	0,017
1335–1475	24	2,5	3,1	7,8	0,2	0,09
1195–1335	98	3,46	8,2	5,1	0,2	0,07
Глубже 1195	104	5,36	15,4	4,5	0,5	1,4

Примечание. Малое число проб по верхним (выше 1475), отработанным горизонтам, связано с трудной их доступностью для опробования.

Вертикальная зональность геохимических ореолов элементов Центрального блока месторождения проявляется в относительном уменьшении с глубиной содержаний вольфрама, возрастании содержаний молибдена (фиг. 5), а также, свинца, цинка (табл. 3), что также связано с преимущественным развитием на нижних горизонтах прожилков с ранними ассоциациями, содержащими молибденит, а также, висмутовые сульфосоли и др.

Таким образом, проведенные исследования позволили выяснить элементы структурной зональности месторождения Холтосон, в значительной мере присущие жильным месторождениям аналогичного типа. Они выражены в сближении на глубину рудных жил с образованием ряда венообразно-сходящихся пучков. Наиболее крупные жилы, сопрягаясь по падению, образуют мощные и выдержаные по простирианию "стволовые" жилы. При этом вместе с увеличением числа жил и апофиз на верхних горизонтах отмечается усложнение их морфологии и условий залегания с общей тенденцией уменьшения размеров продуктивных участков в плоскости большинства жил и рассеяния минерализации по мелким жилам и прожилкам, оперяющим кулисообразные ряды рудовмещающих разрывов.

Установленные закономерности явились геологической основой для оценки перспектив глубоких горизонтов месторождения и переоценки потерянных, списанных и не вошедших в отработку запасов руд верхних ныне отработанных, горизонтов. Эти закономерности послужили обоснованием выделения и геометризации новых, характерных для верхних го-



Фиг. 5. Распределение вольфрама (а) и молибдена (б) в эндогенном ореоле Центрального блока месторождения Холтосон

1–3 – содержания элементов в ореоле: от меньших к большим; 4 – опробованные скважины и подземные горные выработки

ризонтов Холтосонского месторождения, структурно-морфологических типов вольфрамово-рудных тел: жильно- прожилковых зон, оперяющих межблоковые и внутриблочные разрывы. Располагаясь в пределах общей системы разработки жильного поля, при бедных содержаниях трехокиси вольфрама, обладая значительными ее запасами, они являются реальным резервом восполнения промышленно пригодных руд. Вместе с тем, установленные различия структурно-текстурных и вещественных характеристик жил разных структурных типов, различающихся длительностью и сложностью развития в стадию рудообразования, интенсивностью проявления внутристадийных тектонических подвижек, определивших и интенсивность внутрирудного преобразования вещества, свидетельствуют об определяющем влиянии на качество руд структурных условий их формирования.

Преимущественное развитие поздних минеральных ассоциаций продуктивной стадии на верхних горизонтах и увеличение с глубиной отно-

сительной роли более ранних ассоциаций также свидетельствует о влиянии структурного фактора на формирование вертикальной зональности рудоносных жил внутриблоковых нарушений и их первичных геохимических ореолов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбачев А.И. История развития структуры месторождения Холтосон. — В кн.: Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ: Бурят. фил. СО АН СССР, 1981, с. 76–87.
2. Дистанова А.И. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района. — В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975, с. 11–22.
3. Могилевкин С.Б. Основные черты зональности постмагматических образований и эндогенных геохимических ореолов нижних горизонтов Холтосонского вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье). — В кн.: Минералогия вольфрамовых месторождений. Тез. докл. четвер-
- той конф. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1981, с. 28–30.
4. Мухамедшин А.К., Корчагин Ю.А., Минаков Ю.Д. Структурная зональность на Холтосонском месторождении вольфрама (Западное Забайкалье). — Сов. геология, 1974, № 9, с. 129–135.
5. Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974, 242 с.
6. Смирнова О.К. Распределение шеелита в рудах и метасоматитах месторождения Холтосон. — В кн.: Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье Улан-Удэ: Бурят. фил. СО АН СССР, 1981, с. 88–100.

УДК 553.43.462

В.И. Рехарский, А.В. Канцель, Ю.Н. Пашков
Г.Г. Аветисян, С.Г. Бишарян

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАДЖАРАНСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ШТОКВЕРКА

Каджаранское медно-молибденовое месторождение находится на восточном склоне Зангезурского хребта (Армянская ССР). Геологическая позиция месторождения определяется его положением в северном эндоконтакте Мегри-Сисианского plutона в зоне сопряжения дайкового пояса с Дебаклинским региональным разломом.

Главным рудным телом месторождения является штокверк Центрального участка — Каджаранский штокверк, который в виде пологопадающей линзы залегает в монцонитах. В его пределах сосредоточена подавляющая часть медно-молибденовых руд месторождения и наиболее полно, по сравнению с другими участками, представлены развитые на месторождении гидротермально-метасоматические формации.

Штокверк детально разведен и всесторонне изучен многими исследователями [1, 2, 4, 6, 7, 9 и др.], поэтому он является хорошим объектом для построения математической модели геохимической зональности. Под математической моделью штокверка мы подразумеваем представление его в виде совокупности различных статистически однород-

ных зон, с указанием статистических параметров распределения концентрации полезных компонентов в пределах каждой из таких зон. Построение геохимической зональности штокверка включало описание представленных здесь рудных гидротермально-метасоматических формаций, с указанием границ их распространения. При этом считается, что зоны преобладания различных формаций характеризуются различными геохимическими особенностями рудоотложения.

Основная задача состояла в том, чтобы проследить связь между двумя этими моделями и показать, что, будучи корректно составлены, они взаимно дополняют друг друга и могут быть использованы для решения важных прикладных задач разведки. Причина взаимосвязи между этими моделями заключается в том, что геохимические условия рудолокализации оказывают существенное влияние на статистические свойства геохимического поля концентраций, определяя не только величину содержания полезных компонентов в различных участках рудной залежи, но также дисперсию этих содержаний, их взаимную корреляцию и др. характеристики, служащие параметрами математической модели месторождения.

Учитывая, что вопросам геохимического анализа Каджаранского месторождения посвящено значительное количество работ, они в настоящей статье рассмотрены, по возможности, кратко. Вместе с тем, методика построения математической модели месторождения, ее анализ и геохимическая интерпретация освещены в литературе еще недостаточно. Учитывая это, мы излагали данные вопросы более детально.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ШТОКВЕРКА

Гидротермально-метасоматическая формация, с нашей точки зрения, представляет собой парагенетическую совокупность определенного типа метасоматитов, жил, прожилков и оруденения, образовавшихся на определенном этапе постмагматического процесса [8]. Всестороннее геолого-геохимическое изучение гидротермально-метасоматических формаций позволяет получить информацию как о закономерностях распределения метасоматических, жильных и рудных минералов, так и об условиях рудообразования.

Для Каджаранского штокверка характерно широкое развитие следующих гидротермально-метасоматических формаций (от ранних к поздним): амфибол-биотитовой, полевошпат-кварцевой, кварц-серицитовой, березитовой и аргиллизитовой. С каждой из этих формаций, исключая аргиллизитовую, преимущественно связан определенный тип рудной минерализации. Для того, чтобы подчеркнуть эту связь, мы посчитали целесообразным в конце названий формаций указывать наиболее преобладающие в них рудные элементы: амфибол-биотитовая (Cu, Mo), полевошпат-кварцевая (Mo), кварц-серицитовая (Cu), березитовая (Pb, Zn).

Широко распространены метасоматиты, жилы и прожилки полевошпат-кварцевой (Mo) и кварц-серицитовой (Cu) формаций; менее – амфибол-биотитовой (Cu, Mo) и березитовой (Pb, Zn). Аргиллизиты наблюдаются в участках развития всех формаций, но особенно интенсивно они проявлены в метасоматитах полевошпат-кварцевой формации.

Основная масса молибденового оруденения связана с полевошпат-кварцевой (Mo) и медного – с кварц-серицитовой (Cu) формациями. В связи с этим они описываются более детально в сравнении с другими гидротермально-метасоматическими формациями.

Амфибол-биотитовая (Cu, Mo) формация представлена метасоматитами, главными минералами которых являются роговая обманка, биотит, полевые шпаты, реже — магнетит, эпидот, хлорит и кварц. Для внутренних зон метасоматитов характерны следующие минеральные ассоциации: амфибол + биотит + полевой шпат, амфибол + полевой шпат + кварц, биотит + полевой шпат + кварц, амфибол + магнетит, амфибол + кварц, биотит + кварц, эпидот + полевой шпат + хлорит, эпидот + полевой шпат. К метасоматитам приурочены кварц-магнетит-рогообманковые, кварц-биотитовые, биотитовые, альбит-эпидотовые, эпидотовые и кварцевые жилы и прожилки.

В метасоматитах, жилах и прожилках из рудных минералов встречаются магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, молибденит. Пирит, пирротин и халькопирит преимущественно ассоциируются с роговой обманкой, полевым шпатом, эпидотом, хлоритом, а молибденит — с полевым шпатом, биотитом и кварцем.

Полевошпат-кварцевая (Mo) формация. Для этой формации характерны ортоклаз-кварцевые, ортоклазовые, редко альбит-кварцевые метасоматиты, а также кварцевые и кварц-ортоклазовые жилы и прожилки. При метасоматическом изменении монцонитов темноцветные минералы замещаются хлоритом, магнетитом, серицитом и кварцем, андезин — ортоклазом, серицитом, кварцем и иногда альбитом. Внутренние зоны метасоматитов образованы минеральными ассоциациями: ортоклаз + андезин + серицит + кварц, ортоклаз + альбит + кварц, ортоклаз + кварц, ортоклаз, реже — альбит + кварц, альбит и кварц. Показательной особенностью этой формации является привнос калия в процессе ее образования. Он привносится как при формировании метасоматитов, так и при образовании кварц-полевопаштовых жил и прожилков. Одновременно с калием накапливаются редкие щелочные металлы: рубидий, литий и цезий.

Основным рудным минералом для описываемой формации служит молибденит, подчиненное значение имеет халькопирит. Молибденит широко развит в метасоматитах жилах и прожилках. В метасоматитах он приурочен к их внутренним зонам, где наблюдается в виде вкраплений или образует гнезда и прожилки, мощность которых колеблется от долей миллиметра до первых сантиметров.

В жилах молибденит распределен неравномерно. Здесь он образует призальбандовые оторочки, наблюдается в виде вкраплений, цементирует обломки жильного кварца и иногда пирита. Встречается тонкораспыленный молибденит, окрашивающий кварц в темно-серый цвет. Крупные кристаллы молибденита встречаются редко. Халькопирит развит преимущественно в жилах и прожилках, где выполняет трещины, реже наблюдается в виде мелких вкраплений в кварце или в сростках с молибденитом и пиритом.

Кварц-серицитовая (Cu) формация. Эта формация представлена кварц-серицитовыми метасоматитами и кварцевыми, кварц-серицитовыми, серицитовыми жилами и прожилками. В процессе образования метасоматитов по монцонитам темноцветные минералы замещаются хлоритом, серицитом, кварцем, магнетитом; по андезину развивается ортоклаз, серицит и кварц, реже — альбит, серицит, кварц. Во внутренних зонах развиты минеральные ассоциации: ортоклаз + серицит + кварц, кварц + серицит, кварц. Высокое содержание калия в метасоматитах, по сравнению с вмещающими породами, определяется постоянным нахождением в них кварц-серицитовых и серицитовых прожилков.

Главным рудным минералом этой формации является халькопирит, который развит в метасоматитах, жилах и прожилках. В метасоматитах

он наблюдается в виде вкрапленности или образует прожилки. Содержания халькопирита как во внутренних, так и во внешних зонах метасоматической колонки представляют промышленный интерес. В жилах и прожилках халькопирит образует вкрапления, гнезда и прожилковидные выделения. В ассоциации с халькопиритом, кроме молибденита, наблюдаются пирит, сфалерит, висмутин, энаргит, теннантит и медно-висмутовые минералы.

Березитовая (Pb, Zn) формация включает две подформации: кварц-серицит-пиритовую и кварц-серицит-карbonатную. Для первой характерны кварц-серицит-пиритовые метасоматиты, кварц-пиритовые и пиритовые прожилки; для второй — кварц-серицит-карbonатные метасоматиты, кварцевые, кварц-карbonатные и карbonатные прожилки. Для кварц-серицит-пиритовой подформации показателен пирит, а для кварц-серицит-карbonатной — галенит и сфалерит. В ассоциации с пиритом, галенитом и сфалеритом отмечается халькопирит, реже — теннантит. Иногда в пирите обнаруживаются микровключения самородного золота.

Аргиллизитовая формация отнесена к гидротермально-метасоматическим условно. В нее включены метасоматиты, сложенные глинистыми минералами и кварцем, а также прожилки халцедона, каолинита, кальцита и гипса. Метасоматиты образуются за счет монционитов и различных гидротермально-метасоматических образований более ранних формаций. Аргиллизитовая формация не несет собственной рудной минерализации.

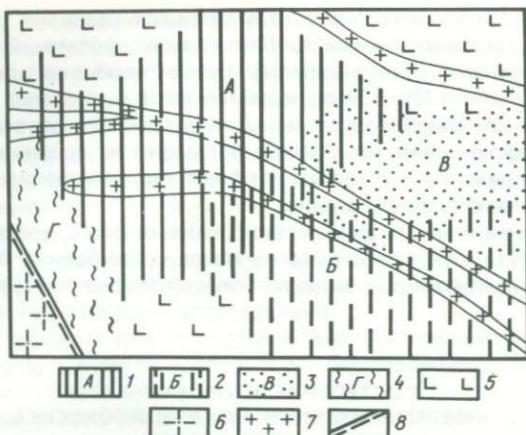
В пределах штокверка устанавливается определенная закономерность в размещении описанных гидротермально-метасоматических формаций. С хорошей достоверностью она выявляется для верхних горизонтов, вскрытых карьером. Данные об особенностях размещения формаций на средних и нижних горизонтах являются недостаточно полными. Это связано с тем, что на этих горизонтах пройдены только буровые и разведочные скважины при неполной сохранности керна.

Подчеркнем, что в дальнейшем разговор будет вестись о преимущественной распространенности формаций, так как во многих случаях в той или иной мере наблюдается их пространственное совмещение. При наложении поздних формаций на ранние их границы "размыты" и не всегда поддаются восстановлению. Чем древнее формация, тем сложнее решать вопрос о ее истинных границах.

Отметим основные закономерности преимущественного распространения гидротермально-метасоматических формаций на верхних горизонтах (фиг. 1).

Амфибол-биотитовая (Cu, Mo) формация, по-видимому, была развита более или менее равномерно, о чем свидетельствует нахождение ее, как правило, интенсивно переработанных поздними процессами метасоматитов, жил и прожилков в виде отдельных "пятен" на всей площади верхних горизонтов. При этом амфибол-кварцевые метасоматиты и связанные с ними жилы и прожилки встречаются более часто в северной и центральной, биотит-кварцевые — в центральной, а эпидот-альбитовые — в южной, северной и восточной частях штокверка. В соответствии с размещением указанных метасоматитов, жил, прожилков развита и связанная с ними молибденовая и медная минерализация.

Главные промышленные формации преимущественно локализуются в разных частях штокверка: полевошпат-кварцевая (Mo) — в северной и северо-западной, кварц-серицитовая (Cu) — в южной и юго-восточной. Положение полевошпат-кварцевой формации контролируется протяженными крутопадающими разломами северо-западного простирания, а кварц-серицитовой — серией тектонических нарушений близширотного прости-



Фиг. 1. Поля преимущественного распространения гидротермально-метасоматических формаций на верхних горизонтах штокверка (горизонтальная проекция)

1–4 – гидротермально-метасоматические формации: 1 – полевошпат-кварцевая, 2 – кварц-серицитовая, 3 – березитовая, 4 – аргиллизитовая; 5 – монцониты; 6 – гранодиориты и граниты; 7 – гранодиорит-порфиры; 8 – Дебаклинский разлом

рации. Кроме этого, обе формации развиты также и в центральной части штокверка. Здесь наблюдается наложение кварц-серицитовой формации на полевошпат-кварцевую, что особенно четко проявляется в интенсивном развитии кварц-серицитовых метасоматитов за счет полевошпат-кварцевых. Для участков распространения полевошпат-кварцевой формации характерны сравнительно наиболее высокие содержания молибдена, а для кварц-серицитовой – меди.

Березитовая (Pb, Zn) формация преобладает в восточной части штокверка, где развиты различно ориентированные круто- и пологопадающие тектонические нарушения. Иногда гидротермально-метасоматические образования этой формации наблюдаются в северной части штокверка. При наложении этой формации на полевошпат-кварцевую и кварц-серицитовую происходит частичное перераспределение рудных элементов, которое не оказывает существенного влияния на их средние содержания в главных рудоносных формациях.

Аргиллизитовая формация широко распространена в западной части штокверка, где она приурочена к зоне Дебаклинского разлома. В процессе замещения минеральных ассоциаций полевошпат-кварцевой и кварц-серицитовой формаций минеральными ассоциациями аргиллизитовой формации происходит вынос молибдена и, особенно, меди. В связи с этим для зоны развития этой формации характерны самые низкие содержания меди.

Приведенные данные позволяют получить представление об особенностях распределения молибдена и меди в пределах верхних горизонтов штокверка. Характерно, что при переходе от полевошпат-кварцевой формации к березитовой и особенно кварц-серицитовой устанавливается повышение отношения Cu : Mo при уменьшении содержания молибдена в кварц-серицитовой и березитовой формациях и резком увеличении меди в кварц-серицитовой. Для аргиллизитовой формации, в сравнении с полевошпат-кварцевой и кварц-серицитовой, определяются соответственно значительно более низкие содержания молибдена и меди.

На средних и нижних горизонтах площади развития полевошпат-кварцевой и, возможно, амфибол-биотитовой формаций увеличиваются, а кварц-серицитовой и, по-видимому, березитовой и аргиллизитовой уменьшаются. Отношение Mo : Cu по крайней мере в пределах промышленного оруденения с глубиной возрастает. Для детального освещения закономерностей распространения различных формаций на средних и нижних горизонтах имеющихся в настоящее время геолого-геохимических данных, как уже отмечалось, недостаточно.

Вместе с тем важные данные для решения этого вопроса в определенной мере могут быть получены на основе построения и сравнительного анализа математической модели описываемого медно-молибденового штокверка.

ПОСТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ШТОКВЕРКА

При построении математической модели штокверк разбивается, в соответствии с данными разведочного и эксплуатационного бурения, на зоны, в пределах которых концентрации молибдена и меди распределены статистически однородно, а характер их распределения в различных зонах существенно различен. Геометризация этих зон и описание статистических параметров концентраций Mo и Cu в каждой из них и представляет математическую модель месторождения.

Следуя общим представлениям, поля концентраций рудных месторождений мы рассматриваем в виде реализации сложного, многоуровневого случайного процесса, статистические характеристики которого зависят от геолого-геохимических условий рудоотложения. Обозначим этот процесс символом:

$$\xi = F(\varphi(x, y, z) w), \quad (1)$$

где ξ – вектор концентрации полезных компонентов, $\varphi(x, y, z)$ – функция, характеризующая изменение в пространстве важнейших геологогеохимических факторов рудоотложения, w – некоторое случайное событие с функцией распределения $F(w)$, определяющее конкретный вид реализации процесса F . Предполагается, что каждое месторождение можно разделить на блоки $v_1, v_2 \dots v_e$, в пределах которых, при выбранном масштабе наблюдений, условия рудоотложения являются неизменными:

$$\varphi(x, y, z) = C_i \text{ при } x, y, z \in v_i \quad (2)$$

Тогда любое поле концентраций можно разделить на зоны, в пределах которых это поле рассматривается как стационарное:

$$\begin{aligned} \xi &= F_1(x, y, z, w_1) \text{ для } x, y, z \in v_1 \\ \xi &= F_2(x, y, z, w_2) \text{ для } x, y, z \in v_2 \\ \xi &= F_e(x, y, z, w_e) \text{ для } x, y, z \in v_e \end{aligned} \quad (3)$$

Если обозначить набор статистик, характеризующих структуру поля F_i через $\{S\}v_i$, то в соответствии с принятыми нами общими представлениями, математическая модель поля концентраций изучаемого месторождения будет выражаться совокупностью векторов:

$$\{S\}v_I, \{S\}v_{II}, \dots \{S\}v_e \quad (4)$$

с границами зон $v_I, v_{II}, \dots v_e$.

Следовательно, построение математической модели поля концентраций месторождения (или упрощенно — математической модели месторождения) — сводится к решению следующих задач: разбивка месторождения на статистически однородные зоны, в пределах которых поле концентраций полезных компонентов можно считать стационарным, и вычислению для каждой из зон набора статистик (S). К числу таких статистик нами отнесены оценки средних содержаний Cu и Mo (m_{Cu} , m_{Mo}), оценки их среднеквадратических отклонений (σ_{Cu} , σ_{Mo}) и коэффициенты корреляции ($R_{\text{Cu/Mo}}$). Кроме того, для характеристики пространственной взаимосвязи содержаний в различных точках опробования нами использовались параметры (α_0 , α_1) авторегрессионного уравнения, применяемого в физике для описания процессов перераспределения.

Исходным материалом для построения математической модели исследуемого штокверка служили результаты опробования разведочных и эксплуатационных скважин.

Первым этапом в построении математической модели было выделение на верхних горизонтах, с густой сетью разведочных и эксплуатационных скважин, статистически однородных зон, в пределах которых все данные по опробованию относятся к одной и той же генеральной совокупности, а изменение содержаний в пространстве (от одной точки опробования к другой) подчинено одной и той же закономерности. Данные условия выполняются, если в пределах каждой однородной зоны будут объединены участки, имеющие близкие по величине статистические характеристики, перечисленные ранее.

Площадь каждого из уступов была разбита на блоки, для которых по данным опробования буро-взрывных скважин вычислялся вектор статистик вида:

$$(m_{\text{Cu}}, \sigma_{\text{Cu}}, \alpha_{0\text{Cu}}, \alpha_{1\text{Cu}}, m_{\text{Mo}}, \sigma_{\text{Mo}}, \alpha_{0\text{Mo}}, \alpha_{1\text{Mo}}, R_{\text{Cu/Mo}}). \quad (5)$$

Полученные 190 векторов были разделены ЭВМ по известным алгоритмам автоматической классификации на группы в зависимости от сходства или различия их статистик. Установлено четыре основных группы векторов, а также около 15% векторов, которые рассеяны в пределах всего штокверка. На этой основе выделены однотипные блоки, которые сгруппированы нами в статистически однородные зоны (фиг. 2).

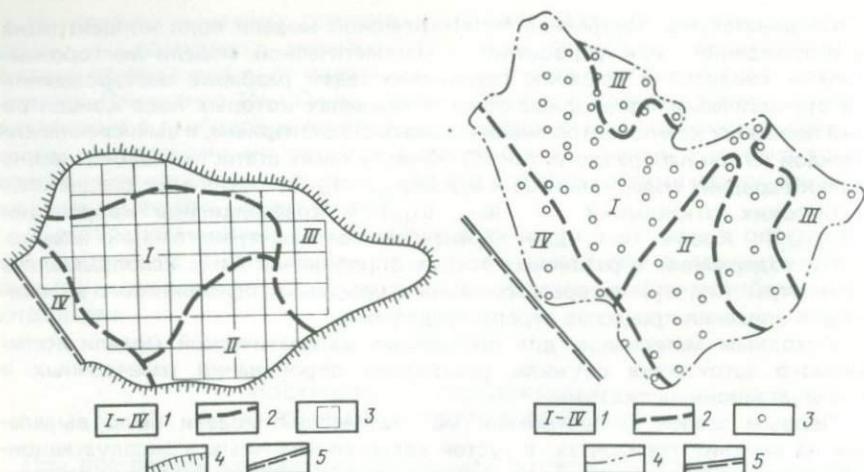
Второй этап в построении математической модели штокверка состоял в экстраполяции выделенных статистически однородных зон на глубину. С этой целью использовались данные опробования разведочных скважин на средних и нижних горизонтах. Для принятых интервалов этих скважин вычислялся вектор статистик:

$$m_{\text{Cu}}, \sigma_{\text{Cu}}, m_{\text{Mo}}, \sigma_{\text{Mo}}, R_{\text{Cu/Mo}}. \quad (6)$$

Для 68 полученных векторов было составлено уравнение регрессии, связывающее оценки номера (N) статистически однородных зон I, II, III и IV, характерных для верхних горизонтов, с набором статистик (6):

$$N = 0,6 + 1,4m_{\text{Cu}} + 1,1\sigma_{\text{Cu}} + 5,1m_{\text{Mo}} - 4,8\sigma_{\text{Mo}} - 0,5R_{\text{Cu/Mo}}. \quad (7)$$

Экзамен, проведенный по 15 векторам, показал, что получаемые из (7) оценки N хорошо согласуются с действительными. Все это позволило определять оценки зон (N) по уравнению (7), подставляя значения векторов (6), соответствующих интервалам разведочных скважин на средних и нижних горизонтах. Полученные оценки зон (N) наносили на планы средних и нижних горизонтов, а затем определяли границы статистически однородных зон (фиг. 3). На основе такого же рода данных намечались



Фиг. 2. Распределение статистически однородных зон на верхних горизонтах штокверка (горизонтальная проекция)

1 – статистически однородные зоны, 2 – границы зон, 3 – эксплуатационные блоки, 4 – контуры карьера, 5 – Дебаклинский разлом

Фиг. 3. Распределение статистически однородных зон на средних горизонтах штокверка (горизонтальная проекция)

1 – статистически однородные зоны, 2 – границы зон, 3 – разведочные скважины, 4 – контуры балансовых руд, 5 – Дебаклинский разлом

границы статистически однородных зон на вертикальных разрезах. Отметим, что установленные таким образом границы зон являются схематичными.

На заключительном этапе построения математической модели произошелся сравнительный анализ статистически однородных зон, выделенных на планах различных горизонтов и вертикальных разрезах. Это позволило выявить распространность и пространственную локализацию статистически однородных зон в объеме штокверка, с характерными для каж-

Таблица 1

Оценки центральных моментов функции распределения Mo и Cu в пределах статистически однородных зон штокверка

Зоны	Рудные элементы	Моменты распределения содержаний				
		Среднее m усл. ед.	Квадратичное отклонение σ , усл. ед.	Асимметрия, А	Экспесс, Е	Коэффициент корреляции, R
I	Cu	0,93	0,63	-1,40	2,57	0,01
	Mo	0,221	0,483	-5,06	35,66	
II	Cu	1,65	2,25	-4,36	30,67	0,10
	Mo	0,150	0,180	-2,04	14,05	
III	Cu	0,93	0,60	-3,27	18,28	0,15
	Mo	0,189	0,219	-3,56	25,78	
IV	Cu	0,75	0,54	-2,81	17,72	0,22
	Mo	0,180	0,180	-2,81	10,49	

дой из них статистиками распределения главных рудных элементов (табл. 1).

Установлено, что в объеме штокверка первая зона (I) занимает около 50%, вторая (II) ~ 30, третья (III) ~ 15 и четвертая (IV) ~ 5%. На верхних горизонтах (фиг. 2) зона I преимущественно локализуется в северной и центральной, II — в южной, III — в восточной и IV — в западной частях штокверка. С глубиной распространность статистически однородной зоны I резко увеличивается, а зон II, III и IV — уменьшается.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

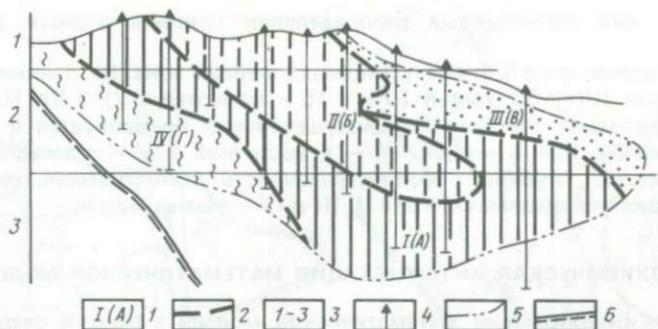
С целью интерпретации математической модели в первую очередь была проведена сравнительная характеристика преимущественного развития гидротермально-метасоматических формаций и статистически однородных зон на верхних горизонтах. Это обусловливалось тем, что на верхних горизонтах, вскрытых карьером, имеется большое количество данных опробования разведочных и густой сети эксплуатационных скважин. Следовательно, здесь описание и выделение границ распространения как гидротермально-метасоматических формаций, так и статистически однородных зон проведены с наибольшей достоверностью.

Сравнение полей, развития гидротермально-метасоматических формаций и статистически однородных зон на верхних горизонтах позволило установить следующие закономерности. Участки распространенности гидротермально-метасоматических формаций (фиг. 1, A—Г) и статистически однородных зон I—IV (фиг. 2) занимают в пределах штокверка достаточно сходное положение. Следовательно, для них характерны сопоставимые геологические условия локализации и геохимические особенности. При этом подчеркнем, что высокие содержания молибдена, отмеченные для статистически однородной зоны I (фиг. 2) (табл. 1), показано именно для полевошпат-кварцевой формации (фиг. 1—A), а меди в зоне II (фиг. 2) — для кварц-серицитовой (фиг. 1, B).

В зонах III и IV (фиг. 2) определяются рядовые содержания молибдена и меди, что в общем соответствует их концентрации в участках преобладающего развития березитовой и аргиллизитовой формаций (фиг. 1, В и Г). Более низкое содержание меди в зоне IV в сравнении с другими зонами объясняется, как уже указывалось, выносом меди в процессе наложения аргиллизитов на более ранние формации.

Все это, с учетом отдельных данных о развитии формаций на средних и нижних горизонтах, позволило полагать, что каждой статистически однородной зоне отвечают достаточно определенные гидротермально-метасоматические формации: I — полевошпат-кварцевая, II — кварц-серицитовая, III — березитовая и IV — аргиллизитовая. В связи с этим на основе полей развития статистически однородных зон можно было, в первом приближении, судить о распространенности гидротермально-метасоматических формаций как на отдельных планах, так и на вертикальных разрезах. В качестве примера приведем широтный вертикальный разрез штокверка (фиг. 4). На этом разрезе видно, что с глубиной поле развития статистически однородной зоны I и соответствующей ей полевошпат-кварцевой формации (A) увеличивается, а поля зон II, III и IV и соответствующих им кварц-серицитовой (B), березитовой (В) и аргиллизитовой (Г) формаций уменьшаются, вплоть до выклинивания на самых нижних горизонтах.

Найденное соответствие между статистически однородными зонами и гидротермально-метасоматическими формациями позволяет рассмотр-



Фиг. 4. Схема размещения статистически однородных зон и соответствующих им гидротермально-метасоматических формаций на вертикальном разрезе штокверка

1 — статистически однородные зоны (I—IV) и соответствующие им гидротермально-метасоматические формации: полевошпат кварцевая (A), кварц-серциновая (B), березитовая (В) и аргилизитовая (Γ); 2 — границы зон и формаций; 3 — номера верхних, средних и нижних горизонтов; 4 — разведочные скважины; 5 — контуры балансовых руд; 6 — Дебаклинский разлом

реть вопрос об использовании статистик в качестве дополнительных показателей интенсивности процессов рудообразования.

Сравнительный анализ статистик рассматриваемых зон показал, что они согласованно изменяются при переходе от зон более благоприятных для концентрации того или иного рудного компонента к менее благоприятным (табл. 1). Средние содержания (m_{Mo}) и квадратическое отклонение (σ_{Mo}) молибдена наибольшего значения достигают в зоне I. Здесь же минимальными по абсолютным значениям являются коэффициенты асимметрии $|A|$ и эксцесса $|E|$ распределения молибдена.

Напротив, зоны III и IV, где концентрация молибдена происходила менее интенсивно, характеризуются значительно меньшими величинами m_{Mo} и σ_{Mo} и большими $|A|$ и $|E|$. Аналогичное явление наблюдается и для распределения меди. Высокие значения m_{Cu} и σ_{Cu} и наименьшие $|A|$ и $|E|$ характерны для зоны II как области наиболее интенсивного медного оруденения. При переходе к зонам I, III, IV данные величины также согласованно изменяются.

Во многом аналогичная картина изменения статистик, полученных на основе обработки больших цифровых массивов, была ранее описана для другого типа месторождений [3]. На участках интенсивного рудообразования зафиксированы максимальные значения m , σ и минимальные $|A|$ и $|E|$. При переходе к участкам, менее благоприятным для рудолокализации, соотношения между этими параметрами менялись на противоположные.

Результаты исследований позволяют интерпретировать статистически однородные зоны как области преимущественного развития соответствующих процессов рудообразования, а статистические характеристики полей концентрации — как величины, отражающие интенсивность этих процессов, обусловленных специфическими физико-химическими условиями.

Наши исследования показывают, что в 100% случаев, рассмотренных в таблице 1, статистики, полученные в 1981 году, повторяют статистики, полученные в 1982 году. Это свидетельствует о стабильности статистических характеристик, отражающих интенсивность процессов рудообразования, в течение года.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МАТЕМАТИЧЕСКОГО И ГЕОХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ КОНТУРОВ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУД

Одним из важных направлений практического использования результатов математического и геохимического моделирования штокверка является решение задачи о включении отдельных интервалов разведочных скважин и сфер их влияния в промышленный контур.

Вопрос о включении данного разведочного пересечения (в частном случае – интервала разведочной скважины) в контур промышленных руд обычно решался, исходя из величин среднего содержания полезного компонента в этом пересечении и величин прочих заданных кондиций [5]. При геометризации в контур промышленных руд на каждом из горизонтов месторождения включались те интервалы разведочных скважин (и сферы их влияния), среднее содержание металла по которым превосходило заданное бортовое содержание. На отдельных горизонтах штокверка контур балансовых руд проводился, как правило, на середине расстояния между граничными рудными и забалансовыми скважинами. Предлагаемый нами подход заключается в том, что при решении вопроса о включении данного интервала скважины (и сферы ее влияния) в промышленный контур в качестве дополнительных критерии используются параметры математической модели штокверка.

В предыдущих разделах было показано, что для каждого участка поля концентрации Mo и Cu в пределах Каджаранского штокверка может быть вычислен вектор статистик, которые характеризуют особенности распределения компонентов на данном участке и отражают влияние важнейших факторов рудолокализации. В качестве таких характеристик были приняты:

$$m_{\text{Mo}}, \sigma_{\text{Mo}}, m_{\text{Cu}}, \sigma_{\text{Cu}}, R_{\text{Mo/Cu}}. \quad (8)$$

Эти статистики, как уже отмечалось, согласованно изменяются по величине при переходе от участков, менее благоприятных для рудоотложения, к участкам, более благоприятным. В связи с этим интервалы разведочных скважин следует включать в контур промышленных руд с учетом значений всех статистик вектора (8). При этом может сложиться ситуация, когда среднее ниже заданного борта, но все остальные величины (σ , R и др.) таковы, что изучаемый интервал скважины (и сфера ее влияния) должны быть отнесены к участкам интенсивного рудоотложения. В этом случае вопреки традиционному подходу, в промышленный контур на рассматриваемом горизонте будет включен интервал скважины (с ее сферой влияния), хотя среднее содержание по нему ниже борта.

Может возникнуть и обратная ситуация, когда интервал, несмотря на высокое значение m , будет исключен из контура рудной залежи ввиду того, что комплекс остальных его статистик свидетельствует о наличии в пределах сферы влияния скважины факторов, неблагоприятных для рудолокализации. Необходимо подчеркнуть, что в качестве классификационных признаков, т.е. статистик вектора (8) могут быть приняты также и различные геолого-геохимические признаки: наличие или отсутствие метасоматических изменений, вкрапленности того или иного рудного минерала и др.

Обозначим интервалы опробования разведочных скважин символом L_i ($i = 1, 2, \dots, n$), предполагая, что все они разделены на два класса: ψ – класс интервалов L_i , сферы влияния которых следует включить в промышленный контур, ψ' – класс прочих интервалов, и для каждого L_i вы-

числен, по данным опробования, вектор \vec{S}_i статистик типа (9). Тогда, исходя из положения о связи статистик с факторами рудолокализации, можно ожидать, что вектора \vec{S}_i для интервалов класса ψ образуют множество S_ψ , отличное от множества $S_{\psi'}$ векторов из класса ψ' :

$$\begin{aligned} \text{если } L_i \in \psi', \text{ то } S_i \in S_\psi, \\ \text{если } L_i \in \psi, \text{ то } S_i \in S_{\psi'}. \end{aligned} \quad (9)$$

Следовательно, если найти правило L отнесения вектора \vec{S}_i к одному из множеств S_ψ или $S_{\psi'}$, то можно оценить принадлежность L_i (и его сферы влияния) к промышленному (ψ) или непромышленному (ψ') классу. В качестве такого правила использован один из алгоритмов распознавания образов или – уравнение регрессии, построенное на примере отработанных участков месторождения и затем распространенное на другие участки.

Подчеркнем, что любое из таких правил, согласно общей теории, возможно использовать лишь для идентификации однородной совокупности векторов. Отсюда следует, что правила L должны строиться и использоваться отдельно для каждой статистически однородной зоны. Главное отличие предлагаемого метода от традиционного состоит в различном подходе к разбраковке сфер влияния тех или иных скважин. При традиционном методе разбраковка проводится в зависимости от среднего содержания условной меди $m_{\text{Cu}}^{\text{ усл}}$ (или других кондиций), оцениваемого в интервале L_i согласно правилу:

$$\begin{aligned} \text{если } L_i \in A, \text{ то } m_{\text{Cu}_i}^{\text{ усл}} \geq C_{\text{борт}}, \\ \text{если } L_i \in B, \text{ то } m_{\text{Cu}_i}^{\text{ усл}} < C_{\text{борт}}. \end{aligned} \quad (10)$$

Сравнение (9) и (10) показывает, что традиционный метод является частным случаем предлагаемого подхода, когда вектор статистик \vec{S}_i заменяется одним из его компонентов – средним содержанием.

При практической реализации предложенного метода для каждой из статистически-однородных зон в качестве вектора \vec{S}_i были приняты статистики $(m, \sigma, \alpha_0, \alpha_1, R_{\text{Cu/Mo}})$. На примере сфер влияния разведочных скважин, пройденных на верхних горизонтах, вычислялись нормированные регрессии вида:

$$K = \alpha_1 m_{\text{Mo}} + \alpha_2 \sigma_{\text{Mo}} + \alpha_3 m_{\text{Cu}} + \alpha_4 \sigma_{\text{Cu}} + \alpha_5 R_{\text{Cu/Mo}}. \quad (11)$$

где K – показатель принадлежности сферы к промышленным рудам ($K \geq 0$) или непромышленным ($K < 0$). Коэффициенты α_i этих регрессий, вычисленных для каждой из четырех однородных зон, сведены в табл. 2.

Анализ полученных данных показывает, что уравнения регрессии существенно отличаются при переходе от зоны к зоне, подчеркивая правомерность дифференцированного изучения каждой из них. Наибольший вес имеют m_{Mo} , σ_{Mo} , $R_{\text{Mo/Cu}}$ и наименьший – m_{Cu} и σ_{Cu} . Вектор статистик содержит гораздо больше информации относительно рудоносности пород, входящих в сферу влияния скважины ($R_{\text{множ.}}$), чем величина содержания условной меди ($R_{K/m}$), используемая в традиционном методе.

Для проверки точности предложенного метода была проведена разбраковка 29 блоков (сфер влияния интервалов разведочных скважин), принадлежность которых к промышленным и непромышленным рудам была известна по данным эксплуатации. В результате выяснилось, что традиционный метод привел к неправильной оценке 36%, а предлагаемый – лишь 20% блоков. Отметим, что ввиду малого объема контроль-

Таблица 2

Коэффициенты регрессии, множественной и парной корреляции для статистически однородных зон штокверка

Зоны	Коэффициенты регрессии					$R_{\text{множ}}$	$R_{K/m \text{Cu}}$	Число блоков
	α_1	α_2	α_3	α_4	α_5			
I	0,43	-0,25	0,05	0,07	0,28	0,45	0,26	40
II	2,02	-1,97	0,16	-0,19	-0,14	0,47	0,16	20
III	1,56	-1,16	-0,36	0,13	-0,18	0,71	0,51	18
IV	0,91	-0,57	0,19	-0,01	-0,31	0,70	0,47	22

ной выборки полученные результаты еще нельзя считать в полной мере окончательными.

Необходимо обратить внимание на то, что рассмотренная задача не исчерпывает круг вопросов, решаемых на основе методов математического и геохимического моделирования. Они в ряде случаев успешно привлекались для оценки среднеблочных содержаний полезных компонентов, оценки глубины подсечения рудных тел и перспектив оруденения на флангах и нижних горизонтах месторождений, для обнаружения границ первичных ореолов оруденения и других задач.

ВЫВОДЫ

1. Установлена геохимическая зональность штокверка, базирующаяся на детальном геолого-геохимическом описании гидротермально-метасоматических формаций, для каждой из которых характерен строго определенный тип рудной минерализации, и на выявлении преимущественного их развития в различных участках исследуемого штокверка.

2. Построена математическая модель штокверка, в основу которой положены результаты выделения статистически-однородных зон на верхних горизонтах, покрытых густой сетью разведочных и эксплуатационных скважин, и экстраполяции этих зон (по данным разведочного опробования) на средние и нижние горизонты штокверка.

3. Выявлена связь между геохимической зональностью и математической моделью штокверка, которая определяется существенной зависимостью параметров математической модели от геолого-геохимических факторов рудолокализации.

4. Полученные данные позволили использовать математическую модель штокверка для уточнения представлений о его геохимической зональности на средних и нижних горизонтах, а геохимическая интерпретация параметров математической модели дала возможность корректно применить эту модель для решения прикладных задач разведки штокверка.

ЛИТЕРАТУРА

- Исаенко М.П. Минералы молибдена в рудах медно-молибденовых месторождений Малого Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 2.
- Казарян А.Г. Об околоврудно-измененных породах Каджаранского мес-
- торождения. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол.-геогр., 1958, т. 11, № 6.
- Канцель А.В. Функция распределения величин концентраций металла в рудах как генетическая характеристика процесса рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 10.

4. Карамян К.А., Аревшатян Т.А. Каджаранское рудное поле (геохимическое строение, структура и оруденение). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1965.
5. Коган Р.И. Интервальные оценки при подсчете запасов твердых полезных ископаемых. — В кн.: Применение современных математических методов и ЭВМ в области геологии в странах-членах СЭВ. Алма-Ата, 1973.
6. Магакьян И.Г., Мкртчян С.С., Мовсесян С.А., Карамян К.А. Молибден. — В кн.: Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1967,
7. VI Металлические полезные ископаемые.
7. Мкртчян С.С., Карамян К.А., Еревшатян Т.А. Каджаранское медномолибденовое месторождение. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1969.
8. Рехарский В.И. Гидротермально-метасоматические формации рудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9.
9. Шипулин Ф.К., Рехарский В.И., Розбанская А.А. и др. Интрузии, гидротермально-метасоматические формации и молибденовое оруденение. М.: Наука, 1975.

УДК 553.064 (575.11)

В.А. Коваленко, В.Г. Рыбалов

О РИТМИЧНОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ КОЧБУЛАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В результате многочисленных исследований основных типов эндогенных рудных месторождений (работы О.Д. Левицкого, В.И. Смирнова, Е.А. Радкевич, Ф.И. Вольфсона, Л.Н. Овчинникова, Д.О. Онтоева, А.С. Лапухова, Ч. Парка, М. Штемпрака и др.) были выявлены разнообразные типы вертикальной минералого-геохимической зональности (прямая, обратная, чехловая и др.), имеющие различную природу — одностадийную (фациальную илиmonoасцендентную), многостадийную (пульсационную или полиасцендентную), либо более сложную, обусловленную сочетанием фациальной и пульсационной зональности и других факторов.

Пристальное внимание исследователей привлекают в последнее время вопросы ярусного, многоэтажного распределения рудной минерализации в вертикальном разрезе. Интересный тип ярусной зональности установлен в медноколчеданных (Урал) и колчеданно-полиметаллических (Рудный Алтай) месторождениях (исследования М.М. Образцова, П.Ф. Иванкина, А.С. Лапухова). Появление такого типа зональности связывается с дифференциацией рудогенных элементов в процессе минералообразования. Большое значение придается и динамическим факторам саморазвивающейся рудообразующей системы [7, 8]. Возможно, эти факторы играют важную роль и при формировании рудных тел месторождений других генетических типов. Однако этот вопрос в настоящее время не имеет однозначного решения, поскольку нельзя исключать вероятностного влияния на формирование зональности ни собственно геологических (структурный, литологический), ни физико-химических (изменение Eh, pH, T, P растворов) факторов.

Приемлемое объяснение особенностей распределения оруденения в вертикальном разрезе может быть найдено лишь при анализе многочисленного фактического материала, характеризующего вертикальную зональность всех типов гидротермальных рудных месторождений, которые отражали бы все разнообразие геологической обстановки.

Одним из примеров может служить выявленная в золото-сульфидно-кварцевых телах Кочбулакского месторождения ритмозональность¹ в изменениях минерального состава руд, химизма руд и главных минералов, описанию особенностей которой и посвящена данная статья.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ РУД И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Кочбулакское месторождение залегает среди верхнепалеозойских вулканитов андезито-дацитового состава [1, 2]. В его пределах располагается несколько рудоносных зон, в которых в зависимости от особенностей залегания и морфологии выделяются три главных типа рудных тел: круто-падающие трубообразные тела, секущие круто- и пологозалегающие жилы и субсогласные рудные залежи.

Золото-сульфидно-кварцевые руды месторождения характеризуются весьма сложным минеральным составом. В их строении, помимо преобладающего кварца, переменных количеств карбоната и серицита, принимают участие свыше 60 рудных минералов [6]. Среди последних преимущественным распространением пользуются пирит и минералы группы блеклых руд (тетраэдрит, голдфиллит, тенантит и их промежуточные разновидности). Менее распространены халькопирит, сфалерит и галенит, но в некоторых секущих жилах они являются главными минералами.

Во всех типах рудных тел встречаются разнообразные теллуриды, в том числе весьма редкие — костовит, штютцит, эмпрессит, мелонит, фройбергит, вольнскит, риккардит и др., многочисленные сурьмяные и висмутовые сульфосоли меди, свинца, серебра, а также разнообразные минералы системы Cu—Fe—Sn—S² (курамит, чаткалит, мохит, моусонит, кестерит, станнондит и другие редкие медно-оловянные сульфиды).

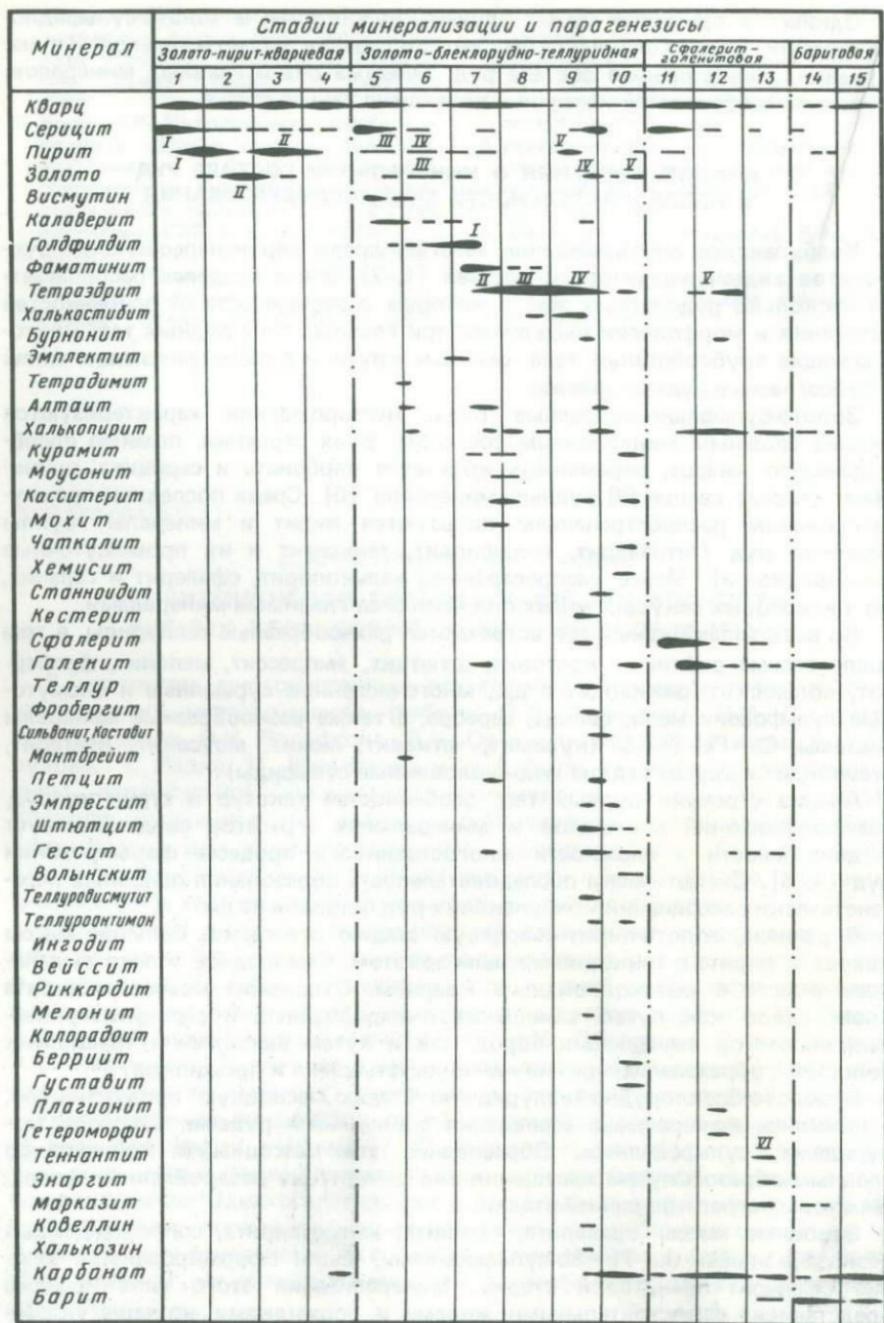
Анализ строения рудных тел, особенностей текстур и структур руд, взаимоотношений минералов и минеральных агрегатов свидетельствует о длительности и сложности многостадийного процесса формирования руд [4, 6]. Схематическая последовательность образования основных парагенетических ассоциаций кочбулакских руд показана на фиг. 1.

В раннюю, золото-пирит-кварцевую стадию отлагались большие массы кварца и пирита с тонкодисперсным золотом. Самородное золото выделялось вместе с метаколлоидным кварцем. Отложение кварца и пирита происходило как путем замещения окварцованных и серицитизированных обломков вмещающих пород, так и путем выполнения трещинных полостей с образованием ритмично-полосчатых жил и прожилков.

В золото-блеклорудно-теллуридную стадию, основную продуктивную, отложились минеральные ассоциации с блеклыми рудами, золотом, теллуридами, сульфосолями. Образование этих ассоциаций происходило главным образом путем замещения или цементации раздробленных кварц-пиритовых агрегатов ранней стадии.

Основные массы сфалерита, галенита, халькопирита, сопровождаемые разнообразными Cu—Pb—Sb-сульфосолями, были сформированы в течение сфалерит-галенитовой стадии. Минерализация этого типа нередко представлена самостоятельными жилами и прожилками, но чаще указанные парагенезисы наложены на минеральные агрегаты более ранних золото-кварц-пиритовой и золото-блеклорудно-теллуридной стадии. В этом случае в рудах широко представлены текстуры и структуры пересечения, замещения, коррозионные.

Завершался процесс рудообразования формированием баритовых и



Фиг. 1. Схема последовательности образования основных минеральных парагенезисов Кочбулянского месторождения

Арабские цифры — минеральные парагенезисы, римские — генерации некоторых минералов

кварц-барит-карбонатных прожилков, содержащих небольшие количества галенита, халькопирита и других сульфидов (баритовая стадия).

Для рудообразующего процесса характерно последовательное наложение минеральных ассоциаций более поздних стадий на продукты более ранних, а в пределах одной стадии — поздних парагенезисов на относительно более ранние. При этом наблюдается интенсивное замещение и преобразование ранее отложенных минералов, возникновение новообразованных минералов за счет элементов, высвобождаемых при замещении ранних минералов. К парагенезисам таких новообразованных ("реакционных") минералов принадлежат многие теллуриды и медно-оловянные сульфиды.

Исследование химизма главных рудообразующих минералов показало [6], что от ранних к поздним генерациям пирита увеличиваются содержания золота, сурьмы, меди, селена, возрастает величина отношений Sb/As и Ni/Co, повышается доля тяжелого изотопа серы (^{34}S). Также закономерно — от ранних к поздним генерациям происходят изменения состава блеклых руд — последовательно возрастают содержания цинка и сурьмы, снижаются концентрации теллура, мышьяка, серебра, железа. Выявлено также закономерное уменьшение пробности самородного золота от ранних к поздним его генерациям, обогащение позднего золота медью, теллуром, сурьмой и другими элементами, характерными для золото-блеклорудно-теллуридной стадии.

Особенностями развития рудообразующего процесса, как показали парагенетический анализ, изучение вариаций состава последовательно формирующихся минералов, температур гомогенезации включений минералообразующей среды в различных генерациях кварца, барита, карбонатов и сфалерита, являются циклическое изменение температур минералоотложения ($300\text{--}250^\circ\text{C}$ в начале и $130\text{--}90^\circ\text{C}$ в конце каждой стадии), неоднократное изменение Eh и pH гидротермального раствора, периодические его гетерогенизация и вскипание. Такой характер процесса рудоотложения обусловлен, по-видимому, формированием месторождения в малоглубинных условиях.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ РУДНЫХ ТЕЛ

Для выяснения особенностей распределения рудной минерализации в вертикальном разрезе рудных тел основное значение имеет выявление закономерностей изменения минерального и химического состава руд. Выше отмечалось, что руды Кочбулакского месторождения обладают весьма сложным и разнообразным минеральным составом, который характеризуется значительной изменчивостью даже в пределах отдельных участков и сечений рудных тел. Вариациям подвергнуты не только количественные соотношения между самими рудными минералами, но также и соотношения рудных и жильных минералов. В качестве примеров можно привести диаграммы вариаций содержаний основных жильных (кварц) и рудных (пирит, блеклая руда) минералов в вертикальных разрезах трубообразных (238, 241) и жильного (301) рудных тел (фиг. 2). Для удобства изложения материала нами в вертикальном разрезе рудоносной зоны условно выделено 29 горизонтов, отвечающих разным гипсометрическим уровням.

При вычислении нормативного минерального состава руд на разных горизонтах использовались пересчеты полных химических анализов объединенных

ненных проб, систематически характеризующих все указанные сечения (горизонты). Результаты пересчетов корректировались с помощью данных минералогических подсчетов в более чем 900 полированных шлифов, отобранных с основных разведочных и эксплуатационных горных выработок, вскрывающих трубообразные и жильные рудные тела. За 100% рудной массы принимали суммарные содержания кварца, пирита и блеклой руды с комплексом сопутствующих ей рудных минералов. Фрагменты незамещенных вмещающих пород, находящиеся в контурах рудных тел, при расчетах исключались.

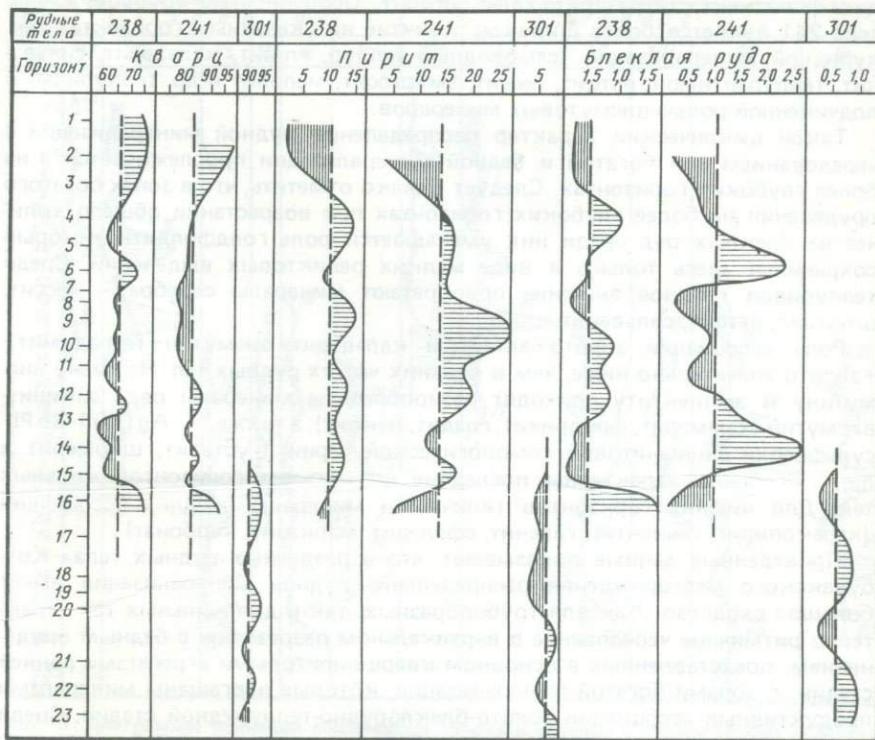
Для верхних (1–3) горизонтов трубообразных тел характерно резкое преобладание кварца, количества которого достигает 75–98%. Кварц на этих горизонтах представлен в основном метасоматической и коломорфной разновидностями, нередко присутствуют кварцевые брекчии. Пирит ранних генераций образует рассеянную вкрапленность в метасоматическом кварце (ассоциация кварц + серицит + пирит), тонкие прожилки, каймы вокруг реликтов вмещающих андезитов. Содержание минерала варьирует от 2 до 12%. Из других рудных минералов только блеклая руда, представленная теллурристой разновидностью — голдфиллитом, в отдельных участках образует локальные скопления, не имеющие широкого развития. В целом доля блеклой руды составляет не более 0,3–0,7%. В срастании с ней спорадически встречаются фаматинит, алтait, гессит, курамит, кассiterит, халькопирит. Среди метаколлоидного кварца изредка отмечаются мелкие выделения висмутина, тетрадимита, калапериата, колорадита, алтита, высокопробного самородного золота.

Ниже по разрезу количество кварца уменьшается (до 65–85%) за счет увеличения доли рудных минералов. Однако в распределении содержаний кварца и рудных минералов отмечаются как зоны максимумов (количество минерала превышает его среднее содержание в рудном теле), так и зоны минимумов, где содержание минерала ниже его среднего значения (фиг. 2). При этом концентрации кварца и рудных минералов, как правило, комплементарны.

На фоне уменьшения доли кварца с глубиной, наблюдаются локальные повышения его количества. Так, в трубообразном теле 238 локальные максимумы концентраций кварца отмечены на горизонтах 12–13, 14–15, 16, а ниже по разрезу, в жильном теле 301 — на горизонтах 16, 20, 22. Содержание пирита на указанных горизонтах обычно ниже его среднего содержания в рудном теле. Гипсометрические отметки максимумов накопления пирита (горизонты 4–5, 9, 12, 15, 21, 23) в изученных рудных телах в целом совпадают. В некоторых случаях они коррелируют и с максимальным содержанием блеклых руд, однако в целом распределение этого минерала более прихотливо — в ряде случаев максимумы накопления блеклой руды совпадают с максимумами кварца, в других — несколько смещены в разных телах по отношению друг к другу (фиг. 2).

Характер изменения содержания пирита и блеклой руды в рудных телах отражает особенности распределения основных минеральных парагенезисов в вертикальном разрезе рудной зоны, поскольку преобладающее количество пирита принадлежит ассоциациям ранней золото-пирит-кварцевой стадии, а блеклая руда входит главным образом в состав парагенезисов золото-блеклорудно-теллуридной стадии (см. фиг. 1). Сказанное подтверждается данными минерографического изучения руд.

Так, в верхней зоне максимального накопления пирита и блеклой руды (горизонты 4–5) в составе рудной минерализации установлено широкое развитие минеральных парагенезисов как ранней золото-пирит-кварцевой,



Фиг. 2. Диаграммы вариаций содержаний (в об. %) кварца, пирита и блеклой руды в вертикальных разрезах рудных тел

Горизонтальной штриховкой показаны зоны максимального накопления минералов, вертикальной — зоны минимумов. Пунктирная линия — среднее содержание минерала в рудных телах

так и основной продуктивной золото-блеклорудно-теллуридной стадий. Помимо пирита I, II, III генераций, образующих в ряде случаев скопления типа мелких колчеданных линз, здесь отмечены также повышенные количества блеклых руд, значительную роль среди которых играет голдфилдит.

Среди минералов заметное место занимают минералы золото-блеклорудно-теллуридной стадии — фаматинит, халькостибит, тетраэдрит, висмутин, гессит, алтант, колорадоит, петцит, тетрадимит, халькопирит, небольшие количества сфалерита и галенита. Самородное золото ассоциирует как с метаколлоидным кварцем, так и с блеклыми рудами и теллуридами. Характеризуя рудную минерализацию этого горизонта в целом, можно отметить, что в количественном отношении здесь более значительную роль играют ассоциации ранней золото-пирит-кварцевой стадии.

Ниже по разрезу, на уровне горизонтов 6—7, отмечается снижение количества рудных минералов, которые представлены здесь в основном пиритом. Минералы золото-блеклорудно-теллуридной стадии — небольшие количества блеклой руды, алтана, гессита, висмутина, халькопирита, встречаются редко. Однако уже на горизонтах 8—11 количество минералов продуктивных ассоциаций (самородное золото, теллуриды золота, серебра, свинца и висмута, сурьмяные и висмутовые сульфосоли, минералы олова) вновь возрастает. Весьма характерны здесь ассоциации золото+кварц, голдфил-

дит+фаматинит, тетраэдрит+халькостибит. Особенностью трубообразного тела 241 является более широкое развитие на указанных горизонтах теллуридной минерализации (самородный теллур, алтант, калаверит, сильванит, теллурантимон, петцит, гессит, эмпрессит, мелонит и др. теллуриды) с подчиненной ролью висмутовых минералов.

Такой циклический характер распределения рудной минерализации с чередованием зон богатой и бедной минерализации прослеживается и на более глубоких горизонтах. Следует однако отметить, что в зонах богатого оруденения на более глубоких горизонтах при возрастании общего количества блеклых руд среди них уменьшается роль гольдфилдита, который сохранился здесь только в виде мелких реликтовых выделений. Среди теллуридов главное значение приобретают минералы серебра – гессит, штотцит, петцит, сильванит.

Роль ассоциаций золото+алтант и калаверит+висмутин+тетрадимит+золото значительно ниже, чем в верхних частях рудных тел. На смену висмутину и эмплементиту приходят разнообразные минералы ряда айкинит-висмутин (хаммарит, фридрихит, гладит, пекоит), а также $\text{Ag}(\text{Cu})\text{-Bi-Pb}$ -сульфосоли лилианитовой гомологической серии (густавит, ширмерит и др.). Особенno характерны последние для нижних горизонтов жильных тел. Для нижних горизонтов типичны и минералы поздних ассоциаций (халькопирит, теннантит, галенит, сфалерит, марказит, карбонат).

Приведенные данные показывают, что в различных рудных телах Кочбулакского месторождения распределение рудной минерализации имеет большое сходство. Как для трубообразных, так и для жильных тел характерно ритмичное чередование в вертикальном разрезе зон с бедным оруднением, представленных в основном кварц-пиритовыми агрегатами ранней стадии, с зонами богатой минерализации, которые обогащены минералами продуктивных ассоциаций золото-блеклорудно-теллуридной стадии. Среди последних существенную роль играют блеклые руды, теллуриды, минералы висмута и олова.

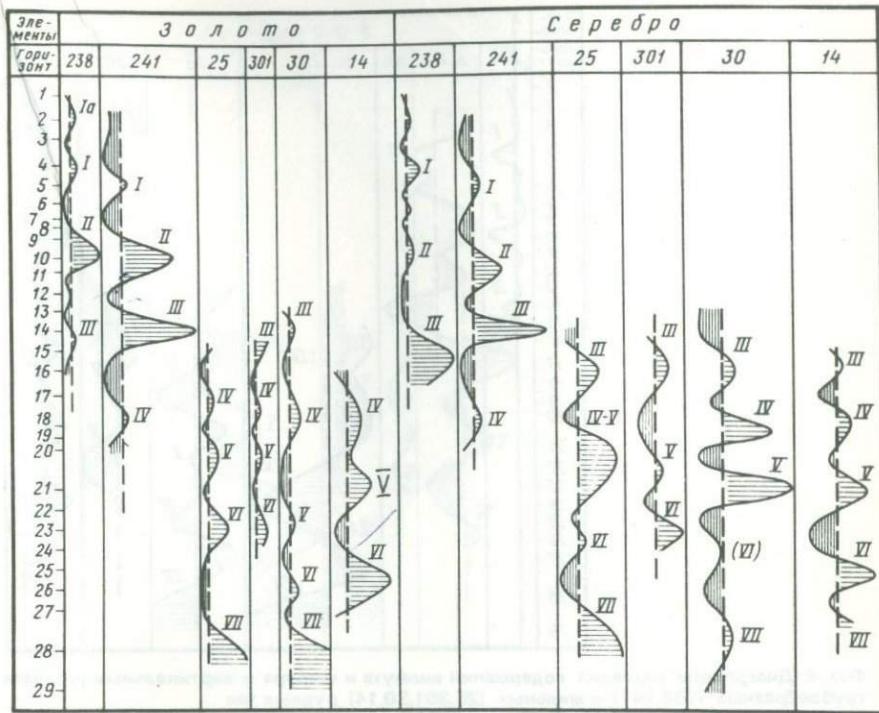
На верхних и средних горизонтах в зонах богатого оруденения заметное распространение имеет также ассоциация золото+кварц, принадлежащая ранней золото-пирит-кварцевой стадии, а в нижней части разреза возрастает роль минералов поздних, непродуктивных на золото парагенезисов. Такими закономерностями распределения рудной минерализации в вертикальном разрезе рудных тел характеризуется прямая пульсационная зональность.

Весьма показательно, что зоны с однотипной минерализацией, установленные в разных рудных телах, располагаются примерно на одних и тех же гипосометрических уровнях. Этот факт может свидетельствовать как о едином источнике рудного вещества, так и о единстве процесса, сформировавшего оруденение в рудных телах различных структурно-морфологических типов.

Ритмично-зональный характер распределения рудной минерализации в вертикальном разрезе рудных тел весьма контрастно отражается конфигурацией кривых распределения основных рудогенных элементов.

В основу построения кривых распределения элементов, называемых в дальнейшем интегральными кривыми распределения (ИКР), положены усредненные для каждого горизонта данные полных химических анализов объединенных проб, каждая из которых характеризует определенный объем рудного тела.

Число объединенных проб, по которым рассчитаны средние содержания элементов, на каждом горизонте варьирует от 3 до 12. Нами были рассчитаны средние значения 10 основных рудогенных элементов (Au , Ag , Cu , Bi , Sb , As , Te , Se , Pb , Zn) для каждого горизонта в двух трубообразных



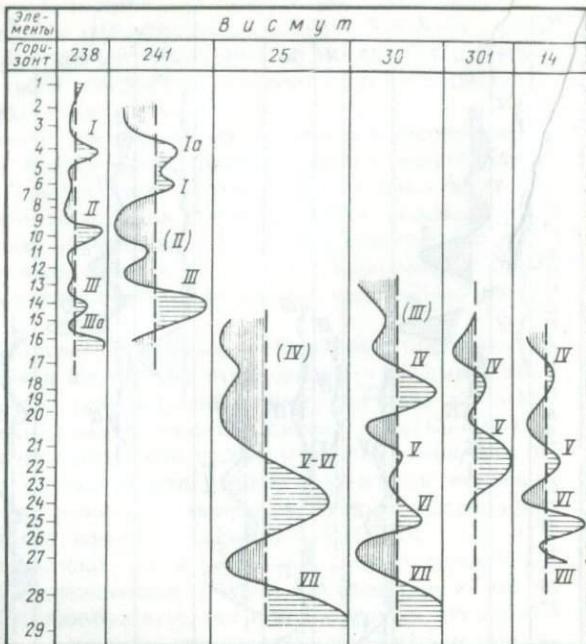
Фиг. 3. Диаграммы вариаций содержаний золота и серебра в вертикальных разрезах трубообразный (238, 241) и жильных (25, 301, 30, 14) рудных телах.

Горизонтальной штриховкой показаны зоны максимумов элементов, соответствующие зонам богатого оруденения, вертикальной — зоны минимумов (бедного оруденения). Римские цифры — номера (сверху вниз) зон максимумов. Вертикальные пунктирные линии — среднее содержание элемента в рудных телах

(238 и 241) и 4 жильных (25, 301, 30, 14) рудных телах. По этим данным были отстроены ИКР указанных элементов. В качестве иллюстрации здесь приведены ИКР золота и серебра (фиг. 3), а также висмута и теллура (фиг. 4). На этих диаграммах хорошо видно, что ИКР элементов имеют форму, близкую к синусоиде, с различными длинами волн и величиной максимумов и минимумов. Весьма похожей конфигурацией характеризуются ИКР других элементов — меди, сурьмы, мышьяка, селена, цинка и свинца.

Сопоставление гипсометрических отметок максимумов и минимумов на ИКР элементов с таковыми на кривых распределения основных минералов руд (см. фиг. 2), а также с гипсометрией зон богатого и бедного оруденения показывает, что особенности распределения рудных элементов в вертикальных разрезах рудных тел определяются закономерностями распределения в них рудной минерализации.

В вертикальном разрезе трубообразных рудных тел на ИКР золота и серебра отчетливо проявлены четыре максимума, отвечающие зонам богатого оруденения на горизонтах 4–5 (M-I), 8–11 (M-II), 14–15 (M-III), 17–18 (M-IV). Ниже по разрезу (прослежено на примере жильных тел 25, 301, 30, 14) характер вариаций золота и серебра не изменяется. Здесь



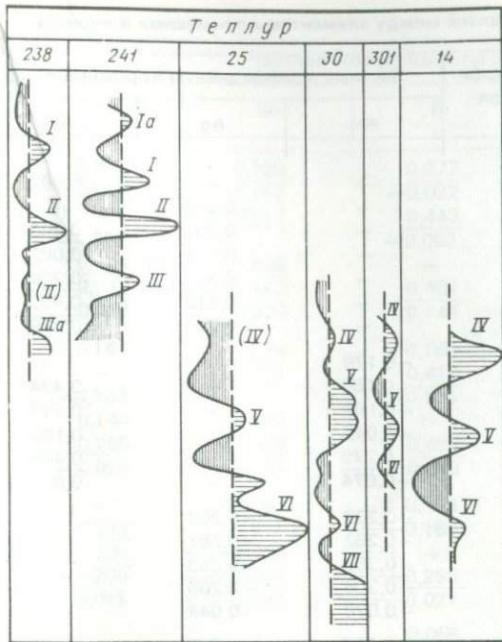
Фиг. 4. Диаграммы вариации содержаний висмута и теллура в вертикальных разрезах трубообразных (238, 241) и жильных (25, 301, 30, 14) рудных тел

Условные обозначения те же, что на фиг. 3

на ИКР также отмечено четыре максимума, верхний из которых по гипсометрии соответствует M-IV. Максимумы, располагающиеся на большей глубине, обозначены соответственно M-V (горизонты 20–21), M-VI (горизонт 23 для рудных тел 25, 301 и 25 для рудных тел 30 и 14) и M-VII (горизонты 28–29).

Примерно на тех же гипсометрических уровнях располагаются максимумы на ИКР висмута и теллура (фиг. 4). Как показано выше, указанным максимумам в рудных телах соответствуют зоны богатого оруденения, причем высота максимума определяется интенсивностью проявления минерализации продуктивных ассоциаций золото-блеклорудно-теллуридной стадии. Так, небольшой максимум Ia на ИКР золота в рудном теле 238 обусловлен проявлением на данном горизонте ассоциаций ранней золото-пирит-кварцевой стадии, среди минералов которых отсутствуют носители серебра, висмута и теллура.

Другой пример относится к зоне богатого оруденения, который соответствует M-II на ИКР элементов. Как уже отмечалось, здесь в рудном теле 238 широко представлены парагенезисы как золото-пирит-кварцевой, так и золото-блеклорудно-теллуридной стадий, среди минералов которой большую роль играют минералы золота и серебра, висмута, теллура. На указанных интервалах рудного тела 241 в составе продуктивных ассоциаций основное значение имеют разнообразные теллуриды золота, серебра и других элементов. В то же время среди них практически отсутствуют значительные скопления минералов висмута. Именно этим можно объяснить тот факт, что в трубообразном теле 241 на ИКР висмута M-II ярко не проявился (фиг. 4). Примеры зависимости конфигурации ИКР от состава



минерализации можно было бы продолжить, однако представляется, что и приведенные данные достаточно убедительны.

Рассмотренный материал по закономерностям распределения рудной минерализации и рудогенных элементов в вертикальных сечениях трубообразных и жильных тел показывает, что в них отчетливо проявлена волновая ритмозональность, заключающаяся в циклическом чередовании зон, оруденение которых представлено немногочисленными слабо продуктивными ассоциациями ранней золото-пирит-кварцевой стадии и зон, в которых, наряду с пирит-кварцевыми и золото-кварцевыми образованиями, значительную роль играют сульфосоли и теллуриды — минералы продуктивных парагенезисов золото-блекорудно-теллуридной стадии.

Несмотря на то, что гипсометрические уровни максимумов оруденения несколько различаются в разных рудных телах, в целом в вертикальном разрезе рудоносной зоны Кочбулакского месторождения правомочно выделение семи зон богатого оруденения (см. фиг. 3, 4), которые, вероятно, соответствуют зонам интенсивного рудоотложения.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ РУДОНОСНОЙ ЗОНЫ

Прежде, чем перейти к анализу закономерностей распределения элементов-примесей пирита в вертикальном разрезе рудоносной зоны, целесообразно кратко остановиться на результатах статистической обработки аналитических данных, позволившей выявить корреляционные связи между элементами, входящими в состав пирита.

Оценка силы корреляционных связей между элементами-примесями в пиритах

Пара элементов, связь между которыми оценивается	Парный коэффициент корреляции, r	Частные коэффициенты корреляции, ρ		
		Au	Ag	As
Au–Ag	0,705	—	—	0,692
Au–As	−0,190	—	−0,012	—
Au–Sb	0,518	—	0,301	0,493
Au–Sn	0,052	—	0,114	0,002
Au–Bi	0,431	—	0,350	0,394
Au–Cu	0,483	—	0,119	0,453
Au– $\delta^{34}\text{S}$	0,228	—	0,213	0,219
Ag–As	−0,258	−0,178	—	—
Ag–Sb	0,467	0,168	—	0,424
Ag–Sn	−0,040	−0,109	—	0,117
Ag–Bi	0,273	−0,048	—	0,192
Ag–Cu	0,514	0,279	—	0,468
Ag– $\delta^{34}\text{S}$	0,109	−0,074	—	0,095
As–Sb	−0,293	−0,232	−0,202	—
As–Sn	−0,267	−0,262	−0,287	—
As–Bi	−0,398	−0,357	−0,353	—
As–Cu	−0,353	−0,304	−0,266	—
As– $\delta^{34}\text{S}$	−0,070	−0,028	−0,044	—
Sb–Sn	0,161	0,157	0,203	0,090
Sb–Bi	0,325	0,132	0,233	0,238
Sb–Cu	0,787	0,716	0,721	0,764
Sb– $\delta^{34}\text{S}$	0,285	0,201	0,266	0,277
Sn–Bi	0,305	0,314	0,329	0,226
Sn–Cu	0,165	0,160	0,217	0,079
Sn– $\delta^{34}\text{S}$	0,338	0,336	0,345	0,332
Bi–Cu	0,330	0,154	0,230	0,221
Bi– $\delta^{34}\text{S}$	0,236	0,157	0,215	0,227
Cu– $\delta^{34}\text{S}$	0,135	0,029	0,092	0,118

Примечание. 95% – значимость при $|r| > 0,228$ ($n = 73$). Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции.

Для корреляционного анализа были использованы данные по содержанию в пиритах Au, Ag, As, Sb, Sn, Bi, Cu, а также изотопному составу серы пирита, полученные нами при изучении особенностей состава главных рудообразующих минералов кочбулакских руд [6]. Изотопный состав серы в тех же пробах пирита определен в Лаборатории изотопии серы ИГЕМ АН СССР Л.П. Носиком.

Статистическая обработка проведена на ЭВМ БЭСМ-6 в ВЦ АН СССР сотрудником Лаборатории математических методов ИГЕМ АН СССР И.А. Чижовой. Были рассчитаны парные (r) и частные (ρ) коэффициенты корреляции, позволяющие оценить силу связи между элементами и ее причинность [3, 5].

Для качественной оценки статистических связей концентраций элементов приняты следующие подразделения величин значимых парных коэффициентов корреляции: $|1–0,7|$ – сильная связь, $|0,7–0,5|$ – устойчивая

Частные коэффициенты корреляции, ρ

	Sb	Sn	Bi	Cu	$\delta^{34}\text{S}$
	0,612 −0,046	0,709 −0,182	0,677 −0,022	0,608 −0,023	0,703 −0,179
	— −0,037	0,517 —	0,443 −0,092	0,255 −0,032	0,486 −0,027
	0,324 0,143 0,097	0,436 0,482 0,223	— 0,401 0,144	0,328 — 0,187	0,398 0,469 —
	−0,143	−0,279 — 0,481	−0,169 0,416	−0,095 0,119	−0,252 0,458
	−0,133	— 0,144 0,268 −0,028	−0,135 0,300 0,529 0,131	0,127 — 0,467 0,048	−0,083 0,256 0,507 0,047
	— −0,233 −0,335 −0,208 0,015	−0,263 — −0,166 — 0,022	−0,188 0,294 −0,166 — 0,027	−0,026 0,051 −0,266 0,113 −0,024	−0,286 −0,259 −0,319 −0,348 —
	— — — 0,271 0,064 0,309 0,127 0,158 −0,151	— 0,294 0,781 0,761 — 0,248 — 0,298 — 0,148 — 0,204 — 0,085 0,062	— 0,068 — — 0,072 0,288 — — 0,270 — 0,323 — 0,204 — —	0,051 0,113 0,277 — 0,293 — 0,270 — 0,128 — 0,310 — —	0,071 0,277 0,788 — — — 0,247 0,128 — — — — —

связь, $< |0,5|$ – слабая связь. Частные коэффициенты корреляции (ρ) позволяют оценить влияние каждого из входящих в матрицу элементов на силу связи между рассматриваемой парой элементов. Если при исключении (закреплении) того или другого элемента из расчетной матрицы $|\rho|$ мало отличается от $|r|$, связь между рассматриваемой парой элементов считается обусловленной генетическими причинами. Если $|\rho|$ становится незначимым, то корреляция между рассматриваемыми элементами индуцирована через этот, третий элемент. Такие корреляционные связи называются наведенными (парагенетическими) [5].

Рассмотрим в качестве примера корреляционные связи между элементами, входящими в состав пиритов, отобранных из жильного рудного тела 301 (таблица).

Сильная генетическая положительная связь установлена только между содержаниями золота и серебра ($r = +0,705$). При закреплении любого из

присутствующих в расчетах элемента ($\text{As}, \text{Sb}, \text{Sn}, \text{Bi}, \text{Cu}, \delta^{34}\text{S}$) характер связи между Au и Ag, судя по значениям ρ , существенно не меняется. Из этого следует, что корреляция между содержаниями Au и Ag в пиритах обусловлена генетическими причинами, одной из которых может быть одновременное вхождение обоих элементов в состав кристаллизирующегося минерала. Можно также считать, что этот факт свидетельствует об отсутствии в проанализированных пробах пирита включений более поздних минералов серебра.

Для золота также характерна устойчивая связь с сурьмой ($r = +0,518$) и слабая корреляция с висмутом ($r = +0,413$). Эти связи также являются генетическими, в то время, как корреляция золота с медью ($r = +0,483$) индуцируется посредством сурьмы и серебра (при закреплении серебра и сурьмы ρ становятся незначимыми, см. табл.). С мышьяком, оловом и $\delta^{34}\text{S}$ золото не коррелирует.

Серебро, помимо корреляции с золотом, обладает также устойчивой генетической связью с медью ($r = +0,515$) и слабыми наведенными связями с висмутом (индуцируется посредством Au, As, Cu) и сурьмой (наведена через золото). Серебро и мышьяк являются элементами-антагонистами ($r = -0,258$). Связь между ними слабая, наведенная через золото, сурьму, висмут и медь (табл.).

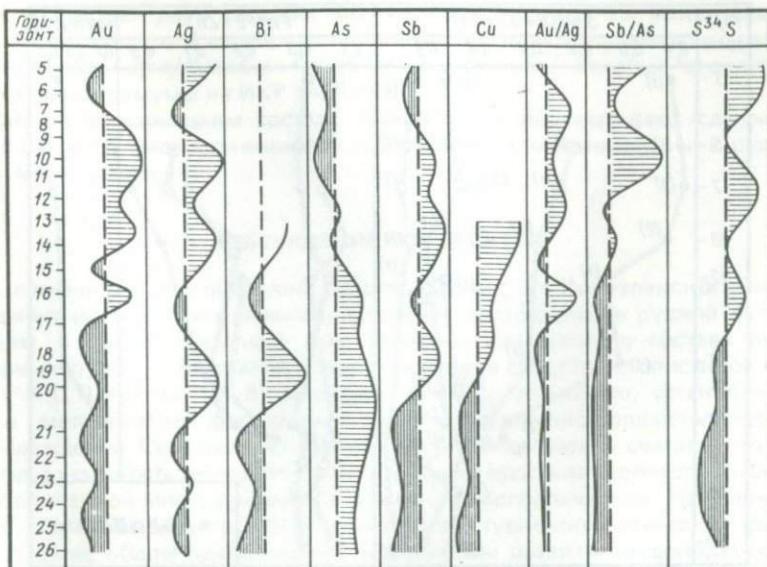
Весьма характерно, что мышьяк образует слабые отрицательные связи и с другими элементами, входящими в состав пирита — сурьмой, оловом, висмутом, медью, причем все связи являются наведенными, парагенетическими. Из этого можно сделать вывод о нехарактерности мышьяка для рудообразующего процесса золото-пирит-кварцевой стадии, в которую отлагались основные массы пирита.

Для сурьмы характерна сильная генетическая связь с медью ($r = +0,787$) и слабая наведенная корреляция с висмутом и $\delta^{34}\text{S}$. Связь олова с висмутом и $\delta^{34}\text{S}$ — генетическая, а висмута с медью и $\delta^{34}\text{S}$ — парагенетическая (табл.).

Элементы, обладающие генетической связью, можно считать типоморфными для рудных пиритов Кочбулакского месторождения. Такими элементами являются Au, Ag, Sb, Bi, Sn, Cu — основные компоненты руд месторождения, определяющие его геохимический профиль.

Сопоставление содержаний примесных элементов в пиритах из трубообразных и жильных рудных тел показывает, что они характеризуются одним порядком величин и что различия в концентрациях того или другого элемента в минерале на различных горизонтах одного и того же рудного тела более существенны, чем различия между их средними значениями в разных рудных телах.

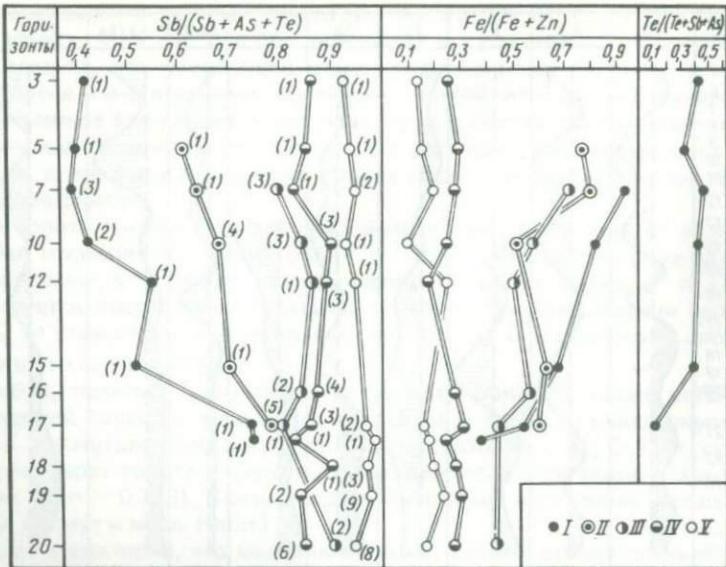
Имеющиеся аналитические данные по содержаниям элементов-примесей в пирите из трубообразных и жильных рудных тел, характеризующие разные их горизонты, позволяют рассмотреть закономерности концентраций этих элементов в минерале, в зависимости от положения в вертикальном разрезе рудоносной зоны. С этой целью были вычислены средние содержания Au, Ag, Bi, Sb, As, Cu и $\delta^{34}\text{S}$, а также Au/Ag и Sb/As отношения в пиритах, которые характеризуют различные горизонты в вертикальном разрезе рудоносной зоны (с учетом гипсометрии трубообразных и жильных рудных тел). Конфигурация построенных по этим данным ИКР указанных элементов, Au/Ag и Sb/As отношений (фиг. 5), так же как в рассмотренных выше кривых распределения валовых концентрацийrudогенных элементов в рудных телах (см. фиг. 3, 4), имеет вид синусоид с переменными длинами волн и амплитудами максимумов.



Фиг. 5. Обобщенные диаграммы вариаций содержаний элементов-примесей, $\delta^{34}\text{S}$ и отношений Au/Ag и Sb/As в пирите в вертикальном разрезе рудоносной зоны

Для пирита из участков рудных тел, расположенных в верхних частях рудоносной зоны, характерно преобладание золота над серебром и сурьмы над мышьяком (см. фиг. 5, ИКР Au/Ag и Sb/As), а также более высокая доля тяжелого изотопа ^{34}S в составе сульфидной серы (ИКР $\delta^{34}\text{S}$). По этим данным можно сделать вывод о количественном преобладании в данных участках рудных тел пирита более поздних генераций, который характеризуется повышенными содержаниями золота, сурьмы и изотопа ^{34}S [6]. Этот вывод согласуется с отмеченными выше особенностями корреляционных зависимостей элементов, входящих в состав пирита. Полученные данные могут быть использованы при оценке глубины эрозионного среза рудных тел.

Весьма интересные закономерности выявляются при сопоставлении ИКР элементов пирита и ИКР элементов рудных тел. При этом отчетливо видно, что основные максимумы накопления золота и серебра в рудах (фиг. 3) и в пирите (фиг. 5) по гипсометрическим отметкам в целом совпадают. Коррелируются также закономерности распределения и других элементов, совпадающие в общем с рассмотренными выше особенностями распределения рудной минерализации в вертикальном разрезе рудоносной зоны (фиг. 2). Эти данные показывают, что в рудных телах Кочбулакского месторождения наряду с отчетливо проявленной вертикальной вещественной (минеральной и химической) ритмозональностью имеет место и скрытая ритмозональность, обусловленная волновым характером распределения элементов в главном рудном минерале ранней золото-пирит-кварцевой стадии — пирите. Это свидетельствует, что причины волновой ритмичности в распределении рудной минерализации в вертикальном разрезе обусловлены не только последовательным телескопированием разновременных минеральных парагенезисов, а являются следствием более общих причин,



Фиг. 6. Диаграммы вариаций средних значений отношений $Sb/(Sb + As + Te)$, $Te/(Te + Sb + As)$, $Fe/(Fe + Zn)$ в разновременных генерациях блеклых руд в вертикальном разрезе рудносной зоны

Римские цифры соответствуют номеру генерации блеклой руды, арабские цифры в скобках — число анализов данной генерации

проявившихся уже на ранней стадии развития рудообразующей системы и оказывающих влияние в течение всего минералообразующего процесса.

Такое влияние сказывалось не только на характере распределения рудной минерализации и закономерностях поведения элементов-примесей в пирите, но и на вариациях состава некоторых минералов золото-блеклорудно-теллуридной стадии в зависимости от их положения в вертикальном разрезе рудных тел.

Контрастные изменения состава минералов группы блеклой руды происходят, как было ранее показано [6], в ходе развития процесса минералообразования, от ранних к поздним парагенезисам, вследствие изменения физико-химических параметров рудообразующей системы. Анализ многочисленных данных по химизму блеклых руд Кочбулакского месторождения позволил установить, что соотношения элементов, входящих в состав каждой генерации минерала, испытывают заметные колебания также в зависимости от положения в вертикальном разрезе рудносной зоны. Особенно четкие закономерности прослеживаются для отношений $Sb/Sb + As + Te$, $Te/Te + Sb + As$ и $Fe/Fe + Zn$ (фиг. 6).

Так, от верхних к нижним горизонтам в I генерации блеклой руды происходит уменьшение теллуристности и железистости, увеличение сурьмянистости; во II генерации — уменьшение железистости и увеличение сурьмянистости; в III генерации — уменьшение железистости; в IV — незначительные вариации отношений $Fe/Fe + Zn$ и $Sb/Sb + As + Te$, при небольшом увеличении мышьяковистости; в V генерации — стабильность в целом железистости и сурьмянистости, с заметными вариациями этих параметров от горизонта к горизонту. Следует также добавить, что от верхних к нижним горизонтам рудной зоны в составе всех генераций блеклой

руды возрастает роль серебра. Весьма показательно, что максимальные содержания теллура и серебра установлены в соответствующих генерациях блеклых руд, приуроченных к зонам оруденения, которые определяют основные максимумы на ИКР элементов.

Данные по вариациям состава блеклых руд подтверждают сделанный выше вывод о многопричинности проявления ритмозональности в рудных телах месторождения.

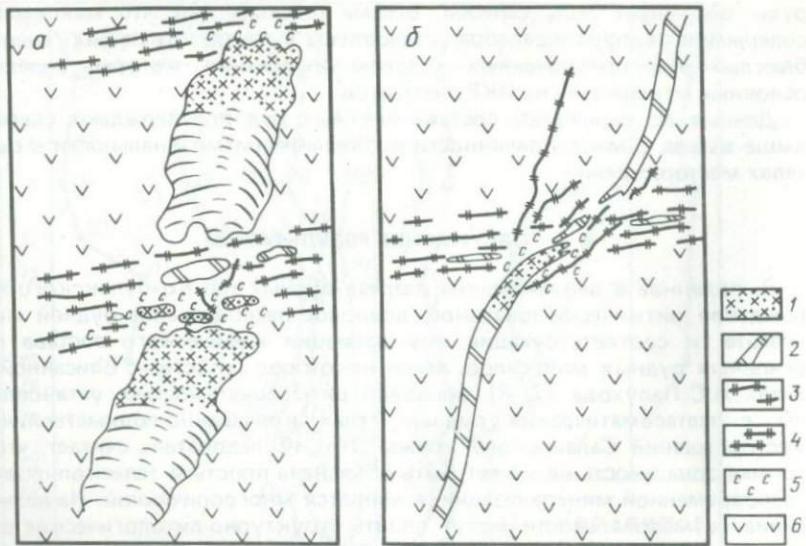
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выявленное в вертикальном разрезе рудных тел Кочбулакского месторождения ритмически-зональное, волновое распределение рудной минерализации и соответствующие ему вариации химического состава руд и основных рудных минералов, имеет некоторое сходство с описанной в работах А.С.Лапухова [7, 8] волновой ритмозональностью, установленной им в метасоматических рудных телах колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа. Этот исследователь считает, что ритмичная зональность не может быть объяснена простым телескопированием разновременной минерализации, а является многопричинной. На возникновение ритмозональности могут влиять структурно-литологические факторы, а также общие закономерности динамики развития рудообразующих систем.

В настоящее время трудно однозначно определить, насколько применимы рассмотренные выше представления для объяснения ритмозональности рудных тел Кочбулакского месторождения, но существование в них такой зональности не вызывает сомнения. В то же время рассмотренные выше материалы позволяют утверждать, что телескопирование разновозрастной минерализации, сопровождаемое явлениями переотложения и концентрации полезных компонентов, было только одной из причин возникновения в рудных телах ритмично-повторяющихся зон богатого оруденения. В этой связи возникает вопрос — почему в различных рудных телах соответствующие максимумы (зоны богатого оруденения) локализуются на примерно одинаковых и тех же гипсометрических уровнях?

Ведущая роль в этом может принадлежать, по нашему мнению, долговременным геологическим факторам, таким как литологический и структурный, которые оказывали влияние в течение всего периода рудообразования. Однако каких-либо ярко выраженных изменений литологического состава вмещающих рудные тела вулканитов, которые могли бы контролировать формирование локализованных на определенных горизонтах зон богатого оруденения, в пределах изученного вертикального интервала развития оруденения, не наблюдается. Детальными данными об изменчивости петрофизических свойств вмещающих пород мы не располагаем. Поэтому говорить о влиянии литологического фактора пока представляется преждевременным.

Более обоснованным, на наш взгляд, является предположение о существенном влиянии на распределение рудной минерализации структурного фактора, а именно внутриинформационных пологопадающих разрывных нарушений (Узун, Кальта, Четги и др.), которые контролируют золоторудные жилы и зоны окварцевания и сами содержат линзовидные рудные залежи [1, 2]. Помимо упомянутых межинформационных разрывных нарушений, которые прослеживаются в пределах всего месторождения, в отдельных его участках отмечаются также пологие зоны нарушений более мелкого порядка. Примеры соотношений трубообразных рудных тел и крутопадаю-



Фиг. 7. Схемы соотношений пологопадающих межформационных зон нарушений с трубообразными (а) и жильными (б) рудными телами (вертикальные разрезы).

1 — зоны богатого оруденения; 2 — кварцевая жила; 3 — кварцевые прожилки; 4 — межформационная пологозалегающая зона разрывных нарушений; 5 — интенсивная серicitизация; 6 — пропилитизированные вулканиты андезито-дацитового состава

ших жил с пологими зонами нарушений показаны на фиг. 7. На схематическом изображении верхней части трубообразного тела 238 видно (фиг. 7, а), что зоны богатого оруденения приурочены к участкам тела, ограниченным сверху пологими разрывными зонами, интенсивно здесь серicitизированными. По гипсометрии эти участки рудного тела соответствуют горизонтам 2 и 4 (максимумы Ia и I на ИКР золота, см. фиг. 3).

Другой пример характеризует соотношения крутопадающего рудного тела 14 с зоной Кальта (фиг. 7, б). Здесь, так же, как и в предыдущем случае, зона богатого оруденения (соответствует M-V на ИКР золота, см. фиг. 3), приурочена к изогнутому участку жилы, ограниченному сверху пологой зоной нарушений (Кальта). Характерно, что и в данном случае участок богатого оруденения сопровождается интенсивной серicitизацией, а само пологопадающее нарушение минерализовано.

Подобные соотношения наблюдаются и в других рудных телах. Не вызывает сомнения, что зоны пологопадающих разрывных нарушений были заложены в дорудное время, а в период рудообразования играли роль своего рода экранов, контролируя пути продвижения минералообразующих растворов, и, возможно, нередко сами являлись такими путями. Подтверждением последнего служат упомянутые выше пологие линзовидные залежи, приуроченные к пологопадающим зонам нарушений.

Рассмотренные примеры показывают, что структурный фактор оказал существенное влияние на локализацию зон богатого оруденения в вертикальном разрезе рудных тел. Причиной же интенсивного рудообразования именно в этих участках могла быть резкая смена физико-химических и термодинамических параметров рудообразующей системы. Такие изменения могли произойти при встрече восходящих потоков гидротермального

раствора с имеющими контрастный состав, температуру и окислительно-восстановительный потенциал горизонтами вадозных вод, которые могли быть приурочены именно к хорошо проницаемым пологим зонам нарушений.

Высказанные соображения о причинах появления волновой ритмической зональности в рудных телах Кочбулакского месторождения не могут, естественно, дать исчерпывающего объяснения этого интересного, но вместе с тем и чрезвычайно сложного явления. Возможно, на формирование ритмической зональности оказывали влияние и другие факторы, в том числе и упоминавшиеся динамические факторы развития саморазвивающейся рудообразующей системы.

ВЫВОДЫ

1. В рудных телах Кочбулакского месторождения распределение рудной минерализации по вертикали имеет волновой, ритмически-зональный характер, обусловленный чередованием зон богатого и бедного оруденения. Кривые распределения рудогенных элементов, отражающие особенности изменения химизма минерализации, имеют форму синусоид с переменной длиной волны и амплитудой максимумов. Подобным образом в вертикальном разрезе изменяется и состав главных рудообразующих минералов — пирита и блеклой руды.

2. Зоны богатого и бедного оруденения в различных рудных телах представлены сходной по составу минерализацией. Первые, как правило, имеют сложный минеральный состав, в них широкое развитие получили практически все парагенезисы продуктивных золото-пирит-кварцевой и золото-блеклорудно-телеуродной стадий. Вторые сложены в основном кварц-пиритовыми агрегатами ранней золото-пирит-кварцевой стадии с подчиненным значением минералов золото-блеклорудно-телеуродной стадии.

3. В разрезе рудоносной зоны выделяются семь зон оруденения, которые отражаются в виде максимумов на кривых распределения основных рудогенных элементов. В различных рудных телах указанные максимумы располагаются примерно на одних и тех же гипсометрических отметках (горизонтах). Предполагается, что расположение зон богатого оруденения определялось положением в вертикальном разрезе долгоживущих пологозалегающих межформационных разрывных нарушений.

4. Возникновение зон богатого оруденения было обусловлено интенсивным рудоотложением в участках сочленения рудных тел с долгоживущими пологозалегающими межформационными разрывными нарушениями, вероятно в результате смешения восходящих потоков гидротермального раствора с имеющими контрастный состав, температуру и окислительно-восстановительный потенциал горизонтами вадозных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевская М.Г., Рожков И.С. Месторождения золота. — В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 3. М.: Недра, 1978, с. 5—76.
2. Валейшо С.О., Голощуков П.М., Мансуров М.М. и др. Геология Кочбулакского рудного поля. — В кн.: Рудные формации и основные черты металлогенеза золота Узбекистана. Ташкент: Фан, 1969, с. 396.
3. Van der Varden. Математическая статистика. М.: Изд-во иностр. лит., 1960.
4. Генкин А.Д., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г. Текстурные особенности руд и механизм формирования трубобразных рудных тел Кочбулакского месторождения. — В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, 1980, с. 127—139.
5. Груза В.В. Линейные парагенезисы

- главных породообразующих элементов девонских кислых эфузивов Алтас-Саянской складчатой области и опыт их генетической интерпретации. — Сов. геология, 1964, № 12, с. 27—38.
6. Коваленко В.А., Тронева Н.В., Дорониченко В.В. Особенности состава главных рудообразующих минералов трубообразных рудных тел Кочбулакского месторождения. — В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, 1980, с. 140—164.
7. Лапухов А.С., Галкин Б.А. О ритмическом характере вертикальной зональности некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений. — Геология и геофизика, 1972, № 2, с. 20—28.
8. Лапухов А.С. О ритмической зональности метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений (на примере рудных полей Салаирского кряжа). — В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1973, с. 181—197.

УДК 553.062.067 + 553.061.13

Г.А. Тананаева

**КАЛЬДЕРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ
В НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ РАЙОНАХ КАРАМАЗАРА
(Кураминский хребет)**

Под названием Карамазар известна юго-западная часть Кураминского хребта. Восточная граница Карамазара одними авторами проводится несколько восточнее Адрасманской кальдеры, другими отодвигается еще далее к востоку, за Лашкерекскую кальдеру. Кураминский хребет вместе с примыкающим к нему с севера-запада Чаткальским образуют Чаткало-Кураминский регион, входящий в сложную систему Западного Тянь-Шаня.

По данным Н.П. Лаверова и др. [4] и И.Н. Томсона и др. [7], этот регион представляет собой сводовое поднятие, наложенное на складчатые образования нижне-среднепалеозойского возраста в процессе верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации. Это поднятие, названное ими Западно-Тяньшанским мегасводом, состоит из двух дочерних сводов — Чаткальского и Кураминского. Кураминский свод, охватывающий хребты Кураминский, Каржантау и юго-западную часть Чаткальского, осложнен системой вулканогенных прогибов и кальдер и разбит многочисленными линейными разломами. К осевой части рассматриваемого свода приурочен грабен долины реки Ангрен, имеющий также северо-восточное простиранье. В последнее время работами А.Е. Антонова, В.А. Арапова, А.Н. Задориной, Н.Т. Кочневой, Н.П. Лаверова и других выявлена значительная роль кальдерных образований в концентрации оруденения и их сложное внутреннее строение.

Изучая металлогению Чаткало-Кураминского региона, мы обратили внимание на зональное размещение разнотипных проявлений минерализации в пределах двух рудных районов — Адрасманского и Алмалыкского, обусловленное сложным строением районов, возникшим в результате длительного геологического развития.

АДРАСМАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Адрасманский рудный район приурочен к Адрасманской кальдере, расположенной на южном склоне Кураминского хребта. Размер кальдеры 20 x 25 км, ее фундаментом служат гранодиориты среднекаменноугольного возраста, а сама кальдера сложена верхнепалеозойскими вулканитами.

С помощью морфоструктурного анализа современного рельефа, дешифрирования космических и высотных снимков и палеореконструкций было установлено [6], что в ее пределах выделяется центральная кальдера второго порядка, диаметром около 12 км, и периферическое поднятие. Центральная кальдера выполнена пермскими вулканитами шурабсайской, равашской и кызылнуринской свит, и состоит, в свою очередь, из трех кольцевых структур, две из которых являются разновозрастными образованиями: наиболее молодая из них (A_3) сложена вулканитами кызылнуринской свиты (тавакская толща) и смещена на север относительно более древней (A_2), сложенной вулканитами шурабсайской и равашской свит.

В северо-восточной части центральной кальдеры на ее стыке с двумя купольными поднятиями периферического пояса расположена небольшая воронкообразная впадина, характеризующаяся увеличением мощностей вулканогенных толщ пермского возраста, в том числе наиболее молодых из них — тавакской и саттарской (кызылнуринская свита) (фиг. 1). Образование этой воронкообразной впадины, по-видимому, вызвано ускоренным прогибанием земной коры в данном ее участке.

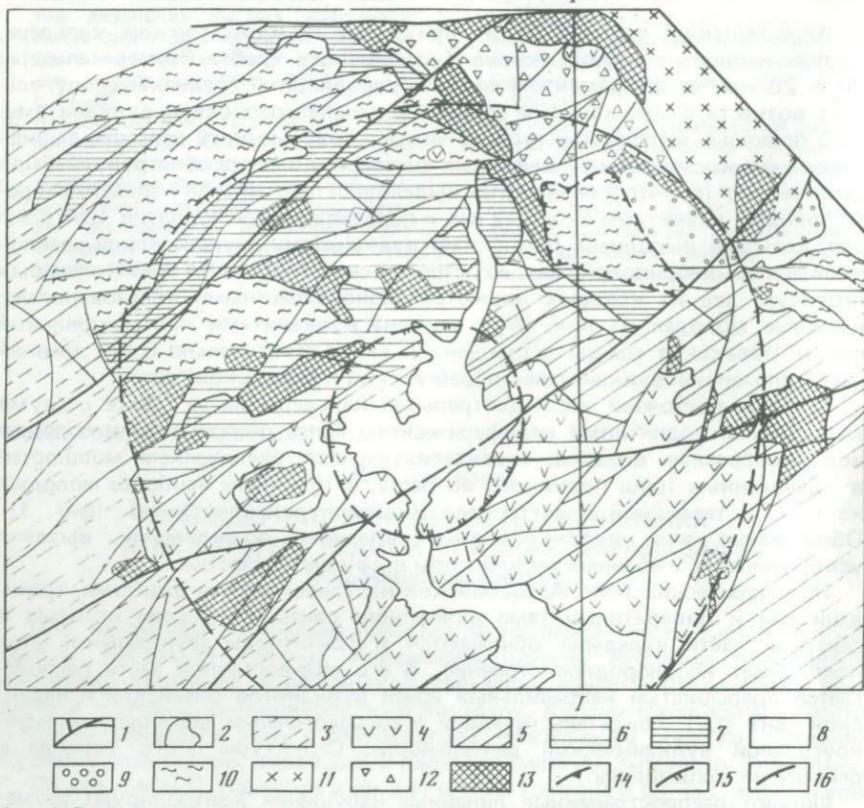
Периферический пояс Адрасманской кальдеры сложен дацитами, трахидацитами и липарито-дацитами акчинской свиты (C_2), среди которых в северной части кальдеры обнажаются и гранитоиды фундамента. Этот пояс имеет неоднородное строение. В его юго-восточной части располагается прерывистый неправильный ареал вулканитов ояскойской и надакской свит (C_3), свидетельствующий о сосредоточении здесь верхнекаменноугольной вулканической деятельности. Структуры этого периода в рельефе не сохранились.

Широко распространенные линейные нарушения контролируют размещение в пределах кальдеры даек и минерализации. Большая часть этих нарушений имеет северо-восточное и близширотное простирание.

Среди эндогенных проявлений рассматриваемого рудного района распространены серебро-флюорит-полиметаллические, медно-висмутовые, свинцовые, гематитовые, баритовые, редкометальные. Характерно обилие безрудных кварцевых жил и полей метасоматитов.

Серебро-флюорит-полиметаллические проявления Адрасманского района изучали Е.Н. Некрасов, Е.Г. Краснов, В.Н. Байков, А.М. Бакланов, И.Н. Кутькин, С.В. Мясников и другие исследователи, работы которых использованы нами для характеристики минерального состава этих проявлений. Главные рудные минералы описываемых проявлений — галенит, сфалерит, пирит, блеклая руда; второстепенные — халькопирит, арсенопирит, борнит, гематит, пирротин, марказит; редкие — минералы серебра (аргентит, поливазит, пирарагрит и другие минералы). Среди жильных минералов преобладает кварц, местами широко распространен флюорит, встречаются карбонаты кальция, магния и железа, серицит, хлорит, барит.

Вмещающие породы в пределах рудных тел серицитизированы, но вблизи сульфидных прожилков наблюдается хлоритизация. Характер оруднения прожилково-вкрашенный. Размеры выделений рудных минералов в породе — сотые и тысячные доли миллиметра. Под микроскопом можно видеть, что рудные вкрапления приурочены в основном к серицитизированным и хлоритизированным вкрашенникам полевых шпатов. Псевдо-



Фиг. 1. Геолого-структурная схема центральной части Адрасманской кальдеры

1 — основные разломы; 2 — контакты пород; 3—8 — верхнепалеозойские эфузивные породы: 3 — андезито-дацитовые порфирь ачинской свиты (C_2), 4 — андезито-дацитовые порфирь и их туфы верхнекушайникской толщи, 5 — флюидальные липариты, лавобрекчи с прослойями туфов тарызканской толщи шуррабайской свиты, 6 — аксайские биотит-амфиболовые липариты шуррабайской свиты, 7 — сферолитовые порфирь сферолитовой толщи (равашская свита), 8 — флюидальные фельзиты и осадочные породы тавакской толщи (кызылнуринская свита); 9 — отложения мела и палеогена; 10 — четвертичные отложения; 11 — верхнепалеозойские гранитоиды; 12 — Адрасманский массив экструзивных кварцевых порфиров; 13 — вулканические жерла и субвулканические тела; 14 — границы центральной кальдеры по данным морфоструктурного анализа (по Н.Т. Кочневой); 15 — границы внутренней кольцевой структуры; 16 — границы воронкообразной впадины

морфозы серицита и хлорита по полевым шпатам нередко содержат также кристаллы кварца.

Последовательность образования минеральных ассоциаций на рассматриваемых проявлениях такова: 1) пирит-арсенопиритовая с кварцем и серицитом, 2) полиметаллическая: галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит, борнит, кварц, серицит, хлорит, местами флюорит, карбонаты, 3) минералы серебра, 4) кварц, гематит, иногда барит, причем гематит интенсивно кородирует все перечисленные выше сульфиды, 5) безрудные карбонатные прожилки.

Зональность на рассматриваемых проявлениях изучена недостаточно.

Установлено, что многие рудные тела являются слепыми: их верхние части отстоят на 100 × 200 м от дневной поверхности. На этом безрудном интервале, приуроченном к породам тавакской толщи, породы слабо изменены: наблюдается лишь частичная серицитизация полевых шпатов и биотита. В верхних частях рудных тел из сульфидов преобладает галенит, здесь же встречаются минералы серебра. С глубиной увеличивается количество сфалерита и халькопирита, мышьяковые блеклые руды сменяются сурьмяными. Значительные количества флюорита появляются в нижних частях рудных тел.

Ниже некоторых серебро-полиметаллических рудных тел на различной глубине от поверхности обнаружены медно-висмутовые руды, содержащие большие количества гематита. По имеющимся данным, эти руды аналогичны рудам самостоятельных медно-висмутовых проявлений рассматриваемого района, которые будут описаны ниже.

Медно-висмутовые проявления Адрасманского рудного района на протяжении ряда лет изучали А.Б. Бакланов, М.М. Болдырева, Ю.С. Бородаев, О.В. Жаркова, Л.И. Лукин, Э.Ф. Минцер, Г.А. Тананаева, А.И. Тишкун и другие. Характеристика этих проявлений приводится нами с учетом работ перечисленных авторов.

Основная особенность минерального состава медно-висмутовых проявлений — постоянная ассоциация висмутовых минералов с халькопиритом, который количественно преобладает. В рудных телах этих проявлений весьма широко распространены гематит, пирит, железистый хлорит, калиевый полевой шпат, кварц, местами магнетит. Более редки марказит, арсенопирит, галенит, сфалерит, а из жильных — серицит, карбонаты, барит.

Текстуры руд разнообразны: кокардовые, брекчевые, пятнистые, вкрапленные, друзовые, свидетельствующие об участии в формировании руд как процессов метасоматоза, так и выполнения полостей.

По взаимоотношениям прожилков различного состава нами выделяются стадии минерализации: 1) кварц-гематитовая первая, 2) сульфидная медно-висмутовая, 3) галенит-сфалеритовая, 4) кварц-(барит)-гематитовая вторая, 5) карбонатная с гетитом, гематитом и небольшим количеством сульфидов.

Кварц-гематитовая минерализация представлена жилами, прожилками, гнездами и вкраплениями в породе. Помимо кварца и гематита, явлюющихся главными минералами, в них постоянно присутствуют железистый хлорит, пирит, калишпат, небольшое количество магнетита. Жилы нередко имеют полосчатое строение, обусловленное многократным чередованием полос кварца и гематита. Последний часто имеет форму сферолитов, размер которых достигает одного и более сантиметров. Друзовые полости в центральных частях жил обычно выполнены мелкозернистым кварц-гематитовым агрегатом или мелкочешуйчатым гематитом.

Большая часть хлорита, содержащего до 34% FeO и 2–4% Fe₂O₃ (аналитик Б.М. Елоев) выделяется в зальбандах жил или замещает вмещающие породы (кварцевые порфиры, дацитовые и андезитовые порфиры и др.) на контакте с жилами.

Магнетит присутствует в виде изометричных зерен, заключенных в кварце ранних генераций и замещается гематитом. Калишпат образует оторочки крупных кристаллов в зальбандах жил, реже его зерна встречаются в скоплениях гематита в их центральных частях. Количество магнетита и калиевого полевого шпата заметно увеличивается с глубиной.

Зерна пирита приурочены к скоплениям гематита, пластинки которого

обычно присутствуют в центральных частях этих зерен. Замещения гематита магнетитом при этом не наблюдается.

Сульфидная медно-висмутовая минерализация представлена неправильными маломощными прожилками, гнездами, вкраплениями в породе. Прожилки сложены кварцем и хлоритом, среди которых находятся гнезда рудных минералов: пирита, халькопирита, висмутовых минералов, реже борнита, галенита, арсенопирита и др.

Минералогия висмута в рассматриваемом районе сложна и недостаточно изучена. Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что среди минералов висмута здесь наиболее распространены серебро-свинцово-медно-висмутовые (берриит, бенжаминит) и медно-свинцово-висмутовые (айкинит, рецбанниит), реже встречаются медно-висмутовые (эмплектит, виттехинит) сульфосоли, а также висмутин, матильдит. Повсеместно распространен самородный висмут, образующий мелкие включения и прожилки в других минералах висмута, особенно в медно-висмутовых.

Последовательность выделения минералов, образовавшихся в медно-висмутовую стадию минерализации такова: хлорит—кварц—пирит-арсенопирит—висмутин—айкинит—берриит—эмплектит—виттехинит—халькопирит—борнит—гематит.

Вмещающие породы на контакте с сульфидными медно-висмутовыми прожилками интенсивно хлоритизированы и окварцовены. По данным химических анализов (аналитик Б.М. Елоев) эти породы содержат (в процентах) 30–38 SiO₂; 5,14–11,4 Al₂O₃; 1,98–4,04 Fe₂O₃; до 21,5 FeO; 0,04–0,58 MnO; 0,40–2,89 MgO; 0,36–0,94 CaO; 1,36–2,26 K₂O; до 0,62 Na₂O; до 4 H₂O. Отношение Fe₂O₃/FeO колеблется в пределах 0,18–0,30.

Гематит из жил первой стадии минерализации на контакте с сульфидными медно-висмутовыми прожилками замещается магнетитом, иногда самородным висмутом.

Последовательность выделения минералов, образовавшихся как в первую, так и во вторую стадии минерализации, а также характер метасоматических преобразований пород вблизи прожилков, связанный с привносом больших количеств закисного железа, свидетельствуют о первоначально восстановительном характере рудообразующих растворов. Рудоотложение происходило на фоне значительного роста их окислиительно-восстановительного потенциала и, по-видимому, кислотности.

Процесс минералообразования на медно-висмутовых проявлениях заканчивается формированием прожилков барита, халцедоновидного и друзового кварца, а самыми поздними из них являются прожилки кальцита.

В размещении минерализации медно-висмутовых проявлений наблюдается весьма отчетливая горизонтальная и вертикальная зональность. В этом отношении наиболее изучена зона Главная рудного поля Чукурджилга, залегающая в субвуликаническом теле туфолов кварцевых порфиров. На верхних горизонтах этого проявления, вблизи сочленения Первого и Свинцового разломов развиты штокверковые руды так называемого "медно-висмутового раstra". С глубиной и по мере удаления от Свинцового разлома мощность штокверка уменьшается, одновременно с этим уменьшается и интенсивность минерализации (густота прожилков), а медно-висмутовое оруднение сменяется гематит-кварцевым.

Близи пересечений Первого разлома с поперечными, параллельными Свинцовому, наблюдаются небольшие "вспышки" медно-висмутового оруднения в пределах гематитовой зоны. Выклинивание медно-висмуто-

вой минерализации происходит постепенно, причем минералы меди исчезают раньше, чем минералы висмута. Среди последних на верхних горизонтах преобладают серебро-свинцово-медно-висмутовые и медно-висмутовые, образующие тесные срастания.

По данным химических анализов (аналитик В. Сендерова) макроскопически однородные минералы висмута на верхних горизонтах содержат 56,97–73,4% висмута, 4,3–10,10 свинца, 1,15–8,8 серебра, 1–5,85 меди, 14,5–18 серы, до 0,11% сурьмы. С глубиной в минералах висмута уменьшается количество серебра и главным из них становится айкинит и висмутин. С глубиной увеличивается также количество пирита, более позднего по отношению к кварц-гематитовым жилам, а в составе гематита возрастает содержание примеси вольфрама (0,0 л % на верхних горизонтах до 0,1 % на нижних).

На месторождении Тарызкан верхние горизонты рудных тел обогащены галенитом и заметно подчиненным ему сфалеритом. На нижних горизонтах здесь появляются типичные медно-висмутовые руды с большим количеством гематита.

На рассматриваемых проявлениях отмечается и структурная зональность. По данным Л.И. Лукина и О.В. Жарковой, для верхних горизонтов зоны Главной характерно равномерное развитие рудовмещающей трещиноватости, с глубиной же все большее значение в размещении оруденения приобретает Первый разлом северо-восточного простирания. На средних горизонтах он выражен очень четко, а на нижних преобразует рассредоточенный характер и, по мнению указанных авторов, представляет собой зону, переходную к области пластических деформаций.

Свинцовые проявления района имеют много общего с описанными выше серебро-флюорит-полиметаллическими, отличаясь от последних незначительной ролью флюорита, минералов серебра, сфалерита, широким распространением барита, преобладанием прожилковой и жильной формы минералов. Руды проявлений свинца сформировались в четыре стадии минерализации: 1) пирит-марказитовую, 2) галенит-сфалеритовую, 3) барит-карбонатную, 4) кальцитовую.

На многих свинцовых проявлениях известны более ранние сульфидные медно-висмутовые и особенно кварц-гематитовые прожилки. Их количество возрастает с глубиной. Породы, вмещающие оруденение, серicitизированы.

Кварц-редкометальные проявления района изучены слабо. Они представлены кварцевыми жилами с включениями молибдена, шеелита, сульфидов меди, железа, свинца, цинка.

В ряде участков рассматриваемого района отмечены довольно мощные и протяженные баритовые жилы, иногда содержащие бедную вкрапленность галенита. Эти проявления, по-видимому, являются переходными к свинцовым.

Все описанные типы месторождений соответствуют самостоятельным рудным формациям, в понимании Р.М. Константинова, обладая четко индивидуализированными чертами их минерального состава, последовательности образования, изменений вмещающих пород, зональности оруденения. Однако кварц-гематитовая минерализация, исключительно широко распространенная в различных (а не только в медно-висмутовых) проявлениях Карамазара, по-видимому, представляет собой "чуждую" минеральную ассоциацию, хотя и занимает определенное возрастное положение в них. Подтверждением этого вывода служит отсутствие кварц-гематитовых жил в ряде медно-висмутовых проявлений других районов Чаткало-Кура-минского региона и Средней Азии.

В пределах рассматриваемого рудного района месторождения различных рудных формаций размещены зонально, в соответствии с внутренним строением Адрасманской кальдеры. Особенности этого размещения изложены ниже.

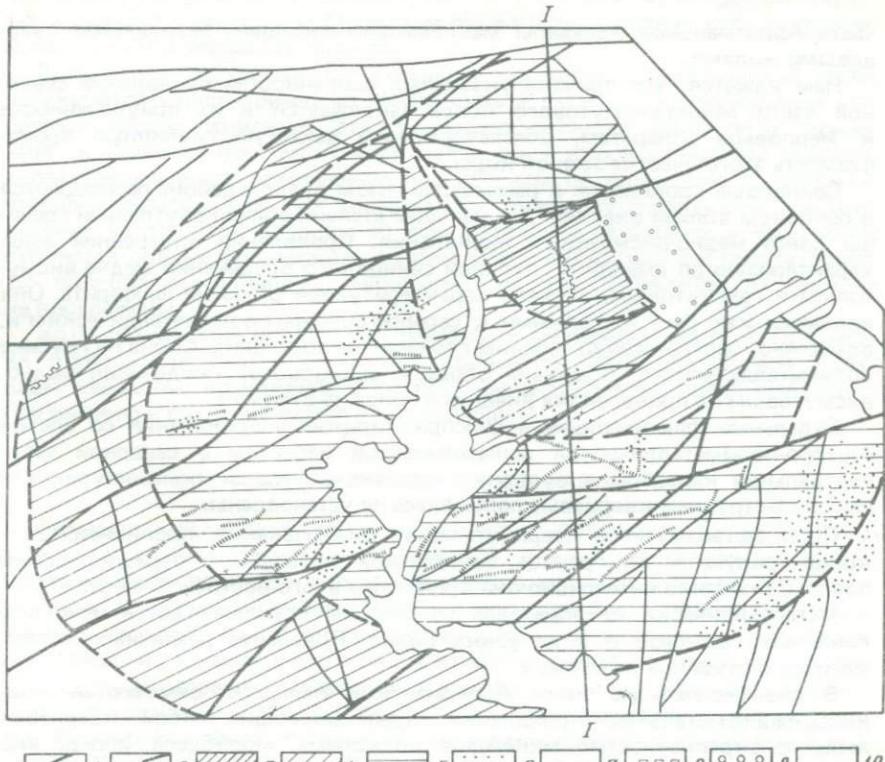
Переходя к особенностям размещения минерализации на территории Адрасманской кальдеры, прежде всего отметим, что наиболее интенсивно минерализована ее центральная часть, соответствующая структуре A₂ молодой центральной кальдеры. Периферический пояс кальдеры содержит лишь отдельныеrudопроявления.

Кроме того, наблюдается и качественная зональность в размещении разнотипной минерализации в этом районе. Наличие такой зональности отмечалось и ранее Е.Г. Красновым, Л.И. Лукиным, В.Н. Байковым и другими. При этом упомянутые исследователи справедливо отмечали отсутствие заметного влияния на состав рудопроявлений стратиграфического положения вмещающих пород, подчеркивая лишь отсутствие оруденения в породах кызылнуринской свиты. Нет также связи различного оруденения с породами определенного литологического состава. Исключение составляет флюорит, количество которого возрастает в богатых кальцием порфиритах верхнекушайнакской толщи.

А.Н. Бакланов и др. [1] и А.В. Карпов [3] на основании отсчета глубин образования различных рудных проявлений от поверхности предмелового пенеплена установили вертикальную зональность в их размещении. По данным этих авторов, в Адрасманской кальдере выделяются следующие зоны с различным оруденением, сменяющие друг друга сверху вниз: 1) зона кварц-барит-карбонатных жил, с незначительным сульфидным оруденением; 2) зона полиметаллического оруденения с баритом и флюоритом; 3) зона кварц-полиметаллического оруденения; 4) зона перимущественного развития медно-висмутового и гематитового оруденения и 5) зона медно-висмутового и гематитового оруденения. По нашим наблюдениям, кварц-гематитовая минерализация прослеживается значительно глубже медно-висмутовой.

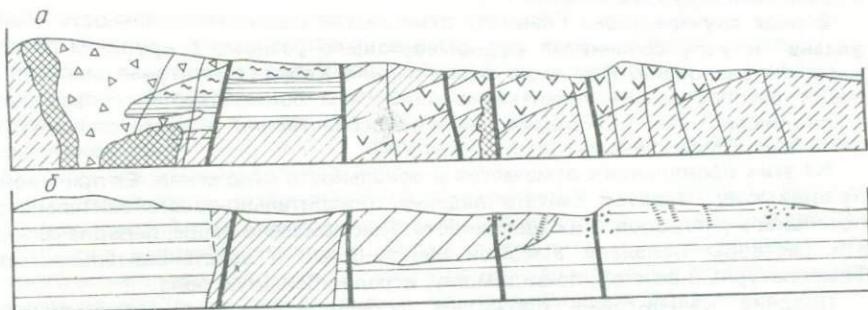
Приведенная схема имеет ряд отклонений и полностью проявляется лишь на отдельных участках.

По нашим данным, зональное размещение оруденения в Адрасманской кальдере обусловлено прежде всего ее зональным внутренним строением. Так, серебро-флюорит-полиметаллические проявления сосредоточены на относительно небольшой площади, приуроченной к описанной выше воронкообразной впадине в северо-восточной части кальдеры, представляющей наиболее прогнутую ее часть (фиг. 2,3). Эта площадь окружена почти со всех сторон широким концентрическим поясом медно-висмутовых проявлений, совпадающим с колцевой структурой A₂. В пределах медно-висмутового пояса по геологическому строению и некоторым особенностям минерального состава проявлений можно выделить три площади. На первой из них, расположенной в северо-восточной части кальдеры, медно-висмутовые проявления приурочены к вулканическим неккам и характеризуются наибольшей интенсивностью минерализации, обилием железистого хлорита и гематита, наличием многих генераций минералов, разнообразным составом висмутовых минералов, широким развитием среди них серебросодержащих сульфосолей (Маразбулак, Камазак, зона Главная, Коптархона). Проявления северо-западной части богаты галенитом, главный висмутовый минерал здесь айкинит, распространен матильдит в срастании с галенитом. Проявления южной части пояса (район гор Асказан) содержат небольшое количество минералов меди и висмута, в них слабо проявлена хлоритизация вмещающих пород. Вместе с тем эта



Фиг. 2. Схема размещения эндогенной минерализации в пределах центральной части Адрасманской кальдеры

1 – основные разломы; 2 – границы зон с различной минерализацией; 3–5 – эндогенная минерализация: 3 – серебро-флюорит-полиметаллическая, 4 – свинцовая, 5 – медно-висмутовая и гематитовая; 6 – зоны метасоматитов; 7–8 – жилы; 7 – кварцевые, 8 – баритовые; 9 – отложения мела–палеогена; 10 – четвертичные отложения



Фиг. 3. Разрез по линии I–I к фиг. 1 и 2
α – геологическое строение; б – распределение эндогенной минерализации
Условные обозначения см. фиг. 1 и 2

часть Адрасманской кальдеры максимально насыщена безрудными кварцевыми жилами.

Нам кажется, что причина указанных особенностей проявлений северной части медно-висмутового пояса заключается в их приуроченности к жерловым аппаратам, обеспечивающим высокую глубинную проницаемость этого участка земной коры.

Свинцовые проявления в рассматриваемом рудном районе размещаются в основном вблизи внешней и в меньшей степени вблизи внутренней границы пояса медно-висмутовых проявлений. Проявления внутренней зоны характеризуются сменой с глубиной свинцового оруденения медно-висмутовым и гематитовым, а также характеризуются обилием флюорита. Они являются как бы переходными к серебро-флюорит-полиметаллическим и, возможно, соответствуют нижним горизонтам последних. Смена на глубине полиметаллического (главным образом свинцового) оруденения медно-висмутовым на проявлениях внешнего пояса не отмечена.

Отдельные флюоритовые и флюорит-баритовые проявления со слабой серебро-полиметаллической минерализацией известны в северной части центральной кальдеры в вулканитах тавакской толщи (Кызылнуринская свита). Безрудные кварцевые жилы здесь не установлены.

Поля метасоматитов (серicitизации, окварцевания, пропилитизации) концентрируются по границе центральной кальдеры с периферическим поясом. Особенно интенсивно они проявлены в юго-восточной части.

Метасоматически преобразованные породы прослеживаются и вблизи линейных разломов в виде узких полос. Поведение различных метасоматитов с глубиной не изучено.

В периферическом поясе Адрасманской кальдеры отмечаются лишь кварц-редкометальные проявления, представляющие собой кварцевые жилы с вкрапленностью минералов вольфрама, молибдена, иногда висмута, меди, в меньшей степени свинца и цинка.

Таким образом, в Адрасманском рудном районе наблюдается сложная минеральная и структурная зональность различных масштабов: в пределах отдельных месторождений, рудных тел и района в целом. В серебро-флюорит-полиметаллических и свинцовых проявлениях в основном проявлена зональность отложения, обусловленная увеличением щелочности первоначально близ нейтральных растворов при их движении снизу вверх. В медно-висмутовых проявлениях зональность более сложная, причем ведущей является пульсационная или стадийная зональность, связанная с развитием структур во времени.

В ряде случаев (зона Главная) отмечается, что такая зональность "привязана" к узлу сочленения рудовмещающего разлома с крупным региональным разломом. При этом более ранняя кварц-гематитовая минерализация распространена значительно ниже, чем более поздняя сульфидная медно-висмутовая, локализующаяся непосредственно в месте стыка этих разломов ("медно-висмутовый раструб").

На этих проявлениях отмечается и зональность отложения. Ее причиной, по-видимому, следует считать падение окислительно-восстановительного потенциала растворов и их щелочности. Как показано выше, первоначально эти растворы обладали высокой щелочностью и восстановительностью. Температурный фактор, по-видимому, играл небольшую роль.

Поздние кальцитовые прожилки формировались из окислительных растворов. В результате реакций с ранее отложившимися сульфидами меди и висмута, на верхних горизонтах в них происходило падение окислительно-восстановительного потенциала и отложение сульфидов — борнита, халькоцина, ковеллина, а нередко и самородной меди. Эта зональность также

является зональностью отложения, но она носит как бы вторичный характер и связана с зональным строением рудного тела, возникшего до формирования кальцитовых прожилков.

В пределах Адрасманской кальдеры, особенно ее центральной части, наблюдается концентрическая зональность в размещении проявлений различных рудных формаций. Эта зональность является объемной и "привязана" к наиболее прогнутой части кальдеры — воронкообразной впадине, характеризующейся ускоренным прогибанием по сравнению с остальной частью кальдеры. Как уже упоминалось, серебро-полиметаллическое оруденение упомянутой впадины со всех сторон по периферии и на глубине сменяется полиметаллическим, а затем медно-висмутовым и гематитовым. До полного выклинивания минерализации эти проявления на глубину не прослежены.

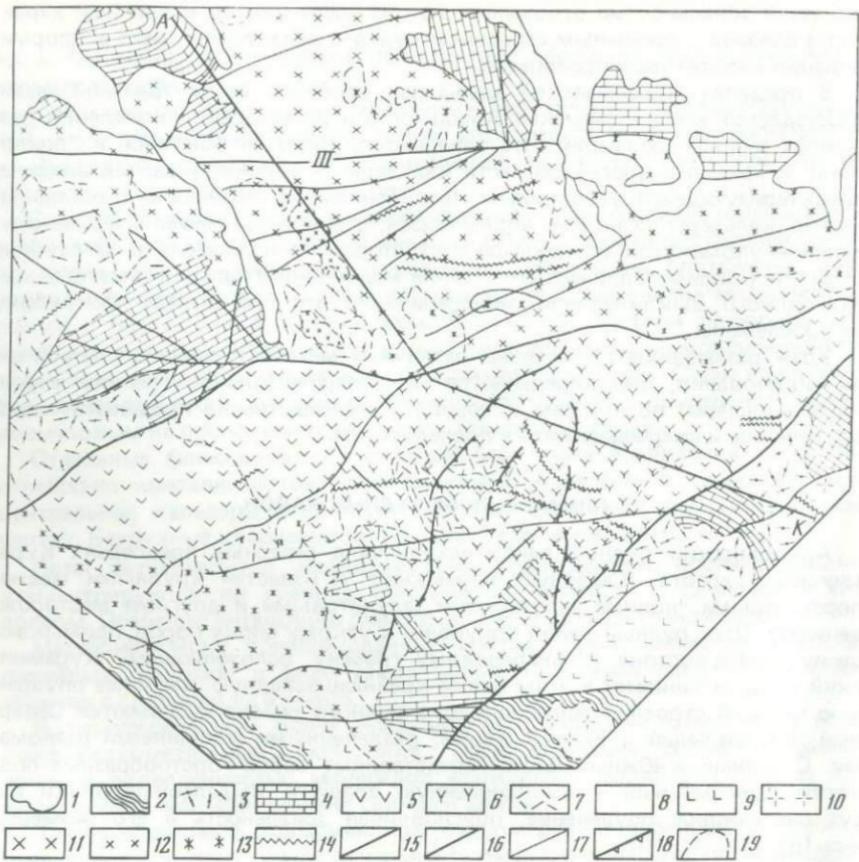
Хотя размещение проявлений различных металлов связано с глубиной их образования, оно определяется концентрическим внутренним строением кальдеры, возникшем в период, непосредственно предшествующий оруденению и сохранившимся в последующем.

АЛМАЛЫКСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Алмалыкский рудный район находится в северных предгорьях Кураминского хребта (Северный Карамазар) и известен крупными медно-порфировыми, полиметаллическими, алюнитовыми и другими месторождениями. Этот рудный район приурочен к узкому блоку пород, примыкающему с юго-востока к Ангренскому грабену, осложняющему Кураминский свод, и занимает в этом блоке крайнюю западную, наиболее опущенную часть. В строении Алмалыкского рудного района выделяются Северный, Центральный и Южный блоки, разделенными глубинными разломами. Северный и Южный блоки представляют собой горстообразные поднятия, Центральный — вулканогенную впадину. Выделенные блоки несут разнотипное оруденение, обусловливая зональность в его размещении [5].

Центральный блок сложен верхнепалеозойскими вулканитами верхнего структурного яруса. Их фундаментом явились нижнедевонские эфузивы, карбонатные породы D_3-C_1 , и прорывающие их каледонские гранитоиды, залегающие на глубине 200–500 м от дневной поверхности (фиг. 4). Среди вулканитов Центрального блока выделяются андезитовые пофиры и андезито-дацитовые порфиры минбулакской свиты и андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, их лавобрекции, туфы и субвулканические тела того же состава акчинской свиты (C_2). В средней части впадины Центрального блока сосредоточены небольшие округлые прогибы, сложенные еще более молодыми вулканитами — туфами и туфоловавами дацитовых и липарито-дацитовых порфиров и жерловых образований того же состава. Большая часть геологов относит их к надакской свите (C_3), а А.С. Масумов и другие — к шурбасайской (P_1). Эта часть впадины наиболее минерализована.

Северный блок, отделенный от Центрального субширотным Бургундинским разломом, сложен массивом сиенито-диоритов среднекаменноугольного возраста, имеющим форму лакколита, и прорывающими его многочисленными штоками и дайками нижнепермских гранодиорит-порфиров, с которыми ассоциируется меднопорфировое оруденение района, а также порфировыми телами другого состава, не несущими оруднения.



Фиг. 4. Геологоструктурная схема Алмалыкского рудного района

1 — контуры палеозойских пород; 2 — осадочные породы ордовика-силура; 3 — нижнедевонские эфузивы; 4 — карбонатные отложения D₂-C₁; 5—8 — вулканиты среднего—верхнего палеозоя; 6 — порфиры нижнеакчинской толщи, 6 — верхнеакчинской толщи, 7 — липариты надакской толщи, 8 — рыхлые отложения; 9—12 — изверженные породы: 9 — гранитоиды D₁₋₂, 10 — кураминские гранодиориты (C₂): 11 — сиенито-диориты Алмалыка (C₁), 12 — гранодиорит-порфиры Алмалыкского и Гушайского типов (P₁); 13 — сиенито-диорит-порфиры (C₃); 14 — дайки; 15—17 — основные разломы: 15 — разломы, ограничивающие вылканиты Центрально-го блока (I — Бургундинский, II — Мисканский), 16 — крупные разломы (III — Карабулакский, IV — Центральный, V — Саргаланский), 17 — прочие разломы: 18 — пологие сбросы Центрального блока; 19 — контакты пород

Южный блок Алмалыкского рудного района, расположенный к юго-востоку от Центрального блока, отделен от него Мисканским надвигом, падающим на юго-восток под углом 40°. Он сложен осадочными и вулканогенными породами ордовика, силура, девона и нижнего карбона, телами каледонских аляскитов и прорывающими их штоками гранодиорит-порфиров.

Несмотря на широкое распространение северо-восточных и широтных разломов, в рассматриваемом рудном районе основное значение в

концентрации оруденения в настоящее время придается Алмалыкскому глубинному разлому северо-западного простирания. Большая часть рудноносных штоков гранодиорит-порфиров приурочена к участкам пересечения этого разлома более молодыми северо-восточными и широтными. По геофизическим данным, подтвержденным бурением скважин, такие же штоки гранодиорит-порфиров установлены в пределах Алмалыкского глубинного разлома и под вулканитами Центрального блока.

Основным полезным ископаемым Алмалыкского рудного района является медь, но имеются также полиметаллические, редкометальные, алуниевые, медно-висмутовые и некоторые другие проявления.

Медные месторождения района относятся к медно-порфировой формации и содержат, помимо меди, молибден, серу и другие металлы. При их характеристике нами, помимо личных наблюдений, использованы данные С.Т. Бадалова, И.М. Голованова, А.Ф. Головина, В.П. Капсамуна, А.В. Королева, Р.А. Мусина, В.И. Рехарского и др. Основные медно-порфировые месторождения района — Кальмакыр, Дальнее, Акчеку, Северо-Западный Балыкты — расположены в Северном блоке. В Южном блоке известно месторождение Сарычеку, а в Центральном — Кызата, выявленное бурением скважин под верхнепалеозойскими вулканитами.

Рудные тела медно-порфировых месторождений имеют неправильную форму и представлены вкрапленностью и прожилками в измененных породах. Они приурочены к экзо-, иногда к эндоконтактам штоков гранодиорит-порфиров, и сосредоточены в сиенито-диоритах и диоритах (Северный блок) или девонских кварцевых порфирах (Южный и Центральный блоки). Размеры отдельных вкраплений рудных минералов обычно составляет 0,05–0,2 мм, мощность прожилков не превышает нескольких миллиметров, лишь в отдельных случаях достигая нескольких сантиметров.

Главные рудные минералы описываемых месторождений — пирит, магнетит, халькопирит; второстепенные — молибденит, галенит, сфalerит, блеклая руда, гематит, рутил; редкие — пирротин, борнит, ильменит, энаргит, кобальтин, самородный висмут и др. Среди жильных минералов преобладает кварц, распространены серицит, хлорит, карбонаты кальция, магния и железа, ангидрит, калишпат, эпидот, диккит, каолинит, альбит, цеолиты, апофиллит, встречаются барит, пренит, флюорит, турмалин. Перечисленные минералы слагают прожилки различного состава, в ряде случаев сопровождающиеся околопрожилковыми изменениями вмещающих пород. Вместе с тем огромные массы вмещающих пород превращены в пределах описываемых месторождений в метасоматиты, не проявляющие отчетливой связи с какими-либо прожилками. При этом и метасоматиты и различные прожилки занимают в рудных телах определенное положение, обусловливая зональность в их строении. В таблице приведена краткая характеристика прожилков основных типов, установленных на месторождениях Алмалыкского района.

Наиболее ранним постмагматическим процессом является автометасоматическая калишпатизация, проявившаяся в образовании вкрапленников и пегматоидных шлир калишпата в гранодиорит-порфирах. Местами в них проявлена и слабая альбитизация. Гидротермальные метасоматические преобразования пород выразились в превращении последних в калишпатовые, биотитовые, серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты, пропилиты, аргиллизиты. Калишпатовые и биотитовые метасоматиты сосредоточены в центральных частях месторождений в экзо- и, частично, эндоконтакте штоков гранодиорит-порфиров, но иногда на границе этих штоков и вмещающих их пород прослеживается существенно кварцевая зона с примесью калишпата (Кальмакыр). Калишпатовые метасоматиты

Таблица

Прожилки	Минеральный состав	Мощность, см	Околожильные метасоматиты
Кварцевые	Кварц (пирит)	0,3–3 до 10	Нет
Биотитовые	Биотит мелкочеш. зеленый	до 10–15	Нет
Калишпат-кварцевые	Калиевый полевой шпат, кварц (магнетит)	до 1–2	Нет
Магнетит-кварцевые	Магнетит, кварц, калишпат (пирит, халькопирит, рутил, ильменорутил)	до 3–5	Калишпатовые
Молибденит-кварцевые	Молибденит (пирит, халькопирит, бл. руда) серицит	до 3	Калишпатовые серицитовые
Пиритовые	Пирит (кварц) (серицит)	до 2–3 редко 10	Серицитовые
Халькопиритовые	Халькопирит, пирит, магнетит, арсенопирит (сфалерит)	до 0,5–1 редко 5	Серицит-кварцевые
Галенит-сфалеритовые	Галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит, пирит, кварц, серицит	до 0,5–1 редко 5–6	Серицит-карбонат-кварцевые
Ангидритовые	Ангидрит, (кварц)	до 1–2	Нет
Карбонатные	Анкерит, олигонит, кальцит (барит)	до 5–7	Карбонатизация

Примечание. В скобки заключены второстепенные минералы прожилков.

матиты представляют собой плотные розовые породы, сложенные мелко-зернистым калишпатом, размер зерен которого составляет 0,02–0,1 мм, и отдельными более крупными зернами первичного калишпата, включениями табличек альбита, гнезд серицита, мелкочешуйчатого зеленого биотита, рутила, магнетита, пирита. Мелкие пустоты в породе выполнены кристалликами кварца, калишпата, апатита, иногда молибденитом, пиритом, халькопиритом.

Биотитизированные породы обычно имеют сохранившуюся структуру первичных пород, но темноцветные минералы (роговая обманка, первичные коричневый биотит) в них нацело замещены агрегатом мелкочешуйчатого зеленого или буровато-зеленого биотита с примесью рутила и магнетита, а плагиоклаз — альбитом. Иногда в породе появляются мономинеральные биотитовые гнезда, прожилки и жилы мощностью до 10–15 см. Вдоль трещин в биотитизированных породах прослеживаются маломощные зоны калишпатизации. Последние наблюдаются также около магнетитовых и кварц-молибденитовых прожилков. Биотитовые и калишпатовые метасоматиты являются относительно ранними образованиями, на что указывают замещение их серицитом, хлоритом и карбонатами вблизи секущих их трещин или кварц-сульфидных прожилков.

Биотитовые метасоматиты окаймляют неправильным кольцом калишпатовые и по мере удаления от штоков гранодиорит-порфиров сменяются пропилитами или серицитизированными породами. Биотитовые и калиш-

Мощность, см	Вмещающие породы	Распространенность	Зоны в рудном теле
—	Калишпатизированные и биотитизированные	Значительная	Внутренняя
—	Биотитизированные	Средняя	То же
—	То же	Средняя	"
до 2–5		Значительная	Внутренняя, промежуточная
1–2	Биотитизированные и пренитизированные	Небольшая до средней	Внутренняя, промежуточная
1–5			
5–6	То же	Средняя	Внешние
5–6 до 10	"	Значительная	Внутренняя, промежуточная
до 3–5	Серицитизированные	Небольшая	Верхние
—	Биотитизированные и калишпатизированные	Средняя	Нижние внутренние
1–2	Биотитизированные, пропилитизированные, серицит-хлор	Небольшая	Верхние внешние

товые метасоматиты наблюдаются в центральных частях большинства медно-порфировых месторождений мира. Зарубежные исследователи обычно объединяют их под названием "калиевого изменения", отмечая при этом их относительно раннее образование. Серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты распространены преимущественно в верхних частях месторождений и по периферии биотитизированных пород на средних горизонтах последних, но вдоль трещин они могут проникать в нижние их части.

Разнообразная прожилковая минерализация отмечается в измененных породах всех перечисленных выше типов. В размещении прожилков наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. Так, центральная часть месторождения Кальмакыр, приуроченная к штоку гранодиорит-порфиров, безрудна. В окружающих шток калишпатизированных и биотитизированных сиенито-диоритах сосредоточены медные руды, в составе которых присутствуют магнетитовые, кварцевые, кварц-калишпатовые, халькопиритовые, кварц-молибденитовые прожилки.

Близи внешнего контура медных руд наблюдается уменьшение количества прожилков халькопирита и широкое развитие прожилков пирита (тип 6 в табл.), а кварц-молибденитовые прожилки, расположенные в пределах калишпатового ядра, обычно не сопровождаются метасоматическими преобразованиями вмещающих пород, в биотитизированных породах они сопровождаются околожильпрожилковой калишпатизацией,

а прожилки кварца с молибденитом, сопровождающиеся серицитизацией вмещающих пород (тип 5б), концентрируются с внешней стороны медно-рудной зоны.

На месторождении Сарычеку зональность в размещении прожилковой минерализации аналогична. По-видимому, на описываемых месторождениях присутствует две генерации кварц-молибденитовых прожилков.

Галенит-сфалеритовые прожилки и вкрапления в породе на нижних, средних горизонтах месторождений не образуют каких-либо четких зон и встречаются в трещинах, секущих более ранние метасоматиты.

Вертикальная зональность в размещении минерализации на медно-порфировых месторождениях Алмалыкского рудного района, изучена слабее. На месторождении Дальнем, по данным изучения керна глубоких скважин [2], установлено увеличение с глубиной содержания в рудах молибденита, ангидрита, пирита, магнетита, а к поверхности — сфалерита, затем галенита, блеклой руды и карбонатов.

В самой верхней части этого месторождения встречаются минералы серебра, барит и гематит. Максимум встречаемости пирита, по данным И.М. Голованова, располагается ниже максимумов встречаемости галенита и сфалерита, но выше такового халькопирита и молибденита. Этот вывод совпадает с нашими наблюдениями на месторождении Кальмакыр, согласно которым пиритовые прожилки с оторочками интенсивной серицитизации пород располагаются с внешней стороны халькопиритовых и молибденитовых руд. Это дает основание предполагать наличие на месторождениях своеобразного пиритового чехла, как бы обрамляющего медно-молибденовое рудное тело.

Увеличение количества пирита в виде вкрапленности и прожилков по периферии медно-молибденовых рудных тел наблюдается и на многих других медно-порфировых месторождениях (Эль-Тениента, Эль-Сальвадор, Сан-Мануэль, Рэд Маунтин и др.), причем на отмеченных месторождениях пиритовый чехол на нижних горизонтах выклинивается или сильно уменьшается в мощности. На нижних горизонтах месторождений широко распространен ангидрит, возрастное положение которого неясно. На верхних горизонтах он сменяется баритом и карбонатами. Границы между отдельными зонами нечеткие и, в целом, зональность оруднения неконтрастная.

Все изложенное показывает, что минеральная и структурная зональность медно-порфировых месторождений Алмалыкского рудного района "привязана" к контактам штоков гранодиорит-порфиров и является однородной окколоинтрузивной. Причиной зонального размещения минерализации, по-видимому, прежде всего является возрастание pH, окислиительно-восстановительного потенциала рудообразующих растворов, которые первоначально были восстановительными и обладали щелочной реакцией.

На рассматриваемых месторождениях отмечена и структурная зональность: вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруднение нижних и средних горизонтов сменяется по направлению вверх и в стороны прожилковым, а затем жильным. Рудоносные штоки гранодиорит-порфиров образовались на различной глубине, с чем связаны различия в сопровождающей их минерализации.

С наиболее глубинным из штоков гранодиорит-порфиров ассоциируются месторождения Сарычеку и Кызата, руды которых содержат в два раза больше молибдена, и в полтора-два раза — меди, чем руды остальных месторождений района. На этих же месторождениях более интенсивно проявлена калишпатизация вмещающих пород, что подтверждается дан-

ными химических анализов технологических проб: в рудах Сарычаку содержится более 6% K₂O, на Кальмакыре — 3,2–3,5%, на Дальнем — 1–4%. Руды месторождений Кальмакыр и Дальнее, связанные с менее глубинными штоками гранодиорит-порфиров, отличаются от руд Сарычеку низкой молибденосностью, наличием по периферии рудных полей сульфидных проявлений, богатых пиритом и блеклой рудой, и более высоким (на порядок) содержанием свинца, цинка, селена.

Основные кварц-редкометальные проявления рассматриваемого рудного района сосредоточены в пределах его Центрального блока, особенно в средней части последнего, сложенной наиболее молодыми вулканитами района. По данным Ж.Н. Кузнецова, Е.З. Мещанинова, А.Д. Швецова и других исследователей, проявления этого участка приурочены к серии пологих субмеридиональных сбросов, падающих под углом 10–40° на восток или юго-восток. Амплитуда перемещения по ним составляет 300 м. Некоторые из этих разломов ограничивают впадины с отложениями надакской свиты.

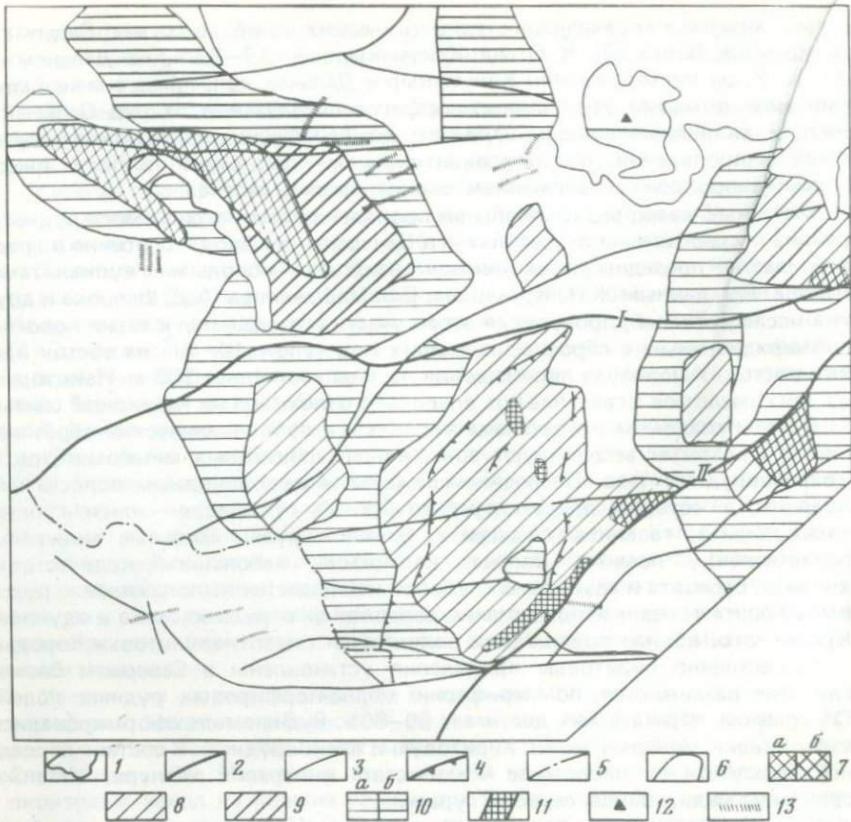
К этим разломам приурочены жерловые и субвулканические образования, с которыми ассоциируют зоны кварц-серцизитовых метасоматитов и кварцеворудные тела. Последние сложены халцедоновидным полосчатым кварцем, в котором присутствует до 0,5–3% сульфидов — пирита, реже халькопирита, галенита, сфалерита, блеклой руды. Жильные минералы представлены, помимо кварца, кальцитом, небольшим количеством хлорита, серцизита и адуляра. С глубиной наблюдается выполаживание рудо-вмещающих трещин и возрастание содержания в руде хлорита и адуляра. Кроме того, вблизи поверхности появляются гематит-алунитовые породы.

Существенно пиритовые проявления установлены в Северном блоке, где они развиваются, по периферии медно-порфировых рудных полей. Содержание пирита в них достигает 50–90%. Рудные тела сформировались в две стадии минерализации: гиритовую и блеклорудную. В составе последней присутствует небольшое количество минералов теллура, а также сульфиды меди, свинца, серебра, сурьмы.

Среди полиметаллических проявлений Алмалыкского рудного района известны скарновые, колчеданно-полиметаллические, жильные галенит-сфалерит-анкеритовые, галенит-сфалерит-хлоритовые и галенит-баритовые. Скарновые проявления приурочены к контактам сиенито-диоритов со среднепалеозойскими известняками и доломитами (Кургашинкан, Накпай) или kontaktам эфузивов акчинской свиты с теми же известняками (Катранги), а колчеданно-полиметаллические (Кульчулак) — к толщам карбонатных пород. Анкеритовые, хлоритовые, баритовые и кварцевые жилы с вкрапленностью галенита и сфалерита встречаются по периферии меднорудных полей и месторождений.

Приведенные данные показывают, что среди рудных проявлений Алмалыкского рудного района можно выделить следующие рудные формации (в понимании Р.М. Константинова): медно-порфировую, скарново-полиметаллическую, галенит-сфалеритовую в магматических породах, колчеданно-полиметаллическую в карбонатных породах, кварц-редкометальную, пиритовую, алунитовую.

По геологическим данным и определениям абсолютного возраста, проявления всех выделенных рудных формаций в рассматриваемом рудном районе имеют близкий (нижнепермский) возраст, за исключением колчеданно-полиметаллических, возраст которых неясен. Подобный набор рудных формаций характерен для многих медно-порфировых рудных районов. Поэтому рассмотрение их взаимного расположения в пространстве представляет большой интерес. Выше уже упоминалось, что кварц-редкометальные и алунитовые проявления также, как мелкие медно-висмутовые,

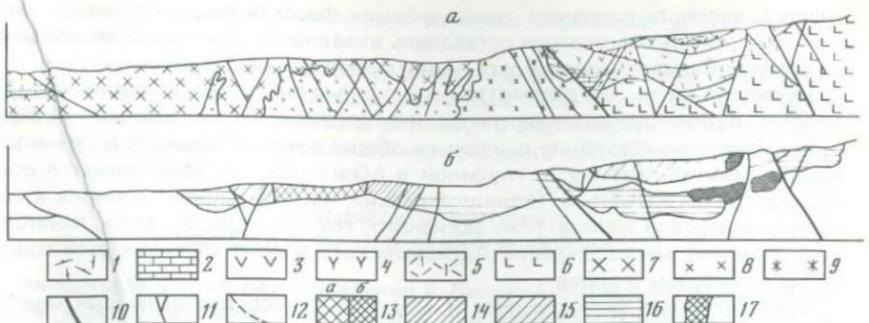


Фиг. 5. Схема размещения эндогенной минерализации в Алмаликском рудном районе

1 - контуры палеозойских пород; 2 - разломы, ограничивающие Центральный блок (I - Бургундинский, II - Мисканский); 3 - прочие разломы; 4 - пологие сбросы Центрального блока; 5 - юго-западная граница распространения вулканитов Центрального блока; 6 - границы площадей с различной эндогенной минерализацией; 7-12 - площади распространения эндогенных проявлений: 7 - медно-порфировые (a - типа Кальмакыра, б - Сарычеку), 8 - пиритовая, 9 - кварц-редкометальная, 10 - полиметаллическая (a - скарновая, б - жильная), 11 - алюнитовая, 12 - флюоритовые проявления; 13 - кварцевые жилы

сосредоточены в средней части вулканогенного прогиба Центрального блока (фиг. 5, 6). Рудные поля этого типа по периферии окружены ореолом кварц-карбонатных прожилков с минералами меди, свинца, реже цинка. В поднятиях, расположенных к северу и югу от вулканогенного прогиба, размещаются медно-порфировые рудные поля и месторождения, окруженные пиритовыми, а затем жильными свинцово-цинковыми проявлениями с хлоритом и анкеритом.

Медно-порфировые проявления установлены и под вулканитами Центрального блока. По-видимому, здесь можно ожидать и сульфидные пиритовые проявления. Скарново-полиметаллические проявления появляются в обрамлении медно-порфировых рудных полей там, где присутствуют ксенолиты карбонатных пород.



Фиг. 6. Схематический разрез по линии I—I через Алмалыкский рудный район

а — геологический разрез: 1 — нижнедевонские эфузивы; 2 — карбонатные отложения D_1-C_1 ; 3—5 — верхнепалеозойские вулканиты: 3 — порфиры нижнеакчинской свиты, 4 — то же верхнеакчинской свиты, 5 — липариты надакской свиты; 6 — гранитоиды D_1-D_2 ; 7 — сиенито-диориты Алмалыка; 8 — гранодиорит-порфиры Алмалыкского и Гушсайского типов; 9 — сиенито-диорит-порфиры; 10—11 — основные разломы; 10 — разломы, ограничивающие Центральный блок, 11 — прочие разломы; б — эндогенная минерализация: 12 — границы зон с различной минерализацией; 13 — медно-порфировая (а — типа Кальмакыра, б — типа Сарычеку); 14 — пиритовая; 15 — кварцево-редкометальная; 16 — полиметаллическая; 17 — алюнитовая

Таким образом, в пределах Алмалыкского рудного района установлена минеральная и структурная зональность в пределах месторождений различных типов. В размещении разнотипных месторождений наблюдается объемная зональность, привязанная к вулканогенному грабену Центрального блока. В районе наблюдается и структурная зональность: рудные тела, залегающие в породах нижнего структурного яруса, представлены штокверками, крутопадающими жилами и трубообразными телами, а верхнего — пологими метасоматическими телами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные примеры показывают, что рудоносные площади, отвечающие по своим размерам рудным районам и узлам, характеризуются наличием сложной зональности в размещении эндогенной минерализации. Рудные районы имеют неодинаковое геологическое строение: Адрасманский рудный район целиком приурочен к сложно построенной вулканогенной кальдере, а в Алмалыкском вулканогенные отложения слагают лишь его наиболее опущенный Центральный блок, в то время как периферические блоки представляют собой поднятия.

Общей особенностью геологического строения обоих рудных районов является наличие в них максимально опущенных участков небольших размеров, которые можно считать как бы центрами в размещении различных эндогенных рудных проявлений в пределах районов в целом. При этом к максимально прогнутым участкам приурочены наиболее близповерхностные и, по-видимому наиболее молодые рудопроявления, по периферии и на глубине их окружают более глубинные и более древние.

Смена зон (ярусов) с различной минерализацией в плане соответствует таковой по вертикали. Подобная зональность тесно связана с внутренним строением рудных районов, возникшим в период, предшествующий оружиению. В дальнейшем, в неотектонический период развития, наблюдалась

унаследованность основных тектонических форм рельефа, благодаря чему наиболее прогнутые участки оставались впадинами, обуславливая концентрическую объемную зональность разноглубинного оруденения.

Несмотря на то, что рассмотренные рудные районы несут различное оруденение, в размещении минерализации по вертикали в них имеются и общие черты, свидетельствующие о наличии общих закономерностей в смене минерализации на глубину: с глубиной в обоих районах увеличивается роль калиевого метасоматоза (калишпатизации, биотитизации), а также количество минералов железа (как закисного, так и окисного), меди, молибдена, в гематите месторождений Адрасманского района увеличивается содержание вольфрама и олова.

Установленные закономерности могут быть использованы при оценке аналогичных по строению рудных районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакланов А.Н., Байков В.Н., Краснов Е.Г., Мясников С.В. Первичная зональность в районе месторождения Канимансур и прогнозирование скрытого оруденения на ее основе. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения. М.: Наука, 1976, с. 216—225.
2. Голованов И.М. Типы зональности Алмалыкских медно-порфировых месторождений. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения. М.: Наука, 1976, с. 272—279.
3. Карпов А.В. Глубина формирования и первичная зональность эндогенных месторождений Восточного Карамазара. — Сов. геология, 1971, № 5, с. 113—120.
4. Лаверов Н.П., Томсон И.Н., Полузектов В.Н., Кочнева Н.Т. Орогенная структура Чаткало-Кураминского района и ее влияние на размещение оруденения. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980, с. 20—42.
5. Медно-порфировые месторождения Алмалыка/Под ред. Х.Н. Туляганова. Ташкент: Фан, 1974.
6. Тананаева Г.А., Кочнева Н.Т. Внутреннее строение Адрасманской Кальдеры (Кураминский хребет, Западный Тянь-Шань). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 00.
7. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Тананаева Г.А., Клипенштейн В.Я. Орогенные структуры Западного Тянь-Шаня и методы их выявления. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 215—224.

УДК 553.064.32 (571.6)

М.Г. Добровольская

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ДАЛЬНЕГОРОСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (Южное Приморье)

Для многих рудных районов Тихоокеанского пояса, относящихся к молодым, слабо эродированным, рудоносным областям, разработка критерия глубинности оруденения имеет большое значение. Как справедливо указывают исследователи, для многих месторождений олова, свинца, цинка и других металлов данного региона, рудные тела залегают на сравнительно небольших глубинах от бывшей дневной поверхности, порядка первых сотен метров. В связи с этим обнаружение слепых рудных тел на значительных глубинах является весьма важной и актуальной задачей, в решении

которой немаловажную роль играет изучение вертикальной зональности оруденения.

В результате изучения свинцово-цинковых месторождений Дальнегорского рудного района установлены различные типы зональности, которые в месторождениях проявились по-разному, в зависимости от их геологоструктурной позиции и особенностей минерального состава руд.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

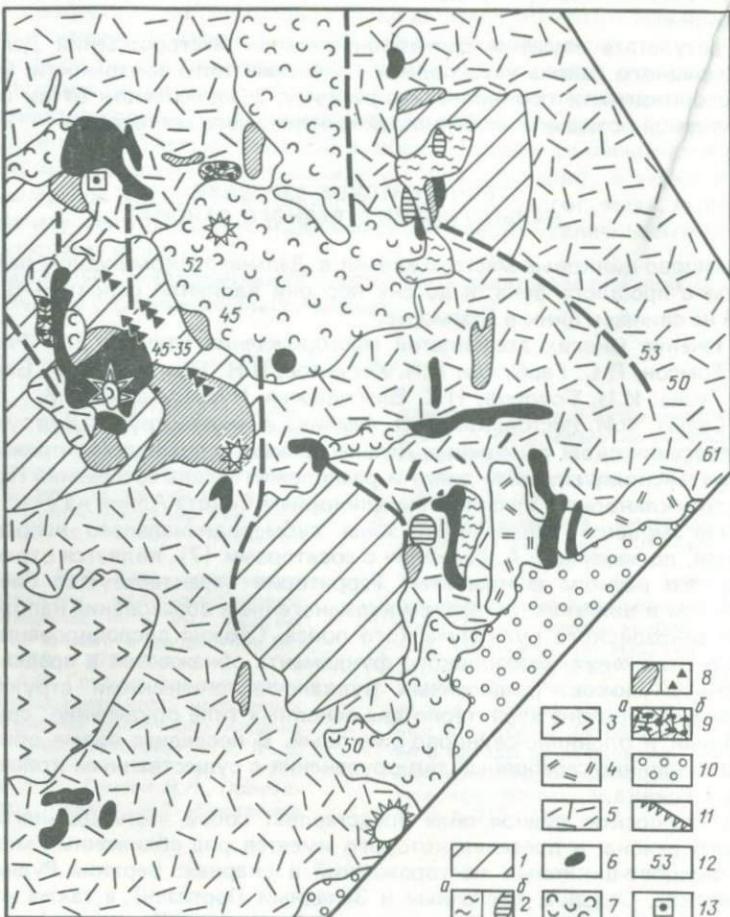
Свинцово-цинковые месторождения в Дальнегорском рудном районе известны с прошлого века, и до сих пор они являются основной сырьевой базой на свинец и цинк в Приморье.

В течение многих десятилетий месторождения изучали Е.А. Радкевич, И.Н. Томсон, П.С. Гарбузов, Л.Н. Хетчиков, Н.Н. Мозгова, Ю.С. Бородаев, М.С. Гусев, И.Н. Говоров, Н.С. Благодарева, Н.В. Булавко, Р.В. Король, А.Н. Седых, Ф.И. Ростовский, Г.Н. Федчина и многие другие. В структурно-металлогеническом отношении Дальнегорский рудный район принадлежит Тихоокеанскому рудному поясу и расположен в зоне сочленения Прибрежного антиклиниория с главным синклиниорием Сихотэ-Алиня на участке проявления мощной ослабленной зоны субмеридионального направления, которая, по мнению Е.А. Радкевич с соавторами [7], является отражением глубокого раскола фундамента. Территория характеризуется блоковым строением и широким развитием вулканогенных образований наложенного мезо-кайнозойского вулканического пояса. Сложно дислоцированные осадочные отложения мезозойского фундамента обнажаются в пределах приподнятых блоков, разделенных вулкано-тектоническими структурами. Для рудного района характерно два основных типа оруденения: свинцово-цинковый и оловянно-свинцово-цинковый. В последнее время обнаружен новый оловянно-серебряный тип оруденения с существенным количеством свинца и цинка.

Дальнегорское рудное поле представляет собой часть Дальнегорского рудного района, в пределах которого имеется ряд сближенных между собой свинцово-цинковых месторождений в скарнах: Верхний Рудник, Николаевское, Садовое, Восточный и Западный Партизан), а также жильные месторождения (Южное, Смирновское, Встречное, Лидовское) в терригенных и интрузивных породах.

Зональность изучена, в основном, в месторождениях, залегающих в скарнах и приуроченных к Кенчухе-Горбушинской сложной антиклинали. В строении рудного поля участвуют породы двух структурных этажей. Нижний структурный этаж сложен известняково-кремнистыми брекчиями, песчаниками, кремнистыми сланцами и алевролитами с отдельными горизонтами и блоками известняков. В результате складчатости осадочные породы деформированы в крутые складки северо-восточного простирания.

Отложения верхнего структурного этажа с резким угловым несогласием залегают на размытой поверхности складчатого фундамента. Они представлены мощной толщей туфо-эффузивов кислого и среднего состава, верхнемелового-палеогенового возраста. Пликативные дислокации для вулканогенных отложений верхнего структурного этажа не характерны. Дизьюнктивные дислокации в пределах рудного поля проявлены широко, главная роль принадлежит деформациям северо-западного направления. Разрывы северо-западного простирания хорошо проявлены в структуре верхнемеловых вулканитов, но затухают в палеогеновых. К этой системе приурочено



Фиг. 1. Схема размещения магматических образований различной формационной принадлежности в Дальнегорском районе (по В.А. Баскиной [1])

1 — мезозойские осадочные толщи с подчиненными выходами диабазов; 2—4 нижняя липарит-делленитовая формация: 2 — калиевые липариты (*а* — туфы, туфоловы, лавобрекчии, покровы и некки, *б* — гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, штоки и дайки) 85—78 млн. лет, 3 — дациты, экструзив горы Голой, 74 млн. лет, 4 — полевошпат-порфировые деллениты, 70 млн. лет; 5 — нижняя и верхняя формации, нерасчлененные, 78—50 млн. лет (комагматичные интрузивы не обозначены); 6 — андезитовая формация (дальнегорская), базальты, андезито-базальты, андезиты, покровы, некки, дайки, 74—49, в основном 66—60 млн. лет; 7 — верхняя делленит-липаритовая формация, экструзивные и интрузивные, редко покровные полевошпатовые порфиры, 60—45 млн. лет; 8 — поля даек (*а* — базальтовые, диабазовые, андезитовые, липаритовые порфиры, *б* — базаниты, трахиандезиты); 9 — зоны эруптивных гигантбрекчий; 10 — современные прибрежно-морские отложения; 11 — сохранившиеся вулканические центры; 12 — наиболее молодые значения возраста, млн. лет; 13 — Николаевское месторождение

подавляющее большинство даек основного состава, а также зоны гидротермальных изменений и рудной минерализации.

Многие авторы считают, что именно разрывы северо-западного простирания являлись основными рудоподводящими структурами. Сбросо-сдвиги субширотного и субмеридионального простирания с амплитудами, достигающими сотни метров, являются достаточно выдержаными и нередко сопровождаются зонами дробления. Именно эти две системы разломов сыграли основную роль в формировании блоковой структуры рудного поля. Опущенные блоки образуют Тигровый и Горбушинско-Довгалевский грабены, а поднятые — Тетюхинский и Западный горсты. При этом практически все вулканогенные отложения расположены в пределах грабенов, достигая здесь максимальной мощности — свыше 1000 метров. В зонах сочленения горстов и грабенов выделяются вулкано-тектонические структуры, для которых характерно наличие жерловых фаций игнимбритов, штоков интрузивных пород и сближенных с ними даек и более мелких субвулканических тел.

В пределах рудного поля выделяются две основные вулкано-тектонические структуры: Николаевская и Солонцовская [1, 3, 5, 6], к периферийским частям которых приурочены месторождения. Магматические образования рудного поля объединяются в две вулкано-плутонические ассоциации, формирование которых совмещено во времени (верхний мел—палеоцен): липарит-гранитную, включающую липаритовые порфиры, их туфы и игнимбриты, и андезит-гранодиоритовую, к которой относятся покровы андезитов и субвулканические тела андезитовых и диоритовых порфиритов, а также комплекс сложных интрузивов, выходы которых приурочены к центральным и периферийским частям вулкано-тектонических структур (фиг. 1) [1].

Длительный процесс тектогенеза обусловил сложное строение рудного поля, что явилось причиной формирования различных по формологии скарново-рудных и надскарновых жильных тел и возникновения различных типов зональности.

ЯРУСНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Ярусная зональность относится к одному из морфологических типов вертикальной зональности и имеет место в рудных полях и месторождениях, где с глубиной меняются структурные условия формирования рудных тел [8, 11]. Примером проявления ярусной зональности может служить Николаевское месторождение, характеризующееся собственно скарново-рудными телами, вскрытыми на глубине 700–800 м, и кварц-сульфидными жилами, обнаруженными на поверхности и верхних горизонтах (месторождение Верхний Рудник).

Николаевское месторождение, по данным А.Н. Седых, находится на южном фланге Николаевской вулкано-тектонической структуры в зоне сочленения Тетюхинского горста и Довгалевско-Горбушинского грабена. В строении участка выделяются верхний и нижний структурные этажи, описанные для района в целом. Отложения нижнего этажа представлены известняками, полимиктовыми брекчиями, песчаниками и алевролитами тетюхинской свиты. Разрез вулканогенной толщи (верхний структурный этаж) начинается игнимбритами, содержащими большое количество обломков осадочных пород фундамента (в том числе и известняков) размером до 50 м в поперечнике, концентрирующихся на склонах палеорельефа. Отдельные вершины палеоструктур сложены андезитовыми порфиритами.

В структурном отношении месторождение расположено в пределах северной части Северной антиклинали, которая осложнена синклиналью второго порядка. Ядро синклинали сложено известняками, а крылья — терригенными образованиями. Породы верхнего структурного этажа залегают субгоризонтально с углами падения 0–10°. Дизьюнктивные дислокации на участке развиты очень широко и представлены всеми известными в пределах рудного поля типами тектонических деформаций. Главную роль играли взбросы северо-западного простирания, сопровождающиеся интенсивными гидротермальными изменениями пород и жильными рудными телами в эфузивах. Реже эти образования приурочены к взбросам северо-восточного простирания. С этими двумя системами связано и большинство даек диабазов. На пересечении крупных зон дробления субширотного и субмеридионального простираций с Нежданинским надвигом локализован Николаевский палеовулкан, являющийся частью обширной вулканотектонической депрессии. Фундамент в пределах депрессии по системе ступенчатых сбросов разбит на блоки и испытывает дифференцированное погружение в северном направлении. К одному из таких блоков — Рудному грабену — приурочены скарново-рудные тела месторождения.

В целом, Николаевский палеовулкан является полигенным и характеризуется двумя разновозрастными вулкано-плутоническими ассоциациями: липарит-гранитной (ольгинский комплекс) и андезит-гранодиоритовой (сияновская свита). Образование скарнов и рудных тел связано с формированием габбро-диоритов Николаевского массива, однако гранодиориты второй фазы, с которыми, предположительно, связана основная масса рудных компонентов, в пределах месторождения не известны.

Рудные тела Николаевского месторождения представлены тремя типами: плащеобразные, сложные (глыбовые) и жильные. К первому типу относится главное рудное тело — Восток-I. Оно имеет плащеобразную форму и усложнено со стороны подошвы жилообразными ответвлениями. Основным структурным элементом, обусловившим его локализацию, являются известняки, обнажающиеся в ядре Николаевской синклинали, которые в проекции образуют полосу северо-восточного простирания, что обусловило и удлиненные формы рудного тела. Рудное тело находится на глубинах 700–1300 м от дневной поверхности. Предполагается, что вертикальный размах оруденения превышает 800 м. К сложным телам относят рудные тела, расположенные над телом Восток-I и связанные с глыбами известняков среди игнимбритов жерловой фации.

Жильные рудные тела приурочены к зонам дробления северо-западного, реже северо-восточного простирания и залегают в пропилитизированных туфо-эфузивах и габбро-диоритах Николаевского массива, четко фиксируясь на поверхности над контуром рудного тела Восток-I. Падение их, как правило, крутое.

Положение рудных тел в двух структурных этажах, отличающихся геологическим строением, привело к тому, что верхняя и нижняя рудные зоны на месторождении имеют не только морфологические различия в пространстве, что обусловило ярусную зональность, но и минералого-геохимические и оклорудные изменения. Верхние части Николаевского месторождения представлены жильными кварц-карбонат-сульфидными телами и оклородильными метасоматитами, состоящими из кварца, серицита, альбита, хлорита и других минералов. Как в жилах, так и метасоматитах наблюдается зональность в распределении минеральных ассоциаций разного состава. Центральные части жилы обычно сложены марганец-содержащим карбонатом с пустотами выщелачивания кварца, заполненными мелкокристаллическими друзами кварца и сульфосолями свинца и серебра.

Периферийные части представлены плотным серым кварцем с вкрапленностью сфалерита, галенита, блеклой руды, арсенопирита и пирита. Околорудные метасоматиты характеризуются развитием хлорита, главным образом в приконтактовой зоне, кварца и серицита на некотором удалении от непосредственных контактов рудных жил с вмещающими породами.

Нижние части месторождения представлены слепыми скарново-рудными телами, вскрытыми на значительной глубине. В зонах контакта известняков с алюмосиликатными породами, а также на участках проявления тектонических нарушений строение рудных тел обычно осложняется, вследствие чего пологие плащеобразные залежи сменяются линзообразными, трубообразными или жильными.

Скарново-рудные тела, в целом, имеют сложные контуры, обусловленные очертаниями контактов известняковых глыб и туфобреекций. Сульфидная минерализация наложена на скарны, иногда развитие сульфидов наблюдается за пределами скарнов, что указывает на более позднее их образование. Сульфиды, наложенные на геденбергитовые скарны, образуют гнездообразные скопления, вкрапленность, прожилки, выполняют пустоты выщелачивания. В скарнах, наряду с сульфидами, в заметных количествах присутствуют кварц и карбонат.

Среди сульфидов наиболее распространен сфалерит, в меньшем количестве — галенит. К числу второстепенных минералов относятся халькопирит, пирит, марказит, арсенопирит, магнетит. Редко встречаются сульфосоли серебра и висмута, блеклая руда, самородное серебро, кассiterит.

Глубокие буровые скважины на X и XI профилях площади Николаевского месторождения вскрыли ниже скарнового тела зону интенсивно хлоритизированных пород на глубине 1300–1460 м, в которых было установлено повышенное содержание олова. Найдены единичных зерен кассiterита в этой зоне позволили говорить о возможном проявлении оловянной минерализации ниже скарново-рудных залежей. Присутствие турмалина в измененных породах свидетельствует о высокотемпературных условиях минералообразования на относительно глубоких уровнях Николаевского месторождения.

Таким образом, ярусная зональность на Николаевском месторождении характеризуется развитием различных по морфологии и вещественному составу рудных зон в верхнем и нижнем структурных этажах вулкано-тектонической структуры. Следует заметить, что подобный тип зональности, по-видимому, имел место и на месторождении Верхний Рудник, где верхние горизонты были обогащены серебросодержащими рудами.

В настоящее время между верхними и нижними рудными зонами не обнаружены какие-либо промежуточные зоны. Возможно, это связано с особенностями геологического строения площади месторождения, но не исключено, что переходные зоны могут быть вскрыты по мере проведения дальнейших горных работ.

Изучение ярусной зональности имеет важное значение, поскольку позволяет выявить критерии для поисков слепого оруденения в скарнах, говорить о перспективности глубоких частей месторождения на оловянное оруденение. Развитие оруденения в породах верхнего структурного этажа расширяет перспективы на рудоносность как Николаевского месторождения, так и соседних площадей.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Механизм образования скарново-рудных тел на свинцово-цинковых месторождениях района был однотипным, главным образом путем метасоматоза вмещающих пород, при подчиненном значении выполнения трещин. В связи с этим метасоматическая зональность в месторождениях имеет сходные черты и характеризуется сменой метасоматитов как в вертикальном, так и в горизонтальном разрезах.

Вертикальная и горизонтальная метасоматическая зональность относятся к инфильтрационному типу. Горизонтальная метасоматическая зональность наблюдается на контакте известняков с алюмосиликатными породами. От рудовмещающих скарнов главным образом геденбергитового состава прослеживается зона незначительной мощности (от 12 см до 1 м), представленная гранат-геденбергитовой и далее, в сторону алевролитов и туфобрекций гранат-аксинитовой и кварц-хлорит-эпидотовой ассоциациями.

Количественные соотношения указанных минералов в зонах меняются, но роль кварца во внешней зоне, как правило, возрастает. Отмеченные закономерности наблюдаются на месторождении Садовом, Восточный и Западный Партизан, Николаевском. Сходная зональность описана и для биметасоматических и инфильтрационных скарнов в полях Кансайского и других рудных районов Средней Азии [13].

Вертикальная метасоматическая зональность в свинцово-цинковых месторождениях в скарнах Дальнегорского района, как отмечают многие исследователи, чрезвычайно устойчива и не контрастна. Геденбергитовые скарны, вмещающие свинцово-цинковые руды, обычно распространяются на сотни метров вглубь без существенных признаков изменения минерального состава, если не считать изменений в зависимости от смены литологического состава вмещающих пород.

Главная особенность вертикальной метасоматической зональности заключается в образовании зон осветленных пород в висячем боку скарновых залежей, реже внутри скарновых тел. Г.Н. Федчина [15] указывает на то, что эти зоны отвечают по составу пропилитам и связывает их образование с воздействием относительно более поздних порций растворов, приведших к метасоматическим изменениям надскарновых эффузивных пород. Вертикальный интервал пропилитизированных пород, по данным Г.Н. Федчиной, составляет 600–650 м. Поскольку исходные туфы кварцевых порфиров и туфобрекции почти не отличаются по химическому составу, минеральный состав пропилитов сравнительно постоянен и представлен кварцем, серицитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом, реже альбитом и адуляром.

По количественному преобладанию того или иного новообразованного минерала Г.Н. Федчиной выделены различные по составу фации пропилитизированных пород, постепенно сменяющие друг друга в вертикальном направлении. В верхних частях разреза развиты серицит-карбонатная и серицитовая фации, наиболее широко распространенные на площади Николаевского месторождения. Ниже отмечаются фации преимущественно хлоритового и еще ниже – эпидотового составов.

Следует заметить, что наиболее глубинная, эпидотовая фация развита в терригенных образованиях нижнего структурного этажа. В целом пропилиты месторождения относятся к низко- и среднетемпературным фациям умеренных глубин.

Н.С. Благодарева с соавторами [2] также выделяет самостоятельный пропилитовый комплекс на Садовом месторождении. В перекрывающих

известняки алевролитах и песчаниках пропилитизация проявлена в образовании многочисленных прожилков и гнезд, сложенных эпидотом, хлоритом, пренитом, кварцем, кальцитом, цеолитами, флюоритом. Минералы пропилитового комплекса широко распространены по аксенитсодержащим скарнам пологих залежей, локализованных в верхней части известнякового блока. Ведущая роль в минеральном составе пропилитов в этом случае принадлежит, по данным Н.С. Благодаревой, розовому клиноцизиту, зеленому эпидоту и щелочным полевым шпатам. Пропилитизированные скарны, как правило, секутся жилками и прожилками галенита и сфалерита.

В вертикальной метасоматической зональности на Николаевском месторождении особое место занимают турмалинизованные породы, установленные Г.Н. Федчиной [14], на глубине 800–900 м от современной поверхности в ряде разведочных скважин. Турмалинизация развивалась по песчаникам, алевролитам, туфам нижнего структурного этажа, развитых в пределах или вблизи Николаевского массива габбро-диоритов.

По минеральному составу измененные породы состоят из турмалина, серицита, карбоната, хлорита, иногда присутствуют мусковит, апатит и альбит. Характерной особенностью турмалинизованных пород является повсеместное развитие в них рассеянной вкрапленности кассiterита и пирротина. Образование турмалинсодержащих метасоматитов предшествовало отложению минералов кварц-серицит-хлоритовой ассоциации.

Как было сказано выше, зона турмалинизованных пород вскрыта и на более значительных глубинах (1300–1460 м), но также в породах нижнего структурного этажа.

Таким образом, вертикальная метасоматическая зональность наиболее отчетливо выражена на Николаевском и Садовом месторождениях. Она характеризуется сверху вниз сменой зон пропилитизированных пород с фациальными различиями в их составе, в зависимости от глубины образования, зонами скарнов и турмалинсодержащих метасоматитов.

Для скарновых залежей весьма интересен факт изменения в концентрации закисных марганца и железа с глубиной, с чем связывают изменение концентраций свинцово-цинкового оруденения с глубиной, которое уменьшается соответственно уменьшению закисных компонентов в пироксеновом скарне [12] (табл. 1). Г.Н. Федчина подметила закономерное уменьшение закисного железа в геденбергите в вертикальном разрезе от известняков к перекрывающим их туфам, что сказалось в минералогическом составе последовательно сменяющихся зон: геденбергит с магнетитом вблизи с алюмоシリкатными породами переходит в геденбергит-эпидотовую зону с хлоритом и кальцитом.

Образование турмалинизованных пород и геденбергитовых скарнов, по-видимому, шло одновременно из одних и тех же глубинных высокотемпературных растворов, насыщенных бором, железом, магнием и марганцем. Привнос железа и магния осуществлялся длительно, что привело к образованию турмалина в измененных терригенных породах и геденбергита как главного минерала в скарнах. Вследствие этого в породах нижнего структурного этажа пространственно обособлены два типа метасоматитов: зоны турмалинизованных пород и известково-железистых скарнов. В породах верхнего структурного этажа метасоматиты представлены зонами пропилитизированных пород и известково-железистых скарнов. Вопрос о соотношении процессов пропилитизации и скарнообразования в настоящее время является дискуссионным.

Г.Н. Федчина относит скарны и пропилиты к единой метасоматической колонке, формирование которой происходило на фоне постепенного раскисления гидротермальных растворов и понижения в них активности железа.

Таблица 1

Химический состав пироксена из различных месторождений

Компонент	Верхняя зона	Нижняя зона	272,5 м	367 м	Верхняя зона	Нижняя зона
	1		2		3	
SiO ₂	47,17	47,81	47,93	49,69	47,50	46,70
TiO ₂	0,04	0,00	0,44	0,15	0,03	0,25
Al ₂ O ₃	1,87	1,62	1,07	1,00	1,26	4,17
Fe ₂ O ₃	0,00	2,46	0,00	0,71	2,20	4,41
FeO	21,80	16,58	17,22	19,44	10,17	10,69
MnO	5,55	4,13	10,42	4,86	4,80	0,00
CaO	22,10	22,78	21,94	21,38	23,52	18,48
MgO	0,47	2,00	0,61	2,06	6,20	11,14
K ₂ O	0,00	0,13	0,00	—	0,00	0,42
Na ₂ O	0,12	0,23	0,06	0,00	0,12	0,35
H ₂ O	0,55	1,81	—	—	—	0,50
CO ₂	—	—	—	—	—	2,20
П.п.п.	—	—	—	—	3,74	—
Сумма	99,67	99,55	99,78	99,54	99,54	99,31

Примечание. 1 — геденбергит, месторождение Николаевское [14]; 2 — геденбергит, месторождение Садовое [2]; 3 — пироксен, месторождение Алтын-Топкан [12].

Именно высокой железистостью первоначальных растворов, по мнению автора, объясняется тот факт, что метасоматическая колонка пропилитов на Николаевском месторождении имеет не совсем обычный вид и самая верхняя ее зона представлена серицитовой фазией.

Н.С. Благодарева [2] полагает, что образование минералов пропилитового комплекса имело место после формирования скарновых залежей, но предшествовало отложению сфалерита и галенита.

Нам представляется, что скарнообразование и пропилитизация были последовательными процессами. В ранние периоды в условиях более высоких температур шло формирование скарновых залежей. Образование пропилитов, вероятно, следует связывать с собственно рудным процессом. Фациальные изменения в составе пропилитового комплекса обусловлены изменением скарнов и образованием окорудных метасоматитов под воздействием гидротермальных растворов, обогащенных металлами, серой и углекислотой. Эволюция сложных по составу постмагматических растворов привела к смене борного и железо-магниевого метасоматоза щелочным кали-натриевым, что послужило причиной образования вертикальной метасоматической зональности на фоне развития ярусной зональности.

Изучение метасоматической зональности позволяет выявить возможные глубины заложения активного источника рудоносных растворов, установить тот или иной тип минерализации (серебряные, свинцово-цинковые, оловянные руды) и в совокупности с другими данными оценить степень перспективности оруденения на глубину.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В РУДАХ

В свинцово-цинковых месторождениях, залегающих в скарнах, зональность вещественного состава руд является не контрастной. Рудные тела в скарнах характеризуются постоянным минеральным составом на значительную протяженность по вертикали. Большая устойчивость по вертикали свойственна всем свинцово-цинковым месторождениям Дальнегорского района. Однако некоторые авторы отмечают элементы вертикальной зональности, выражющиеся в смене состава скарновых залежей или количественных соотношений сульфидов с глубиной, а также некоторых морфологических особенностей отдельных минералов. Так, например, Ф.И. Ростовский [9], изучая особенности минерализации и зональности Садового месторождения, указывает, что вертикальная зональность проявлена в развитии крупнокристаллического геденбергита на верхних горизонтах месторождения, который с глубиной переходит в мелко- и тонкокристаллические агрегаты. На глубоких горизонтах в составе скарнов в больших количествах встречается гранат, отмечается волластонит.

На месторождении Верхний Рудник проявлена вертикальная зональность отложения сульфидов. На верхних горизонтах в рудных телах получила развитие, главным образом, сфалерит-галенитовая ассоциация, сменившаяся ниже галенит-сфалеритовыми рудами с халькопиритом. Рудные тела на глубоких горизонтах представлены пирротином и арсенопиритом, редко халькопиритом.

На Николаевском месторождении наблюдается достаточно устойчивое распределение главной галенит-сфалеритовой ассоциации с локальным развитием пирротина, халькопирита, арсенопирита, что не позволяет выявить элементы вертикальной зональности в распределении минеральных парагенезисов в скарново-рудных залежах. Однако, рассматривая месторождение в целом, которое характеризуется разнотипной минерализацией в верхнем и нижнем структурных этажах, можно говорить о наличии вертикальной зональности оруденения на Николаевском месторождении, которая имеет тесную связь с ярусной и метасоматической зональностью. Причиной ее возникновения является стадийный характер развития рудного процесса. Последовательное отложение различных по составу минеральных парагенезисов, активное взаимодействие ранних минеральных ассоциаций с поздними гидротермальными растворами привело к закономерным изменениям в минеральном и химическом составе руд в зависимости от глубины их формирования.

Минеральная зональность. Вертикальная минеральная зональность наиболее отчетливо проявлена на Николаевском месторождении, для которого описаны ярусная и метасоматическая зональность. Смена минеральных типов руд и главных минеральных парагенезисов по вертикали происходит прерывисто, отмечается чередование рудных зон, характеризующих различную по составу минерализацию, и значительных по мощности безрудных участков.

В верхних частях месторождения оруденение представлено кварц-сульфидными жилами, полезными компонентами которых являются свинец и серебро. Сульфидные минералы образуют рассеянную вкрапленность, прожилки и отдельные обособления в массе жильного кварца. Ранней минеральной ассоциацией в этих жилах является кварц-галенит-сфалеритовая, с подчиненным количеством халькопирита, арсенопирита и пирита. К поздней относятся разнообразные сульфосоли свинца, меди и серебра (буланжерит, андорит, блеклая руда, прустит и др.), образующие срастания

ния с поздней генерацией кварца. Завершается процесс минералообразования в жилах отложением Mn-содержащего карбоната и друз мелкокристаллического кварца, иногда с выделениями самородного серебра. Протяженность кварц-сульфидных жил на глубину пока не установлена.

Вниз по вертикали, на глубине 700–800 м от дневной поверхности, развиты мощные скарновые зоны с наложенным сульфидным орудением. Сульфидные руды отлагались длительно в течение кварц-кальцит-сфалерит-галенитовой стадии, характеризующей собственно рудный процесс, и кварц-карбонатной, которые привели к разложению скарнов и образованию нескольких парагенетических ассоциаций минералов. Наиболее ранней является кварц-сфалеритовая ассоциация, развивающаяся по геденбергитовым скарнам, обломочным породам кремнисто-карбонатного состава и алевролитам. Пирротин и халькопирит, относящиеся к данной ассоциации, присутствуют в виде эмульсиевидных включений в сфалерите, редко в виде самостоятельных выделений. В ряде случаев (месторождение Верхний Рудник, Восточный Партизан) к этой же ассоциации относится и галенит, образующий со сфалеритом срастания без каких-либо следов коррозии и других признаков замещения.

Основная же масса галенита, в тесной ассоциации с кальцитом, стильтономеланом, хлоритом, относится к следующей по времени образования ассоциации. Галенит замещает не только геденбергит, аксинит и другие скарновые минералы, но и сфалерит заполняет прожилки, секущие геденбергит и сфалерит, корродирует сфалерит. Часто вдоль границ зерен сфалерита и галенита наблюдаются укрупненные зерна халькопирита. На активные взаимоотношения геденбергита и растворов, несущих свинец, указывают образования реакционных минералов: хлорита и магнетита, иногда пирротина (месторождения Николаевское, Садовое). В данной ассоциации в значительном количестве присутствуют халькопирит, блеклая руда, редко минералы висмута и серебра.

Самой поздней является арсенопирит-пирит-пирротиновая ассоциация с кварцем и кальцитом, с различными количественными соотношениями указанных минералов. Так, в рудах месторождения Восточный Партизан широко развит арсенопирит, образующий совместно с кварцем каймы вокруг сфалерит-галенитовых агрегатов. В рудах Николаевского месторождения поздняя ассоциация представлена пирротином, реже пиритом. Каких-либо закономерностей в распределении ранних и поздних минеральных ассоциаций не наблюдается. Однако можно отметить, что наиболее богатые сфалерит-галенитовые руды концентрируются в центральных частях рудных тел. Поздние минеральные ассоциации тяготеют к периферии, к контактам известняков и алевролитов.

Ниже скарново-рудных залежей, на уровне 1300–1460 м, а также на контакте с габбро-диоритами (глубина 800–900 м) проявлены оловянная минерализация в турмалинизованных породах, представленная рассеянной вкрапленностью кассiterита и пирротина. Обнаружение зоны с повышенным содержанием олова в глубоких частях Николаевского месторождения позволяет объяснить выявленные геохимические особенности руд и установить некоторые элементы геохимической зональности.

Геохимическая зональность. Закономерные изменения в химическом составе скарновых и рудных минералов характеризуют геохимическую зональность, которая достаточно отчетливо проявлена в рудных залежах Николаевского месторождения.

Вариации в химическом составе геденбергита с глубиной ~ 270–347 м в скарнах Садового месторождения [2] показали закономерное увеличение в их составе с глубиной SiO_2 (47,93–49,69 вес.%) , MgO (0,61–2,06 вес.%)

FeO (17,22–19,44 вес.%) и уменьшение MnO (10,42–4,86 вес.%). Аналогичные закономерности отмечаются и для геденбергита Николаевского месторождения (см. табл. 1). Сопоставляя результаты химических анализов пироксенов верхних и нижних участков других, близких по типу месторождений [4, 12], можно заметить те же закономерные изменения в составе геденбергита — главного минерала скарнов.

Изучая элементы-примеси в сфалерите и галените в рудах Николаевского месторождения, Г.Н. Федчина [14, 16] пришла к выводу, что содержания элементов-примесей в этих двух главных рудообразующих минералах варьируют в вертикальном направлении. Так, например, отмечается накопление железа и марганца в сфалеритах верхних горизонтов месторождения (фиг. 2, а). С глубиной содержания этих элементов уменьшаются, соответственно Fe от 18–19 до 10–12 вес.% и Mn — 0,72–0,38 вес.% в интервале глубин ~200–800 м по вертикали.

С глубиной понижается на порядок и содержание галлия, причем резкое понижение его содержаний происходит в сфалерите, взятом на границе скарнов и верхне-меловых эфузивных пород. Количество кобальта с глубиной повышается; характерно, что кобальт присутствует в сфалерите, развивающемся в скарнах.

Содержание основных элементов-примесей Bi , Ag , Sb в галените Николаевского месторождения с глубиной также меняются (фиг. 2, б). При этом содержания висмута в галените на нижних горизонтах на 2–3 порядка, иногда и более, выше по сравнению с верхним, соответственно 0,25 и 0,0009%. Отмечается некоторое возрастание содержания висмута (до 0,5%) в галените, замещающем скарны. Однако распределение его неравномерно, и наряду с Bi -содержащим галенитом встречается и безвисмутовая разность, относящаяся, по всей вероятности, ко второй генерации.

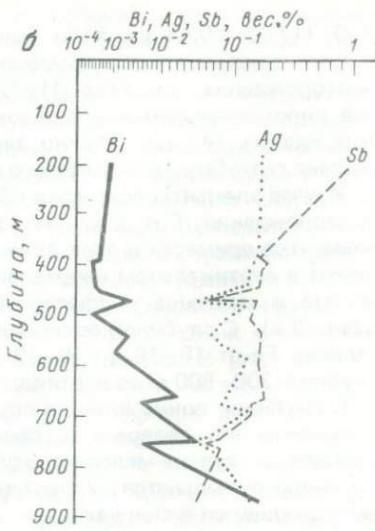
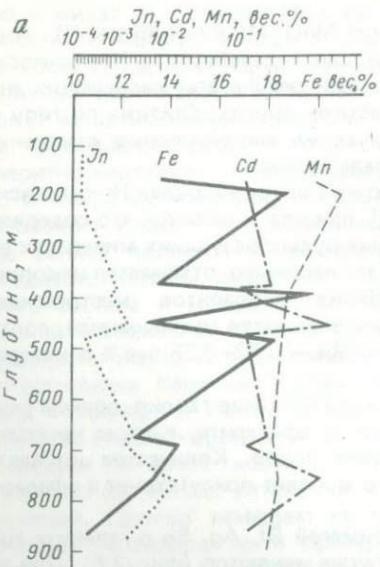
Колебания серебра не столь существенны, и определенных закономерностей в его поведении не отмечается. Накопление сурьмы в целом четко фиксируется в галените верхних горизонтов месторождения, но распределение ее неравномерно.

Изучение состава сфалерита и галенита не позволило Г.Н. Федчиной выявить причину закономерного распределения главных и второстепенных элементов-примесей в них. Вследствие этого Г.Н. Федчина полагает, что изменение в вертикальном направлении содержаний отдельных примесей обусловлено непрерывностью процесса постмагматического минералообразования.

Нам представляется, что одной из главных причин геохимической зональности является стадийное развитие гидротермального процесса, что привело к активным взаимодействиям скарновой и сульфидной минерализации и обогащению теми или иными примесями рудных минералов.

Наши данные по составу сфалерита (54 анализа) и галенита (48 анализов), отобранных из различных рудных тел, вскрытых на разных глубинах, показали, что главные рудообразующие минералы различаются по набору и количественным соотношениям элементов-примесей. Эти различия наблюдаются в сфалерите и галените из различных месторождений и в зависимости от принадлежности их к той или иной парагенетической ассоциации. С позиций стадийного развития гидротермального процесса, а также последовательного отложения сульфидов, замещающих скарны, можно объяснить поведение элементов-примесей в сфалерите и галените в вертикальном направлении.

Обогащение сфалерита железом даже при отсутствии ассоциирующих с ним сульфидов железа, указывает на то, что железо заимствовалось из геденбергита при его замещении. Наряду с железом заимствовался и мар-



Фиг. 2. Изменение содержаний главных элементов – примесей в сфалерите (а) и галените (б) с глубиной. Скв. С 100, месторождение Николаевское. По материалам Г.Н. Федчиной [14]

ганец, содержащийся в геденбергите в заметных количествах. В связи с тем, что последующие порции вызывали более активные реакции со скарнами, преобразование геденбергита в условиях повышенной f_{S_2} и f_{CO_2} шло интенсивнее, что послужило причиной обогащения сфалерита железом и марганцем в более высоких частях месторождения.

Следует отметить, что в сфалерите глубоких горизонтов (месторождение Верхний Рудник, частично Николаевское) установлено олово (от $n \cdot 10^{-4}$ до 0,07%), содержание которого также, видимо, связано с изменением нижележащих турмалинизованных пород, содержащих касситерит. Повышенные количества олова в сфалерите из кварц-сульфидных жил, вскрытых над скарновыми залежами, могут быть объяснены либо перераспределением олова в поздние периоды минералообразования, либо привносом его последующими порциями вместе с серебром, свинцом, сурьмой, мышьяком. Последнее обстоятельство, по-видимому, привело к относительно высоким содержаниям серебра в сфалерите из верхних частей Николаевского месторождения.

При рассмотрении распределения серебра, висмута и сурьмы в галените обнаруживается, что анализы с высоким содержанием серебра и висмута практически не содержат сурьмы, а если и содержат, то в минимальных количествах (месторождения Верхний Рудник, Николаевское, Садовое). По-видимому, сурьма коррелирует с серебром в тех случаях, когда висмут в образцах отсутствует. Эти данные позволяют сделать вывод о наличии в рудах дальнегорских месторождений двух генераций галенита: с висмутом, которая может быть отнесена к ранней генерации, описанной предыдущими исследователями (Радкевич, Хетчиков, Мозгова) и без висмута, но с сурьмой (более поздняя), кристаллизовавшаяся из растворов, обогащенных сурьмой.

Ранняя, более высокотемпературная генерация галенита распространена, главным образом, в скарново-рудных телах на глубоких горизонтах. Бессимутовый галенит типичен для верхних горизонтов, но не исключен как поздний минерал и на глубоких горизонтах. В целом содержания висмута в галените могут быть показателями глубинности формирования руд.

Олово, как и в сфалерите, обнаружено только в галените из месторождений Верхний Рудник и Николаевское. В большей части анализов содержания олова в тысячных и первых сотых долях процента, редко 0,1–0,3% (Николаевское месторождение). Постоянное нахождение олова в галените указанных месторождений, а также относительно более высокие содержания этого элемента в галените по сравнению со сфалеритом позволяют предположить, что олово концентрировалось в поздние периоды минералообразования. Закономерное распределение олова в минералах-концентраторах в месторождениях Верхний Рудник и Николаевское может быть использовано в качестве индикатора на их оловоносность на глубоких горизонтах.

Обогащение галенита серебром в кварц-сульфидных жилах связано с наличием собственно серебряной минерализации, типичной для надскарновых жил. Выявлена также закономерность, выражаяющаяся в том, что максимальным количеством серебра в галените месторождений Николаевское, Верхний Рудник, Садовое соответствуют и максимальные содержания висмута, что может быть связано с существованием твердого раствора галенит+матильдит.

Геохимическая зональность является вещественным отражением метасоматической и минеральной зональности. Отдельные элементы геохимической зональности позволяют говорить об особенностях формирования руд на различных глубинах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматривая закономерные соотношения в пространстве структурных и вещественных характеристик свинцово-цинковых месторождений Дальнегорского рудного района, можно сделать вывод о достаточно отчетливом проявлении в них трех типов зональности: ярусной, метасоматической и геохимической. Все типы зональности проявлены в тесной взаимосвязи.

Вследствие того, что геологоструктурная позиция месторождений и условия формирования руд были неодинаковыми, установленные типы вертикальной зональности на каждом конкретном месторождении проявлены в различной степени.

Так, на Николаевском, наиболее глубоко вскрытом месторождении, выявлены все три типа зональности. Ярусная зональность обусловлена геологическими факторами и выражена в изменении структурных условий формирования скарново-рудных и жильных тел соответственно в нижнем и верхнем структурных этажах. Метасоматическая вертикальная зональность наиболее ярко проявлена на Николаевском месторождении и частично Садовом. Причинами, вызвавшими ее возникновение, послужили различный механизм образования рудных тел, формирование метасоматических зон площадного и локального, трещинного развития и стадийный процесс минералообразования. Метасоматическая зональность по вертикали выражена в смене пропилитов в верхних частях скарнами, а ниже — турмалинизованными породами.

Минеральная зональность проявлена контрастно на Николаевском месторождении, характеризующаяся серебряной, свинцово-цинковой и оло-

вянной минерализацией. Характерно, что выделенные зоны не имеют постепенных переходов, поэтому каждая из них, в зависимости от геологического и структурных условий, может быть проявлена самостоятельно. Так, в Дальнегорском рудном районе месторождения Восточный и Западный Партизан, Садовое и Первый Советский рудник представлены только скарново-рудными залежами. На соседних участках (Краснореченское рудное поле) в нижнем структурном этаже локализованы сульфидно-кассiterитовые месторождения, а в верхнем структурном этаже недавно обнаружены оловянно-серебряные руды (Красногорское рудопроявление).

В целом собственно скарново-рудные залежи характеризуются в пространстве достаточно устойчивым минеральным составом, хотя отдельные элементы геохимической зональности проявлены отчетливо.

Так, с глубиной в сфalerите уменьшаются содержания железа, марганца, на порядок увеличивается содержание индия (см. фиг. 2). Интересно, что в содержаниях индия и кадмия наблюдаются прямые соотношения, т.е. с уменьшением количества индия в сфalerите уменьшается и количество кадмия и, наоборот, более высоким содержанием индия соответствуют повышенные содержания кадмия в сфalerите.

Для галенита типично закономерное увеличение содержаний висмута и уменьшение содержаний сурьмы с глубиной. Распределение серебра меняется, но уровень содержаний постоянен. Ниже 400 м характерны обратные соотношения в содержаниях висмута и серебра в галените.

На месторождениях подобного типа, вскрытых на значительную глубину, отмечается вертикальная зональность в распределении главных рудообразующих минералов: галенита и сфalerита, обычна для практически всех типов свинцово-цинковых месторождений. Так, смена с глубиной цинково-свинцового оруденения свинцово-цинковым установлена на ряде месторождений в скарнах Средней Азии [12].

В.И. Смирнов и Д.И. Горжевский [10] на месторождении Верхний Рудник устанавливают фациальную вертикальную зональность, проявившуюся в смещении центра запасов цинка на верхних горизонтах относительно центра запасов свинца вниз на 250 м. С глубиной снижается и общая концентрация металлов. Это подтвердились данными по изучению глубоких горизонтов месторождения Верхний Рудник, где рудные тела сложены минеральными агрегатами пирротин-арсенопиритовой парагенетической ассоциации ранней сульфидной стадии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскин В.А. Магматизм рудоносных центрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
2. Благодарева Н.С., Говоров И.Н., Лагоевская Е.А., Славкина С.П. Материалы по минералогии Садового свинцово-цинкового месторождения. — В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
3. Говоров И.Н. Связь полиметаллического оруденения с вулкано-плутоническими комплексами на примере Дальнегорского района Приморья. — В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
4. Королев В.А., Аверин Ю.А., Акба-
- ров Х.А. и др. Факторы размещения эндогенного гидротермального оруденения в скарнах. — В кн.: Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977, с. 45–54.
5. Король Р.В. Связь полиметаллических месторождений Тетюхинского района с вулканизмом. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогенеза северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1970.
6. Король Р.В., Брилев Ю.Н. Некоторые геохимические особенности руд полиметаллических месторождений Дальнегорского района. — Тр. ДВПИ, 1975, 110, с. 53–61.

7. Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон И.Н. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 34.
8. Радкевич Е.А. Критерии глубинности и зональности. — В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971, с. 5–12.
9. Ростовский Ф.И. Особенности минерализации и зональности Садового полиметаллического месторождения. — В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971, с. 39–40.
10. Смирнов В.И., Горжеевский Д.И. Месторождения свинца и цинка. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 2.
11. Стадийность минерализации и зональность гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1979.
12. Тарасов А.В. Процессы рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях. Ташкент: Фан, 1979.
13. Чернышев В.Ф., Сафонов Ю.Г. Зональность оруденения в месторождениях и полях скарнового типа. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973, т. 1, с. 177–238.
14. Федчина Г.Н. К минералогии Николаевского скарново-полиметаллического месторождения (Приморье). — В кн.: Минералогия,магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 93–100.
15. Федчина Г.Н. Характер связи процессов пропилитизации и скарнирования на Николаевском скарново-полиметаллическом месторождении. — В кн.: Минералогия и генезис месторождений Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 45–60.
16. Федчина Г.Н. Распределение элементов-примесей в галенитах и сфалеритах Николаевского скарново-полиметаллического месторождения (Приморье). — В кн.: Геохимия вулкано-плутонических ассоциаций и эндогенные месторождения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 73–75.

УДК 7.553.26

Г.Н. Комарова, С.А. Кокин

**ЗОНАЛЬНОСТЬ БАРИТ-СУЛЬФИДНО-
ФЛЮОРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАУГАРЗАН
(Средняя Азия)**

Наугарзанско рудное поле находится на южном склоне Кураминского хребта в пределах Гудасского горста. Оно включает сульфидно-флюоритовое месторождение Наугарзан и расположенное в 1,5 км к северо-востоку от него кварц-флюоритовое месторождение Кенгутан, а также ряд рудо-проявлений близкого состава. Оба этих месторождения тесно связаны общностью условий образования и относятся к разным минеральным типам сульфидно-флюоритовой формации [2]. Последняя характерна для металлогенеза фанерозойских вулканогенных поясов и имеет важное промышленное значение. Месторождения достаточно детально изучены. В их изучении участвовали Ю.В. Бородин, А.О. Буторин, Г.Г. Грушкин, Е.М. Головин, Г.Е. Завьялов, А.А. Мацулович и др.

Рудные тела вскрыты карьером и подземными горными выработками, поэтому могут служить хорошим объектом при изучении зональности окологильных пород и минерализации, а также при оценке перспектив оруденения на глубину. На примере этих месторождений может быть рассмотрена модель зональности флюоритовой минерализации, сопряженной с сульфидами и баритом.

В геологическом строении рудного поля принимают участие сложный

комплекс интрузивных пород средне- и верхнепалеозойского возраста и сопровождающие их дайковые образования. Основная часть площади занята гранитоидами карбонового возраста, прорванными малыми интрузиями разного состава. Среди гранитоидов выделяются гранодиориты, являющиеся преобладающими породами, а также кварцевые диориты, гранит-порфирьи, гранофиры и граниты.

Гранитоиды пересекаются многочисленными дайками основного, среднего и кислого состава: гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, гранит-порфирами и дайками диабазовых и диоритовых порфириотов.

Последние известны на площади Кенгутанского месторождения, где они имеют северо-восточное простиранье и крутое падение на юго-восток. Протяженность их 3–4 км, мощность от 2 до 10 м. Микроскопическое изучение даек показало, что они в разной степени изменены: альбитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы.

Диабазовые и диоритовые порфириты завершили магматизм, проявленный в районе. По отношению к минерализации флюорита они наиболее молодые магматические дорудные образования. Возраст отмеченных даек принимался многими исследователями как нижнетриасовый, вследствие чего образование флюорита относилось к постлетриасовому времени.

Данные геохронологического изучения магматических пород района, на которых остановимся ниже, показали более древний их возраст.

Наиболее значительными разрывными нарушениями рудного поля являются: на северо-западе Наугарзанский разлом и на юго-востоке — Акташский. Наугарзанский разлом имеет северо-восточное простиранье и крутое северо-западное падение, мощность его составляет 150–700 м; он залечен дайкой гранит-порфиров.

Акташский разлом прослежен в 3,5 км юго-западнее Наугарзанского, его длина 40 км, простиранье меняется от 10 до 70°, падение на юго-восток под углами 60–85°. Мощность зоны разлома от нескольких десятков до 500 м. В пределах этого разлома локализуется Наугарзанское месторождение.

Между отмеченными разломами развита серия нарушений северо-западного простиранья и в том числе Кенгутанский разлом, к которому приурочены рудные тела одноименного месторождения.

Кенгутанский разлом представляет особой зону параллельных тектонических швов, прослеженных в направлении северо-запад 330° и имеющих северо-восточное падение под углом 70–85°. Мощность зоны разлома — от первых метров до нескольких десятков.

Наугарзанская сульфидно-флюоритовая жила, к настоящему времени значительно отработанная, имеет на поверхности общую протяженность около полутора километров, мощность ее на отдельных интервалах достигла 30–40 м. Жила характеризуется сложным строением, обусловленным многостадийным формированием и интенсивным проявлением внутри- и пострудного дробления.

Жила в верхней части эродирована, промышленная ее часть от современной поверхности составляет по вертикали около 300 м.

Месторождение Кенгутан расположено гипсометрически выше Наугарзы на 250 м, на абсолютной отметке 2130 м. Оно представлено кварц-флюоритовой жилой, имеющей мощность несколько метров. Жила смешена по разлому, выделяют ее верхнюю и нижнюю "поднавиговую" части. Оруденение прослежено по падению приблизительно на 200 м. В целом вертикальный диапазон продуктивной флюоритовой минерализации в рудном поле составляет более 550 м (абсолютные отметки 2200–1600 м).

Для вмещающих пород, даек и оруденения рассматриваемых месторож-

дений были произведены анализы абсолютного возраста (табл.). Полученные цифры охватывают интервал времени, равный 280 ± 12 – 190 ± 8 млн. лет. Их можно разбить на две возрастные группы: $280–246 \pm 10$ и $222–190 \pm 8$ млн. лет.

Первая группа характеризует возраст гранодиоритов и даек порфириров, считавшихся триасовыми. На месторождении Кенгутан эти породы показали пермский возраст, причем 264 млн. лет имеет дайка диоритовых порфириров, секущая диабазовые порфириты, возраст которых 280 млн. лет. Для пород и даек месторождения Наугарзан П.В. Комаровым отмечаются близкие цифры 274–262 млн. лет.

Вторая группа – 222–190 млн. лет, полученная впервые для датировки оруденения, отвечает триасу. Анализ производился по калиевому полевому шпату, отобранному из кварц-флюоритово-сульфидных жил месторождения Наугарзан (Южные рудные тела, горизонт 1640 м). Эти цифры, по-видимому, завышены, учитывая данные омоложения возраста по результатам анализа калиевых полевых шпатов калий-argonовым методом.

Наугарзанская жила была вскрыта с поверхности на Центральном, Восточном и Западном участках. Контакт жилы со стороны лежачего бока отчетливый, а со стороны висячего бока рудное тело сопровождается сетью субпараллельных прожилков кварц-флюоритового, кварц-сульфидного состава, составляющих так называемые Южные тела.

По данным геолого-разведочных работ простижение и падение жилы заметно меняется с юго-запада на северо-восток. На Западном участке простижение ее – северо-восток $60–70^\circ$, угол падения $84–90^\circ$, а на Восточном – простижение 55° при крутом угле падения до $85–90^\circ$.

В составе жилы присутствуют следующие гипогенные минералы: кварц, флюорит, барит, кальцит, анкерит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, блеклая руда, стефанит, пирагирит иargentит. Строение жилы грубополосчатое, сильно нарушенное внутри- и пострудными тектоническими подвижками. После ее образования вдоль лежачего бока прошло тектоническое нарушение, вызванное дробление рудного тела, а в дальнейшем вдоль диагональных трещин оно было перемещено по ряду ступенчатых сбросов с амплитудой 5–6 м.

Наиболее мощное и богатое флюоритовое оруденение развито в центральной части жилы (Центральный участок). Строение жилы здесь линзовидно-зональное, несимметричное; можно выделить три зоны: флюоритизированных окварцованных пород, зону кварц-флюоритового состава и мономинерального флюорита. Последний встречается среди первых двух зон. Зона кварц-флюоритового состава может сменять зону окварцованных пород или залегать среди них. Ближе к западному флангу центральная часть жилы образована брекчиями рудами, сложенными кварцем, флюоритом, баритом, кальцитом, которые пересекаются кварцево-сульфидными жилками.

Средняя мощность жилы на поверхности в Центральном участке составляла около 20 м, на горизонте 1750 м она равнялась 13,9 м, а на горизонте 1700 м – 10 м. Выклинивание продуктивной флюоритовой части жилы устанавливается на глубине 400 м от дневной поверхности. На глубине 500 м прослеживается только зона прожилкового окварцевания.

На Восточном участке флюоритовая жила имеет меньшую мощность и содержание, в ней широко развиты барит и кварц, повсеместно распространен галенит. Выклинивание промышленного оруденения флюорита на этом участке отмечается приблизительно на глубине 100 м.

На Западном участке флюоритовая минерализация практического распространения не получила.

Результаты определения абсолютного возраста пород, дорудных даек и оруднения

Место- рожде- ние	Порода	Минерал	K, %	$^{40}Ar_{\text{рад.}}$ нг/г	$\frac{^{40}Ar_{\text{рад.}}}{Ar_{\text{общ.}}}$ %	Возраст, млн. лет	Эпоха
Наугар- зан	Гранодио- рит мик- роклини- зирован- ный	Вал	5,23 ± 0,04	93,2 ± 1,8	74; 76	246 ± 10	T/P ₂
"	Эффузив- ная поро- да изме- ненная	То же	4,04 ± 0,05	73,8 ± 1,6	75; 77	252 ± 10	P ₂
Кенгутан	Гранодио- рит	"	1,89 ± 0,03	38,3 ± 0,8	69; 70	278 ± 12	P ₁
"	Диабазо- вый пор- фирит	"	2,12 ± 0,03	43,2 ± 1,0	55; 71	280 ± 12	P ₁
"	Диорито- вый пор- фирит	"	3,30 ± 0,04	63,2 ± 1,5	83; 84	264 ± 11	P ₂ /P ₁
Наугар- зан	Рудная жила	Калиев- ый по- левой шпат	8,68 ± 0,07	13,8 ± 2	49; 80	222 ± 8	T ₁
"	То же	То же	7,65 ± 0,06	103,5 ± 2	75; 81	190 ± 8	T ₂

По сравнению с флюоритовой сульфидной минерализацией характеризуется своими особенностями распределения в жильной трещине.

Наиболее интенсивно она проявилась на флангах месторождения в виде отдельных жил. На западе, имея мощность от одного до нескольких метров, они развиваются по центральной части жильной трещины или в ее висячем боку среди зон окварцевания. Ближе к центру кварц-сульфидные жилы контактируют по висячему боку с гранодиоритами. В Центральном участке сульфидное оруднение неравномерно развито в виде гнезд, прожилков среди кварц-флюоритовой массы и брекчий кварца, флюорита, барита и кальцита.

Что касается барита, то в Центральном и Западном участках отмечалось резкое его уменьшение с глубиной и исчезновение на расстоянии 40–50 м от поверхности. В Восточном участке барит имел максимальное развитие, содержание его достигало здесь по отдельным пробам 50–60%. Бедные содержания отмечались ниже 100 м.

Как видно из приведенного описания, развитие минерализации Наугарзанской жилы носило сложный характер. В процессе рудоотложения можно выделить следующие стадии: кварцевую, кварц-барит-флюоритовую, кварц-сульфидную, кварц-сульфидно-флюоритовую и кварц-карбонатную.

Начало рудообразования связано с отложением в трещинной зоне вынесенного из боковых пород кремнезема, в результате чего возникла мощная зона окварцевания, заключающая остатки измененных вмещающих пород.

После следующего импульса тектонического дробления началось выпадение кварца и флюорита. Выделяется несколько генераций кварца, образовавшегося до и после флюорита, и две основных генерации флюорита слабозеленого и бесцветного. В эту стадию имело место отложение барита, местами совместно с флюоритом.

Позже кварц-барит-флюоритовой стадии после интенсивного дробления



Фиг. 1. Вертикальная проекция изолиний содержаний флюорита в рудном теле
 1 — депювиальные отложения; 2—6 — содержания флюорита (в %): 2 — ниже 15, 3 — 15—20, 4 — 21—25, 5 — 26—35, 6 — выше 35

снова произошло отложение кварца и далее выпадение совместно с кварцем вначале сфалерита, а потом галенита, сульфосолей и других рудных минералов. После отложения основной части сульфидов, проявившихся среди ранних минеральных ассоциаций, и отдельно от них на флангах трещины в виде самостоятельных жил, произошло сравнительно небольшое по масштабу образование кварц-галенит-флюоритовой ассоциации (третья стадия). В последнюю стадию сформировались кварц-кальцитовые, кварц-анкеритовые прожилки и небольших их жилы.

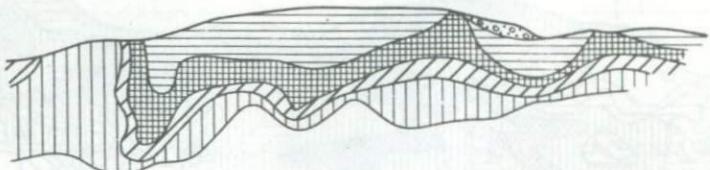
Для более четкого представления о зональном строении рудного тела были построены проекции на вертикальную плоскость изолиний содержаний барита, флюорита и сульфидов свинца и цинка. По Центральному участку жилы при построении изолиний принимались следующие содержания флюорита (в %): 36—40, 26—35, 21—25, 20—15 и менее 15 (фиг. 1). В интервале 1880—1800 м представлены все выделенные градации флюоритовых руд, кроме самых бедных: преобладают в целом руды с высоким содержанием.

В интервале 1800—1700 м больший объем занимают руды с содержанием 15—30%, хотя появляются и бедные — с содержанием ниже 15%. В интервале 1700—1600 м отсутствуют руды с содержанием 30% и более и ниже 1600 м преобладают бедные руды.

Экстенсивность флюорита увеличивается на участке в направлении с востока на запад.

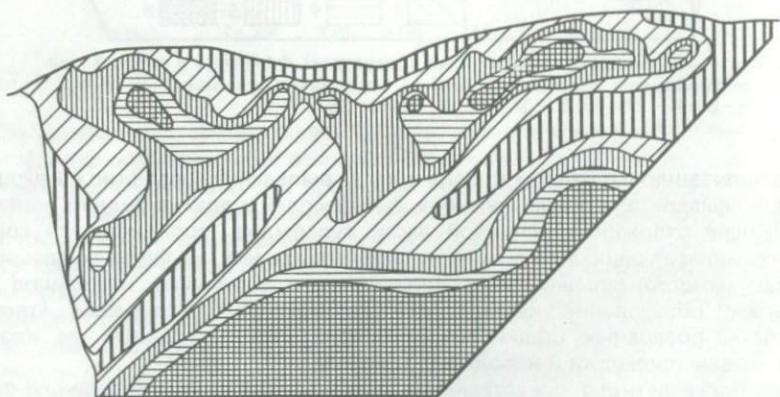
Зональность баритовой минерализации наиболее наглядно прослеживается на Восточном участке (фиг. 2). Как видно на фигуре, значительная и заметная минерализация барита отмечается здесь приблизительно до 1820 м, т.е. на 60 м от поверхности. Ниже ее содержания отвечают менее чем 1%.

ВОСТОЧНЫЙ УЧАСТOK



Фиг. 2. Вертикальная проекция изолиний содержаний барита в рудном теле

1 — делювиальные отложения; 2—5 — содержания барита (в %): 2 — 1—3; 3 — 3—5; 4 — 5—10; 5' — выше 10



Фиг. 3. Вертикальная проекция распределения цинка в рудном теле (Центральный и Восточный участок)

1—5 — содержание Zn в порядке возрастания

В Центральном участке содержания барита выше 3% отсутствуют, а в Западном — барит практически не отмечается.

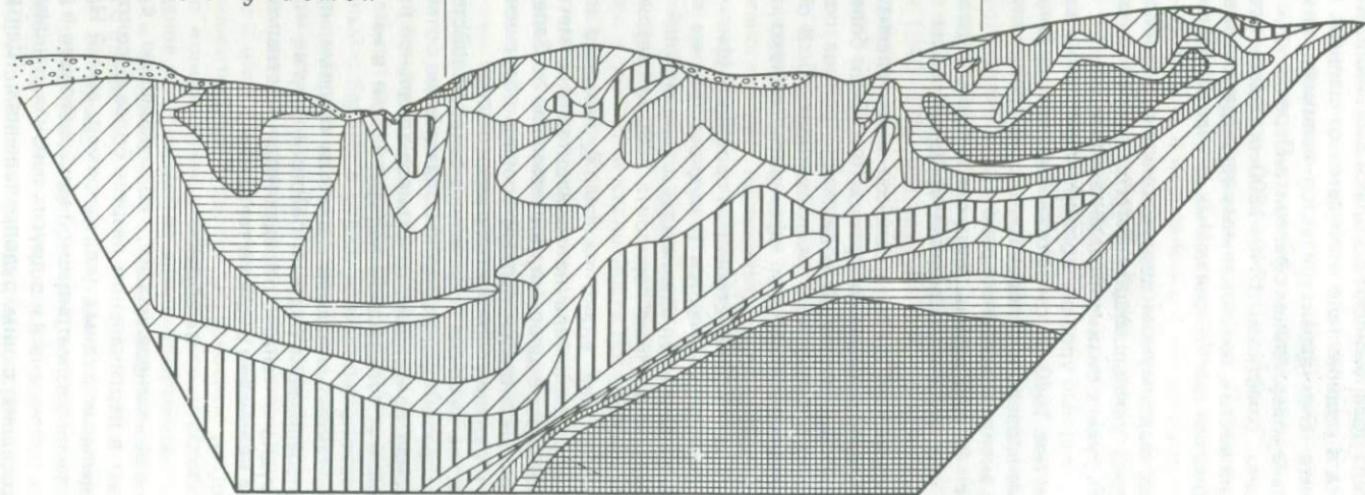
В общем виде закономерности распределения минерализации флюорита и барита близки, а именно: общее падение содержания с глубиной, чехловое зональное строение с развитием в объеме рудного тела отдельных "линз" более богатых, последовательно сменяющихся зонами более бедными.

Рассмотрим зональность сфалерита в рудном теле на примере Центрального и Восточного участков (фиг. 3). Для цинка, как и для свинца, использовались данные до горизонта 1640 м, они в целом отражают общую тенденцию в распределении сульфидов. Ниже отмеченного горизонта мощность жи-

Западный участок

Центральный участок

Восточный участок



Фиг. 4. Вертикальная проекция в порядке возрастания свинца в рудной жиле
1 — делювиальные отложения, 2—7 — содержания свинца

лы резко сокращается, как и содержание рудных компонентов, и на горизонте 1510 м рудные тела обнаруживают признаки выклинивания.

Распределение цинка в рудном теле отличается от данных, полученных для флюорита и барита. Оно характеризуется наличием двух уровней, связанных с повышенным содержанием сфалерита. Первый уровень (фиг. 3) отвечает приблизительно отметкам 1840–1800 м. Здесь установлено в направлении с запада на восток три локальных пространственно разобщенных максимума содержаний цинка, связанных с участками высокой концентрации сфалерита.

Вокруг упомянутых максимумом цинка зонально располагаются изолинии с последовательно уменьшающимися его содержаниями. И на поверхности вскрывались руды с низкими содержаниями.

Второй, более протяженный уровень концентрации цинка располагается в основном ниже отметки 1640 м, он прослеживается на более глубокие горизонты, а затем уменьшается последовательно на уровне около 1500 м, что следует из данных эксплуатационных работ.

Как видно на фиг. 3, обогащение цинком нижних горизонтов было более значительным, чем верхних. Средним уровням жилы свойственны низкие его содержания.

Обратимся к распределению в Наугарзанской жиле галенита, масштабы проявления которого по сравнению со сфалеритом, были более значительны. Вертикальная проекция изолиний содержаний свинца построена для Западного, Центрального и Восточного участков (фиг. 4). В общем сохраняются тенденции, установленные для сфалерита, однако характер их проявления более сложный.

На Западном участке, согласно построенной проекции (фиг. 4), наиболее богатые содержания свинца отмечаются в рудном теле на горизонтах с отметками 1860–1760 м. Они наблюдались здесь и на дневной поверхности среди кварц-сульфидных жил. Ниже горизонта 1780 м содержания свинца последовательно уменьшаются.

На Восточном участке, как видно на фиг. 4, высокие концентрации свинца установлены в рудном теле на горизонтах с отметками 1840–1780 м, что близко совпадает с данными, полученными по Западному участку. Таким образом, прослеживается первый уровень обогащения свинцом, так же как и цинком, в верхних горизонтах рудного тела.

В Центральном участке высокие содержания свинца свойственны рудному телу в его нижних горизонтах, начиная приблизительно с отметки 1680 м.

Приведенный материал показывает отчетливое зональное распределение флюоритовой, баритовой и сульфидной минерализации в жиле, подчиняющееся определенным закономерностям.

Отдельные из этих закономерностей являются общими, применимыми и к сходным по минерализации рудным районам, другие – свойственны лишь для данного рудного тела и определяются местными условиями, например, характером склонения рудного тела.

ВЫВОДЫ

1. Кварц-флюоритовая минерализация, по сравнению с сульфидно-флюоритовой, занимает в вертикальном разрезе более высокое положение. Это касается как отдельных рудных тел, например, самой Наугарзанской жилы, так и распределения рассматриваемой минерализации в рудном поле. Подобная зональность наблюдалась и в других районах, например, на месторождении Такоб и соседних с ним рудопроявлениях (Центральный Таджикистан).

2. Баритовая минерализация располагается в верхних частях рудного тела, ассоциируясь с кварцем и флюоритом. Как и для флюорита, для барита действует общая закономерность в отношении падения с глубиной содержаний. Однако протяженность баритовой минерализации по вертикали значительно меньшая, при этом на отдельных участках рудного тела отмечается его резкое выклинивание с глубиной.

Для барита устанавливаются и другие особенности распределения, не совпадающие с флюоритом. В Наугарзанской жиле наблюдается увеличение экстенсивности барита в направлении с запада на восток, а для флюорита — наоборот. Если учесть юго-западное склонение рудного тела, то на Восточном участке должны располагаться наиболее верхние его части. Этим, видимо, и объясняется наличие более богатого оруденения барита именно здесь и падение его экстенсивности на запад.

3. В сульфидно-флюоритовых телах распределение сульфидов подчиняется другим закономерностям по сравнению с флюоритом. В отличие от него, для сульфидов устанавливается увеличение содержаний с глубиной. Однако оно носит дискретный характер. В рудном теле Наугарзанской жилы выделяются два уровня, которым свойственны высокие содержания свинца (абсолютные отметки 1840–1780 м и ниже 1680 м), разделенных полосой руд с более бедными содержаниями.

Выявленные особенности распределения оруденения показывают, что наблюдаемое строение Наугарзанской жилы есть совокупность многих зональностей, факторы возникновения которых разнообразны.

Месторождения типа Наугарзан относятся к среднетемпературным, связанным с вулканогенными процессами. Среди факторов, обусловливающих возникновение их рудной зональности, отметим следующие:

- 1) влияние кислородного режима;
- 2) роль высокой концентрации в растворах аниона S^{2-} ;
- 3) падение температуры;
- 4) инверсия щелочности-кислотности растворов;
- 5) динамика трещинообразования.

Роль влияния кислородного режима наиболее отчетливо устанавливается при анализе условий образования минеральной ассоциации первой стадии.

Схематически напомним свойственную для этих ассоциаций зональность, относимую нами к моноасцендентной или зональности отложения [3]. Сверху вниз распределение минеральных парагенезисов в рудном теле следующее: барит, флюорит+барит, флюорит+кварц+барит, флюорит+кварц.

Присутствие в парагенезисе с флюоритом барита указывает на высокий окислительный потенциал кислорода в минералообразующем растворе. Ион SO_4^{2-} , связанный с барием в барите, является продуктом высшего окисления серы. Выпадение барита могло произойти в результате смешения привнесенных гидротерм с водозными богатыми кислородом водами [4].

Во вторую стадию, характеризующуюся значительным отложением сульфидов свинца и цинка, образование барита не имело места, то есть наступили резко восстановительные условия. Рудоносные растворы отличались высокой степенью концентрации аниона S^{2-} , что обусловило отложение сульфидов. Совмещение в пространстве ассоциаций минералов первой и второй стадии привело к возникновению полиасцендентной зональности сульфидно-флюоритового оруденения.

Отложения минералов второй стадии, по-видимому, происходило при относительно низких температурах [1], необходимых для свободной диссоциации сероводородной кислоты на ион S^{2-} и $[S_2]^{2-}$.

Смена реакций окисления реакциями восстановления в режиме минералообразования барит-сульфидно-флюоритового оруденения определяется в

значительной степени изменениями условий "открытости и закрытости" жильной системы, тесно, в свою очередь, связанными с динамикой трещинообразования.

В целом, как показывает приведенный материал, зональность минерализации, рассматриваемая в многообразии ее проявлений и причин, является важным фактором познания формирования месторождений и перспектив возможности их обнаружения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
2. Комарова Г.Н. Основные формации месторождений флюорита. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976.
3. Онтоев Д.О. Условия и главнейшие факторы возникновения зональности в гидротермальных месторождениях. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 2.
4. Проблемы минерального сырья. М.: Наука, 1975.

УДК 553.065.3; 553.441

В.В. Архангельская

К ВОПРОСУ О ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ПЛАТФОРМАХ

В статье рассматриваются отдельные вопросы зональности оруденения эпигенетических свинцово-цинковых телетермальных месторождений, возникающих на платформах в периоды их тектонических активизаций.

В геологической литературе принято относить эти месторождения к образованиям, формирующимся исключительно в осадочных чехлах. Фактические же данные, накопленные в результате геолого-разведочных работ и специальных исследований в СССР и за рубежом, показывают, что очень многие из характеризуемых месторождений залегают не только в породах чехлов, но продолжаются и на большие глубины. Такие месторождения представляют собой совокупность сложных по составу и по форме, согласных с напластованием, а также секущих и комбинированных разобщенных рудных тел, формирование которых обусловливается: а) единым контролем секущими фундамент и чехол крутопадающими региональными разломами, б) локализацией оруденения серией дорудных, а во многих случаях и додайковых пологих согласных и секущих напластование разрывных нарушений, развитых как в слоистых породах чехлов, так и в породах фундамента.

Анализ фактических данных свидетельствует о том, что породы фундамента, при условии относительно небольшой мощности осадочного чехла (в среднем до 500 м), в благоприятных структурно-geoхимических условиях могут включать пластообразные и жильные рудные залежи промышленной ценности. Кроме того, он показывает, с одной стороны, что состав руд рассматриваемой группы месторождений оказывается более сложным, чем представлялось ранее, и близок к составу жильных низко-среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений. С другой стороны — что оруденению этих

месторождений свойственна вертикальная зональность, в основных чертах присущая зональности гидротермальных свинцово-цинковых месторождений.

Подчиняясь этим закономерностям, зональность телетермальных месторождений обладает и своими специфическими особенностями. Последние связаны с присущим им морфологически более сложным развитием трещинных рудолокализующих систем, по-разному проявляющихся в разных структурных этажах и ярусах и обуславливающих на различных интервалах рудоотложения различные структурные, геохимические и гидродинамические условия для накопления тех или иных компонентов руд. При этом для месторождений характерны все виды зональности, свойственные гидротермальным свинцово-цинковым месторождениям. Эти виды проявляются в различных масштабах от зонального размещения телетермальных свинцово-цинковых провинций в планетарных рудных поясах до зонального размещения оруденения в рудных районах, полях, месторождениях и отдельных рудных тела.

ПОЗИЦИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ НА ПЛАТФОРМАХ И СВЕДЕНИЯ О ЗОНАЛЬНОСТИ ИХ ОРУДЕНЕНИЯ

Рассматривая положение свинцово-цинковых телетермальных провинций на платформах, можно видеть, что наиболее важные из них располагаются, с одной стороны, в их краевых тектонически активизированных частях, прилегающих к складчатым орогенным поясам различного возраста. Примерами являются: провинция Миссисипи-Миссури на Северо-Американской платформе, расположенная на территории, обрамляющейся палеозойскими складчатыми орогенными поясами Аппалачей и Уачита; Силезско-Краковская рудоносная провинция в краевой части Средне-Европейской эпипалеозойской платформы на площади обрамления ее карпатскими, альпинидами; Прибайкальская провинция на Сибирской платформе в обрамлении Байкальского складчатого пояса и др. Формирование этих провинций связано с орогенными процессами в обрамляющих платформы складчатых сооружениях.

С другой стороны, рассматриваемые провинции связаны с внутренними и бортовыми частями рифтогенных структур, возникающих во внутренних частях платформ в средних частях крупных сводовых поднятий фундамента. Примеры таких провинций имеются на Восточно-Европейской платформе. Это провинция Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин, расположенная во внутренней части Днепровско-Донецкого авлакогена, и провинция южных склонов Воронежского поднятия, сформированная в северной бортовой части той же структуры.

Во всех случаях свинцово-цинковые телетермальные провинции составляют часть рудоносных планетарных поясов, закономерно располагаясь главным образом в периферических частях последних, характеризующихся относительно слабыми тектоническими движениями.

Участие провинций в металлогенетической зональности планетарных рудных поясов связано с особым тектоническим режимом развития в пределах последних жестких умеренно подвижных секторов земной коры с относительно слабым тепловым потоком, не приводящим к коровому гранитоидному магматизму и метаморфизму осадочного слоя и к повторному метаморфизму верхних частей платформенного фундамента. Относительно пониженная мощность земной коры, по сравнению с сопредельными складчатыми областями, ее упругость и хрупкость приводят на территории провинций к образованию, а при повторных активизациях и к подновлению ранее существ-

вовавших глубинных разломов, предопределяющих поднятие подкоровых базальтоидных магм и флюидов, несущих основные рудогенные элементы.

Зональность оруденения характеризуемых провинций изучена слабо. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что она имеет в основном пятнистый в плане характер и связана с закономерностями размещения рудных районов, включающих разные генетические ряды свинцово-цинковых месторождений, относящихся к различным рудным формациям.

Так же, как и в провинциях, формирующихся в складчатых областях, намечается следующая экономерность: в рудных районах, связанных с относительно более тектонически подвижными поднятиями фундамента, проявляются несколько иные фации магматических пород-дифференциаторов базальтоидных магм, а именно пород андезитового, трахитового и реже ультраосновного состава. Среди же месторождений появляются сурьмяно-свинцово-цинковые, ртутно-свинцово-цинковые, колчеданно-свинцово-цинковые. В областях менее подвижных поднятий фундамента проявляются толеитовые фации базальтоидных магм, а среди рудных образований развиваются свинцово-цинковые месторождения с переходами к флюорит-свинцово-цинковым, медно-свинцово-цинковым, свинцово-цинково-битумным, цеолит-свинцово-цинковым.

В связи с различной интенсивностью тектонической подвижности структур, контролирующих рудные районы, находятся и морфологические особенности месторождений, что в частности отмечалось Ф.Г. Снайдером в 1960 г. и А.В. Хейлом в 1968 г. при характеристике рудных районов провинции Миссисипи-Миссури.

В наиболее подвижных рудных районах значительно более широким развитием пользуются секущие напластование и комбинированные рудные тела (Иллинойс-Кентукки, Центральный Кентукки и др.). Такие рудные районы располагаются чаще в краевых, наиболее тектонически напряженных частях провинций, и связаны с более интенсивными перемещениями блоков фундамента по краевым и секущим провинции региональным глубинным разломам.

ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ РАЙОНОВ

К настоящему времени накоплены интересные геологические материалы по зональности многих рудных свинцово-цинковых гидротермальных районов как в СССР, так и за рубежом. Эти материалы, выявляя огромную роль региональных глубинных разломов в образовании рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, свидетельствуют о том, что зональность оруденения находится в прямой зависимости от характера развития этих разрывов в пространстве и времени. И в этом отношении зональность свинцово-цинкового оруденения рудных районов в первую очередь выявляется как структурная зональность, характерная для большинства гидротермальных жильных районов, полей и месторождений и связанная с зональным развитием разнообразных деформационных структур [9]. Изложенное иллюстрируем на следующих примерах.

Подольско-Приднестровский рудный район. Рудный район располагается в восточной части Волыно-Подольской плиты Восточно-Европейской платформы. Приурочен к крупному эрозионно-тектоническому выступу фундамента, сложенному комплексом метаморфических и ультраметаморфических пород, возраст которых определяется от 2600 млн. лет до 3,5 млрд. лет [3]. Мощность неметаморфизованного осадочного чехла колеблется от первых м до 2,5 км. В строении чехла принимают участие

три структурных яруса — байкальский, каледонский и альпийский, разделенные зонами региональных стратиграфических несогласий. Байкальский слагается в низах вулканогенно-терригенными породами (песчаники, гравеллиты, конгломераты, базальты), сменяющимися континентальными отложениями, переходящими в прибрежно-морские (песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы с фосфоритовыми конкрециями). Каледонский ярус представлен фациями мелководного моря (песчаники, известняки, мергели, доломиты). Альпийский — континентальными и прибрежно-морскими фациями.

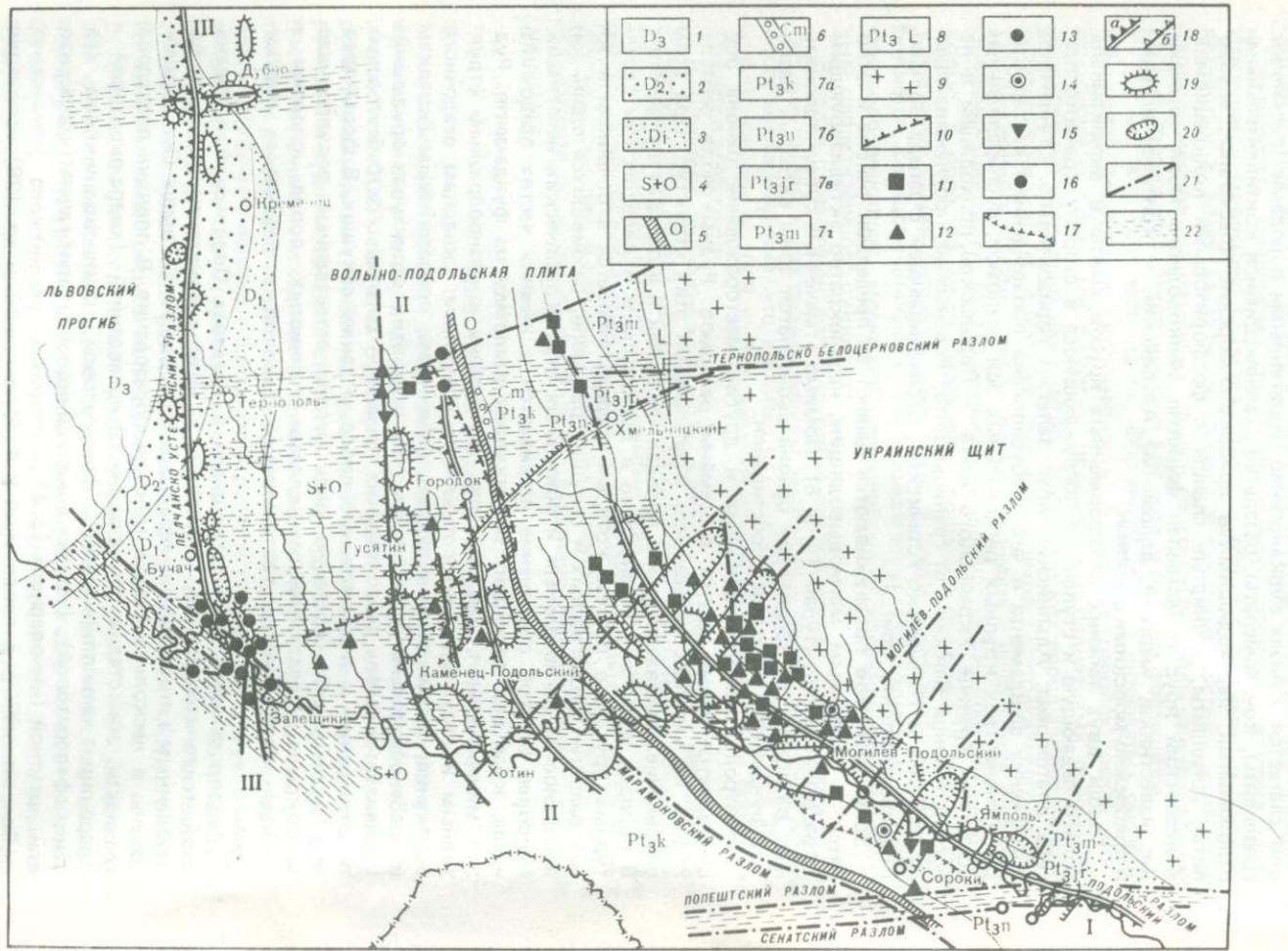
Толщи двух нижних платформенных ярусов смяты в моноклиналь, полого падающую и ступенчато погружающуюся в сторону краевого профиля платформы. Альпийский ярус залегает горизонтально. Ступенчатое погружение фундамента и чехла обусловлено прохождением на территории района трех крупных региональных зон разломов, субпараллельных восточной границе Украинского щита — Подольской, проходящей в непосредственной близости от границы щита; Ровеньской, прослеживающейся западнее и Пельчанско-Устечской, ограничивающей с запада Волыно-Подольскую плиту (фиг. 1).

Зоны разломов прослеживаются далеко за пределами района и относятся к глубинным магмовыводящим, неоднократно активизирующимся разрывным структурам [4, 5, 6]. Помимо отмеченных субмеридиональных разломов, на территории района выделяются зоны скрытых разломов фундамента широтного простирания.

Контроль свинцово-цинковых и других месторождений района осуществляется этими двумя системами разломов. Рудные поля располагаются на участках пересечения и сочленения этих структур. При этом оруденение развивается как в породах чехла, так и в породах фундамента. В породах чехла оно установлено в байкальском и каледонском структурных ярусах, в разрезе которых сосредотачивается в основном в зонах развития субсогласных и секущих разрывов, развившихся вдоль зон поверхности региональных и локальных стратиграфических несогласий. Наиболее богатое оруденение развивается в нижних частях осадочного чехла, куда оно переходит по секущим разломам из фундамента. Рудная минерализация, как правило, приурочена к разнообразным структурным и структурно-литологическим ловушкам: складкам осадочного облекания, штамповым складкам, флексурам, приразломным складкам и грабенообразным сооружениям. Во всех этих структурах оруденение локализуется вдоль тектонических срывов — согласных и субсогласных по отношению к напластованию пород, а также секущих. В формировании рудных тел огромную роль играли естественные полупроницаемые экраны, представленные слоями глинистых пород, силлами и дайками базальтоидов, тектонической глинкой в разрывных нарушениях.

Рудопроявления, располагающиеся в пределах Подольской и Ровеньской тектонических зон, относятся к низко-среднетемпературным, образованным в интервале температур от 50°С до 200°С и выше. Они сформированы в несколько стадий минералообразования. В порядке последовательности эти стадии представлены: колчеданной (кварц-пиритовой и кварц-пирит-халькопиритовой), флюоритовой, свинцово-цинковой (галенит-сфалеритовой), барит-свинцово-цинковой (барит-галенит-сфалеритовой), ртутной (киноварной) [3, 4].

Возраст этих рудопроявлений В.А. Шумлянский и др. [28] связывают с киммерийской эпохой активизации платформы. Отдельно выделяются эпигенетические рудопроявления медистых песчаников Пельчанско-Устеч-



кской тектонической зоны, которые, возможно, образованы в эпоху тектонической активизации в неогене.

Вследствие особенностей внутриминерализационного трещинообразования в пределах Подольской и Ровеньской тектонических зон, продукты отдельных стадий часто пространственно обособляются, образуя самостоятельные медно-колчеданные, флюоритовые, свинцово-цинковые, баритовые и другие рудопроявления. Но чаще формируются рудопроявления, в которых проявляется большинство из выделенных стадий минералообразования, но с преобладанием одной из них.

Рудообразование сопровождается широким проявлением разнообразных оклорудных изменений вмещающих пород. Это — окварцевание, связанное с пиритовой и пирит-халькопиритовой ассоциациями колчеданной стадии; каолинизация — с флюоритовой и ртутной, доломитизация и сидеритизация — с галенит-сфалеритовой.

В рассматриваемом рудном районе отчетливо проявлена горизонтальная рудная зональность, выражаящаяся в смене с востока на запад рудопроявлений различного состава [5, 6, 10] и др. Так, в пределах Подольской тектонической зоны имеют место медноколчеданные, флюоритовые, свинцово-цинковые, баритовые, свинцово-битумные [14] рудопроявления с присущим им комплексами оклорудно измененных пород. В Пельчанско-Устечской — рудопроявления медистых песчаников со свинцовой минерализацией.

Исследования Г.И. Князева [8] и П.С. Веремьева [3] показали, что отмеченная зональность связана с последовательным перемещением полей максимальных тектонических напряжений, накапливающихся в породах в периоды проявления процессов минералообразования с востока, от Украинского щита, на фоне его поднятия и опускания краевой части платформы.

Вертикальная зональность района и его отдельных рудных полей и месторождений изучена слабо. Вместе с тем, рассматривая концентрации различных рудогенных компонентов в геологическом разрезе района,

Фиг. 1. Структурно-металлогеническая схема Подольско-Приднестровского рудного района. Составлена по материалам Н.И. Ларина, В.П. Курочки, В.С. Заики-Новацкого, А.Л. Гойжевского, Г.Г. Виноградова, А.Я. Древина, З.Я. Жовинского, Н.И. Янгичера, З.А. Синицы, Н.И. Синицы, С.В. Нечаева, Е.Н. Бартницкого, В.Я. Великанова и др.

1,2 — терригенно-карбонатные отложения D_1 и D_2 ; 3 — континентальные красноцветные песчаники и аргиллиты D_1 ; 4 — песчано-карбонатные и глинистые отложения $S-O$; 5 — известняковые песчаники O ; 6 — песчаники, аргиллиты, алевролиты нижнего ϵ ; 7 — вандайская серия венда: а — аргиллиты каниловской свиты $PR_{1,k}$; б — аргиллиты с прослоями песчаников нагорянской свиты $PR_{1,n}$; в — аргиллиты, песчаники, алевролиты ярошевской свиты $PR_{1,jr/z}$; г — песчаники, аргиллиты могильевской свиты $PR_{1,m}$; 8 — конгломераты, песчаники, базальтовые покровы грушинской и каменской свит PR_1 , Волынской серии венда; 9 — кристаллические породы фундамента; 10 — контуры распространения эфузивов волынской серии венда под отложениями $S-O$; 11 — рудопроявления флюорита; 12 — рудопроявления меди (колчеданные); 13 — рудопроявления медистых песчаников; 14 — рудопроявления меди (колчеданные); 15 — рудопроявления барита; 16 — залежи твердых битумов; 17 — контуры развития фосфоритовых конкреций, местами включающих наложенную свинцово-цинковую минерализацию; 18 — флексуры в осадочном чехле (а — главные, б — второстепенные) над тектоническими рудоконтролирующими зонами: Подольской (I), Ровеньской (III), Пельчанско-Устечской (IV); 19 — брахиантклинали над локальными эрозионно-тектоническими выступами фундамента; 20 — брахиантклинали над опущенными блоками фундамента; 21 — разломы; 22 — зоны скрытых разломов фундамента

можно заметить, что среди сульфидов в рудах верхней части фундамента преобладает сфалерит, содержащий до 7% Fe и относящийся к галенит-сфалеритовой стадии минералообразования. В качестве примесей сфалерит содержит Mn, Ti, Ce, Ni, Ga, Jn.

Выше по разрезу в породах волынской серии венда наблюдается кварц-халькопирит-пиритовая минерализация в тектонически нарушенных контактах песчаников с покровами базальтов. В песчаниках могилевской свиты валдайской серии венда сосредотачиваются основные количества продуктов флюоритовой, свинцово-цинковой и колчеданной стадий минералообразования. В аргиллитах и песчаниках нагорянской свиты той же серии — флюоритовая и свинцовая минерализация. В породах ордовика и силура — свинцово-цинковая. В породах девона — медная (медиистые песчаники).

Анализ пространственного распределения продуктов различных стадий в разрезе чехла и фундамента показывает, что вертикальная зональность месторождений и рудных полей в пределах характеризуемого района в первую очередь относится к стадийной, пульсационной. Вместе с тем намечаются и отдельные элементы зональности отложения в продуктах отдельных стадий. Так, в комплексе галенит-сфалеритовой стадии намечается увеличение количества сфалерита с глубиной; а также изменение изотопного состава свинца в галените от I -типа (на более глубоких горизонтах и вблизи от рудоконтролирующих разрывов) до B -типа (в верхних частях месторождений и рудных полей и в стороны от разломов).

Силезско-Краковский рудный район. Рудный район расположен в юго-восточном углу Средне-Европейской эпипалеозойской платформы и приурочен к северо-восточной краевой части Чешского остаточного массива, располагающегося в крупной краевой антеклизе. С юга район непосредственно прилегает к Предкарпатскому краевому прогибу на участке широтного простирания Карпатской дуги. Основной чертой геологического строения района является с одной стороны, наличие крупного эрозионно-тектонического выступа фундамента, сложенного дислоцированными каледонскими и герцинскими геосинклинальными образованиями. С другой — развитие пермско-мезокайнозойского осадочного чехла, сформированного в наиболее приподнятой части фундамента в грабенообразных структурах, а на склонах его — в виде сплошного покрова.

Герцинский структурный этаж имеет сложное строение [12], особенности которого имели огромное значение для развития морфологических особенностей телетермального свинцово-цинкового оруднения, как правило продолжающегося из осадочного чехла в породы фундамента. В нем выделяются два главных геотектонических элемента: Верхнесилезский межгорный миогеосинклинальный необращенный прогиб, сформированный на жесткой каледонской плите и обнажающийся в наиболее приподнятой части выступа фундамента. Слагающие его породы разбиты глубокими расколами с образованием субплатформенных и типично платформенных складчато-глыбовых деформаций, характеризующихся многочисленными отслоениями на контактах слоев разного состава.

Породы, слагающие прогиб, представлены верхнекарбоновыми угленосными отложениями мощностью до 6 км, включающими комплекс переслаивающихся песчаников и сланцев с большим количеством угольных пластов. Ниже залегают карбонатные и терригенные породы среднего и нижнего карбона, отложение которых сопровождалось излиянием базальтоидных лав. Вторым элементом поднятия фундамента является складчатая область, входящая в систему Судетских и Верхнесилезских герцинид. Она располагается на северном склоне поднятия.

Осадочный чехол начинается с верхней перми, на размытой поверхности которой располагаются триасовые отложения, представленные всеми тремя отделами и характеризующиеся наличием стратиграфического несогласия между T_2 и T_3 . С несогласием на их поверхности залегают отложения средней юры и нижнего мела, перекрытие с размывом неогеновыми породами.

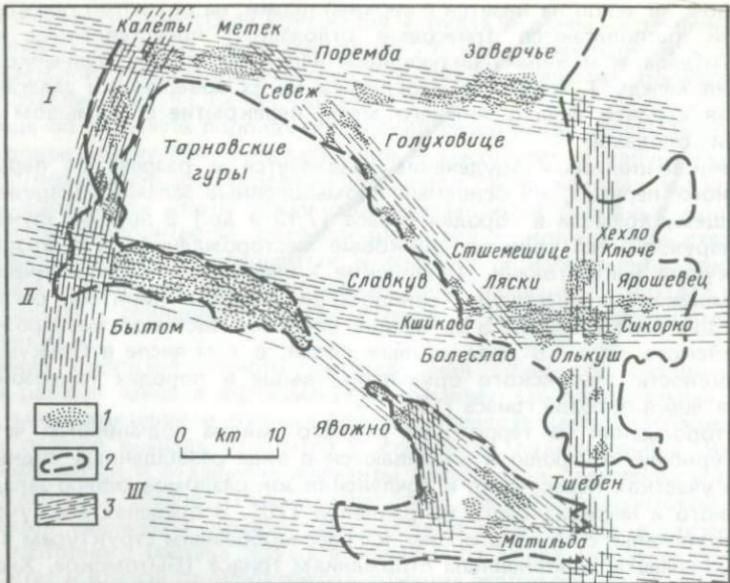
Свинцово-цинковое оруденение развивается в разрезе от перми до третичного периода, но основные промышленные залежи обнаружены к настоящему времени в породах триаса [7,18 и др.] В породах фундамента обнаруживаются свинцово-цинковые месторождения двух возрастов: 1) секущие напластование герцинские колчеданно-полиметаллические и 2) альпийские, существенно свинцово-цинковые с пиритом, согласные и секущие напластование и служащие корневой системой месторождений мезозойского чехла. В ряде рудных полей, в том числе в Олькушском, интенсивность альпийского оруденения выше в породах палеозойского цоколя, чем в породах триаса [19].

Месторождения на территории рудного района подчиняются четкому структурному контролю и развиваются в виде разобщенных рудных полей на участках пересечения и сочленения зон разломов северо-западного, широтного и меридиального направления [20]. В пределах этих участков они приурочены, с одной стороны, к грабенообразным структурам в породах фундамента, заполненным отложениям триаса (Бытомское, Хжанувское). С другой, эти рудные поля приурочены к мульдообразным складкам, осложняющим моноклинально падающие толщи чехла, обрамляющие с севера и северо-востока выходы герцинид (Тарновские горы, Олькуш, Заверчье) (фиг. 2). Внутри грабенообразных и корытообразных структур чехла месторождения и отдельные рудные тела сосредотачиваются на участках пересечения их локальными разрывами поперечного, продольного и диагональных направлений. В тектонических блоках, ограниченных этими разрывами, широко развиты согласные с напластованием дорудные зоны отслоения, брекчирования и дробления, локализующие рудные залежи. Многие из таких пологих зон распространяются в соседние блоки, развиваясь уже в других стратиграфических подразделениях.

Согласно T. Galkiewicz [17], оруденение развивается в большей степени в пористых доломитах (39,3%) при подчиненном развитии в известняках (6,2%) и песчаниках (0,1%). Сами же доломиты являются эпигенетическими метасоматическими предрудными образованиями, развившимися вдоль зон тектонического отслоения по породам различного состава. При этом руды занимают около 5% площади доломитов.

Морфологические особенности рудных тел, развитых в триасовых породах, связаны с особенностью их геологического разреза, включающего три комплекса пород. Нижний — песчаниковый характеризуется преобладанием жильных рудных тел с подчиненным развитием согласных, средний — известняковый — преобладанием согласных и с подчиненным количеством секущих напластование тел. Верхний комплекс глинистых сланцев, включающий небольшое количество рудных тел, служил экраном, гасящим развитие дорудных трещин, а также полупроницаемым барьером для восходящих рудоносных растворов, растекающихся под ним в горизонтальном направлении. Формы рудных тел разнообразны. Выделяются пласто-линзообразные, нередко многоярусные, соединенные жилами; жильные, трубообразные и сложно комбинированные согласно-секущие формы. Согласные же тела, как правило, не выдержаны и не повторяют конфигурацию пластов.

Рудные тела сформированы как метасоматическим путем, так и пу-



Фиг. 2. Схема размещения оруденения в Силезско-Краковском рудном районе, по [17]

1 — свинцово-цинковое оруденение; 2 — контуры метасоматических доломитов; 3 — рудоконтролирующие тектонические зоны: I — Северная, II — Средняя, III — Южная

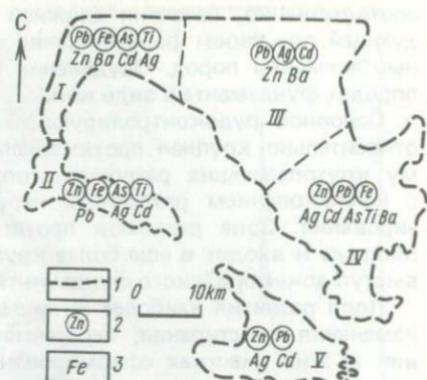
тем выполнения пустот. При этом характерно отсутствие различий в составе руд в рудных телах различной морфологии, развивающихся в различных по составу породах и располагающихся на одних глубинных уровнях [16]. Руды района в основной своей массе относятся к свинцово-цинковым, но с разными вариациями Pb: Zn от 1:2 до 1:5, что связано с проявлениями зональности оруденения.

Для рудного района установлена горизонтальная региональная и локальная горизонтальная и вертикальная рудная зональность, обусловленная особенностями пространственного размещения различных минеральных ассоциаций, отвечающих четырем стадиям минералообразования. В порядке последовательности эти стадии представлены: I стадия — формирование метасоматических тел гидротермальных доломитов, содержащих анкерит и являющихся вмещающей средой для более поздних сульфидов. Температуры образования их $200 \pm 30^\circ\text{C}$ по результатам работ В.А. Алексеенко и других 1978 г. II стадия — продуктивная сульфидная, в течение которой формировались следующие последовательные минеральные ассоциации: а) сфалерит, вюрцит, брункит, галенит и редкие йорданит, грэйтонтит, менегенит; б) вортцит с вrostками галенита; в) мельниковит-пирит, марказит; г) галенит. III стадия — продуктивная галенитовая и IV стадия, в течение которой отлагались небольшие количества сфалерита, галенита, марказита, барита, кальцита, слагающих прожилки, секущие рудные тела.

Согласно Т. Galkiewicz [17], региональная зональность в рудном районе проявляется в уменьшении в рудах различных рудных полей Zn, Fe(As) в направлении с северо-запада на юго-восток и соответственно в

Фиг. 3. Схема геохимической зональности, по [17]

1 — границы рудных зон; 2 — основные металлы руд, развитые в зонах; 3 — второстепенные металлы, развитые в зонах. Рудные зоны: I — Калеты-Тарновских гор, II — Бытомская, III — Северо-Заверчанская, IV — Болеслав-Олькушская, V — Тшебенская



увеличении роли Pb, Ag в том же направлении (фиг. 3). Соответственно такой закономерности ведут себя и связанные с этими элементами примеси. Так, в рудных полях Тарновские горы, Калеты, Метек наиболее распространенными металлами в рудах являются Pb, Fe, As, Ti. Второстепенными — Zn, Ba, Cd, Ag. В рудных полях Поремба, Заверчье, Голуховице главные металлы Pb, Ag, Cd, второстепенные элементы Zn и Ba. В Бытомском рудном поле главные Zn, Fe и As и второстепенные Pb, Ag, Cd. В Олькушском главные Zn, Pb, Fe и второстепенные — Ag, Cd, As, Ti, Ba. В Тшебенском главные Zn, Pb и второстепенные Ag, Cd.

На месторождениях же получила развитие обычна для гидротермальных месторождений вертикальная зональность, проявляющаяся в увеличении Pb и уменьшении цинка в верхних частях рудных тел, а также горизонтальная зональность — в увеличении Pb в периферических частях рудных тел, как это отмечалось Ч.Ф. Парком и Р.А. Мак-Дормидом в 1966 г.

Рудный район Юго-Восточного Миссури. Рудный район расположен в провинции Миссисипи-Миссури плиты Мидконтинент Северо-Американской платформы. Приурочен к одному из эрозионно-тектонических выступов купола Озарк, сложенного докембрийским комплексом пород, перекрытым кембрийским и ордовикским осадочным чехлом, мощность которого колеблется от десятков до первых сотен метров. Разрез чехла в порядке последовательности отложения [13]: песчаники Ламотт с конгломератами, алевролитами, доломитами; известняки и доломиты Бонн-Терр; глинистые сланцы Девис с прослоями карбонатных пород, песчаников, алевролитов; доломиты Дерби-Де-Ран с рифовыми постройками; доломиты Потоси, Эминенс, Гасконейд; песчаники Рубиду и доломиты Джейферсон-Сити. На территории района, контролируясь разломами, местами проявлен палеозойский эксплозивный магматизм в виде даек и некков, а также имеют место трубки взрыва глубинных газов. Вдоль наиболее крупного разлома широтного простирания в районе в чехле обнаружены конседиментационные вулканические аппараты.

Свинцово-цинковая минерализация развита во всех породах осадочного чехла. Но основное количество рудных тел связано с тектонически нарушенными породами двух нижних толщ — Ламотт и Бонн-Терр и особенно в нижних 200 футах формации Бонн-Терр, перекрывающихся слоями сланцев. Эти породы характеризуются крайней неоднородностью, вследствие развития в них сложной системы захороненных рифов, обваловых брекчий, тонко и сложно переслаивающихся пород и,

соответственно, развития сложной трещинной дорудной системы, наследующей при своем формировании и секущей основные конседиментогенные элементы пород. Оруденение также обнаружено и в докембрийских породах фундамента в виде жил.

Основной рудоконтролирующей структурой рудного района является относительно крупная протяженная зона разломов, объединяющих систему крутопадающих разломов, сопровождающихся развитием согласных с напластованием разрывных нарушений и зон трещиноватости и брекчирования. Зона разломов протягивается через всю минерализованную площадь и входит в еще более крупную систему разрывов, окаймляющих выступ докембрийского фундамента [13].

Поля развития наиболее интенсивного оруденения тяготеют к участкам изменения простирания, пересечения, сочленения разломов. Месторождения в этих участках сформированы в нарушенных разрывами конседиментационных сооружениях, представляющих собой захороненные рифовые постройки, второстепенные по своим масштабам эрозионно-текtonические выступы фундамента и другие структуры.

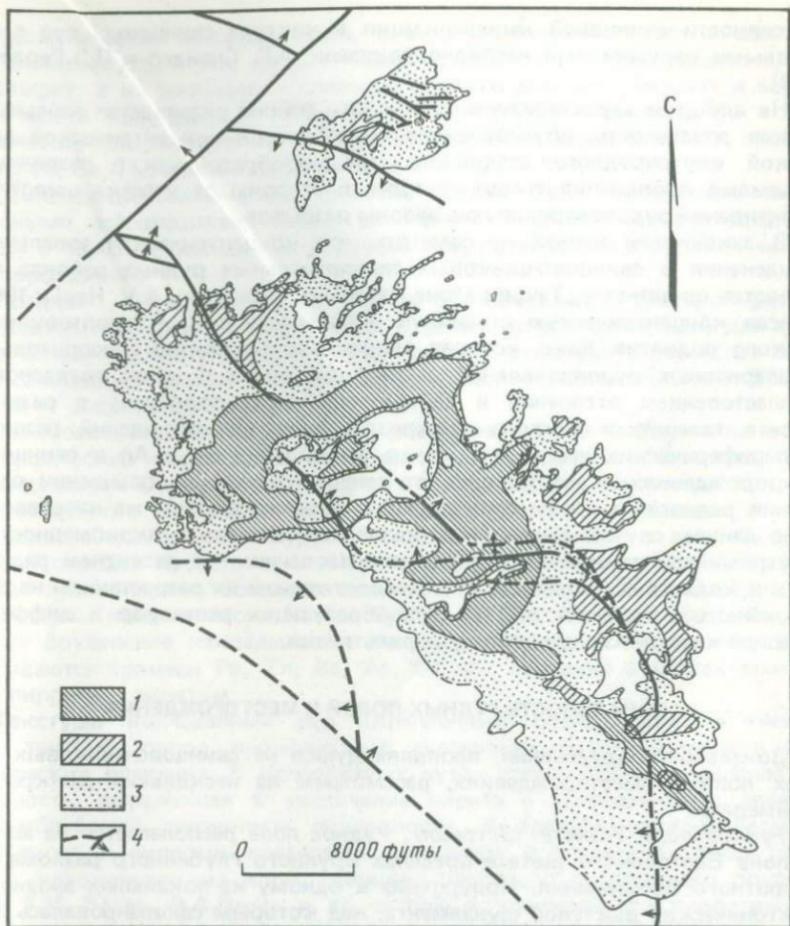
Морфологические особенности месторождений и отдельных рудных тел весьма разнообразны. Здесь отмечаются кольцевые и полукольцевые в плане тела, типа усеченных конусов, с отходящими многоярусными апофизами, согласными со слоистостью; лentoобразные, аркообразные и сложные по форме многоярусные тела в гребневых и внутренних частях гигантских и ролловых рифов; плащеобразные вдоль локальных стратиграфических несогласий и другие.

В формировании перечисленных рудных тел решающее значение имела структурная подготовка участков их локализации, выражавшаяся в развитии дорудной трещиноватости. При этом рудной минерализацией затронуто только около 10% всех развитых на минерализованной площади конседиментационных сооружений. Помимо отмеченных форм, достаточно широким развитием пользуются столбообразные залежи, формирующиеся на пересечениях и сочленениях отдельных секущих разрывов. В породах фундамента развиты разнообразные жильные формы.

В составе руд месторождений района галенит резко преобладает. В меньших количествах развиты пирит, марказит, темноокрашенный сфalerит, халькопирит и зигенит. Среди редко встречающихся отмечается бравоит, борнит, халькозин, миллерит. Среди жильных широким развитием пользуются кварц, джаспероиды, в меньших количествах проявлены доломит, кальцит, диккит и др. В рудном районе развито несколько минеральных типов месторождений. Из них наиболее широким развитием пользуются галенитовый и галенит-баритовый типы. Подчиненное значение получили галенит-сфалеритовый, галенит-халькопиритовый и галенит-сфалерит-халькопиритовый минеральные типы.

Руды, формирование которых происходило вслед за окварцеванием вмещающих пород, слагаются следующими минеральными ассоциациями (в порядке последовательности): 1) пирит-марказитовая, 2) халькопирит-галенитовая, 3) галенитовая, 4) галенит-сфалеритовая, 5) сфалеритовая.

Руды содержат обычные для рассматриваемого типа месторождений элементы-примеси — Ag, Cd, Ni, Co, Sb, As, Bi и др., из которых только Cd (в сфалерите) и Ag (в галените) представляют интерес при попутной добыче. Руды сформированы в основном метасоматическим путем, но местами приобретает большое значение и выполнение пустот. Наиболее распространенные текстуры руд: вкрашенная, вкрашенно-прожилковая, брекчевая, массивная, массивно-слоистая, крустикационная и др. Среди структур наиболее развиты: разнозернистые кристаллические, за-



Фиг. 4. Зоны преимущественного распространения руд свинца, цинка и меди [13].
1 — свинцово-цинковые руды; 2 — свинцово-медные руды; 3 — свинцовые руды;
4 — разломы

мешения коррозии, распада твердых растворов, колломорфные, а вблизи разрывных нарушений — катаклистические, струйчастые сланцеватые, бластические.

В рудном районе четко выражена горизонтальная зональность оруднения. При этом наблюдается зависимость пространственного размещения минеральных ассоциаций и соответствующих им типов месторождений от характера развития и интенсивности стадийного внутриминерализационного трещинообразования. Свинцово-цинковые руды занимают на площади района центральное место и приурочены к участку изменения профиля главной зоны рудоконтролирующих разломов с северо-западного на субширотное (фиг. 4). Свинцовые руды распространены на более широкой площади, превышающей площадь развития свинцово-цинковых руд более, чем в три раза. Свинцово-медные развиваются в контурах свинцово-цинковых руд в виде небольших обособленных участков. Связь ин-

тенсивности свинцовой минерализации в контуре свинцовых руд с разрывными нарушениями наглядно показали Ф.Г. Снайдер и П.Э.Гердеман [13].

На площади характеризуемого рудного района развивается концентрическая зональность, обусловленная своеобразной концентрической динамикой внутрирудного стадийного трещинообразования, с различными объемами проявления трещиноватости в стороны от участка широтного простираия рудоконтролирующей зоны разрывов.

В заключение нельзя не отметить, что концентрическая зональность оруденения в свинцово-цинковых телетермальных рудных районах проявляется по-разному. Так, в районе Иллинойс-Кентукки А.В. Heyl в 1969 г. описал концентрическую стадийную зональность вокруг криптовулканического поднятия Хикс, которая выразилась в развитии флюоритовых и сфалеритовых рудопроявлений в секущих жилах и зонах согласного с напластованием отслоения в центральной части поднятия; в развитии барита, галенита и светлого сфалерита в рудах месторождений, развитых в периферических частях купола; в уменьшении Sb и Ag в свинцовых месторождениях, в направлении от центра купола; в повышении содержания радиогенных изотопов свинца в галенитах в том же направлении. И, в данном случае, зональность оруденения связана с закономерностями внутриминерализационного трещинообразования — с развитием радиальных и кольцевых разрывов, с последовательным их разрастанием на фоне стадийного изменения состава рудообразующих растворов и дифференциацией каждой из порции на пути фильтрации.

ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зональность оруденения, проявляющуюся на свинцово-цинковых рудных полях и месторождениях, рассмотрим на нескольких конкретных примерах.

Рудное поле Ульясте (Эстония). Рудное поле располагается на южном склоне Балтийского щита в пределах крупного глубинного разлома субширотного простираия. Приурочено к одному из локальных эрозионно-тектонических выступов фундамента, над которым сформировалась платформенная складка осадочного облекания размером 2Х1 км с осью, ориентированной в северо-западном направлении [2]. В замке складки выходит на поверхность блок пород нижнего протерозоя, сложенного, в отличие от окружающих этот блок гранито-гнейсов и биотитовых гранитов архея, кварцитами, "черными" гнейсами, пироксеновыми и форстеритовыми мраморами, в верхних частях подвергнутыми докембрийскому выветриванию. Осадочный чехол, мощность которого изменяется от 0 до 200 м, сложен переслаивающимися песчаниками разного состава и зернистости, аргиллитами, карбонатными породами, алевролитами и сланцами кембрия, ордовика и силура.

Сульфидные проявления на площади рудного поля имеют место как в породах осадочного чехла, так и в породах метаморфического цоколя [2]. В осадочном чехле развивается свинцово-цинковое оруденение. Оно контролируется зонами разрывов северо-западного и широтного простираия, концентрируясь на участках их пересечения. Приурочиваясь к зонам пластовых и межпластовых тектонических нарушений, оруденение формируется ярусно в основном в пластах карбонатных пород, подверженных эпигенетической перекристаллизации.

В состав свинцово-цинковых руд, проявившихся в виде прожилков,

Метасоматической вкрапленности, в виде заполнения пустот и цемента тектонических брекчий, входят: галенит, сфалерит, пирит, марказит, арсенопирит, а из жильных — главным образом доломит, кальцит и барит. Для них в повышенных количествах (0,1–1%) свойственны Cd и Mo. В качестве микроэлементов в сфалеритах Х.О. Пальмре в 1971 г. обнаружены Ga, Ge, Ti, Ag, а в галенитах — Ti, In, Ag, Sb, Bi и др.

Свинцово-цинковые руды сложены двумя парагенетическими минеральными ассоциациями. Более ранняя из них, пирит-галенит-сфалеритовая с баритом, кальцитом и доломитом, развивается в верхних частях месторождений.

Поздняя — пирит-марказит-галенит-сфалеритовая с халькопиритом, арсенопиритом, баритом, кальцитом и доломитом — характерна для нижних частей, формирующихся уже в породах фундамента. Наиболее богатые свинцово-цинковые руды обнаружены на интервалах глубин от 200 до 300 м от современной поверхности.

Свинцово-цинковое оруденение прослеживается из пород чехла в метаморфические образования фундамента и их древнюю мощную кору выветривания. Оно развивается в них в виде жил, прожилковых зон, метасоматических залежей и часто накладывается на более древние доплатформенные колчеданные руды. Последние развиваются в графит-содержащих породах и состоят из пирротина, пирита и незначительного количества халькопирита. Согласно данным Х.О. Пальмре 1971 года, для них характерны примеси Mo и Ni (до 0,1%), а в участках, где свинцово-цинковое оруденение накладывается на пирротиновое, в пирротинах обнаруживаются примеси Pb, Zn, Ba, As, Cd, Mo, особенно в местах замещения пирротина пиритом.

Текстуры колчеданных руд вкрапленные, подчеркивающие гнейсовую текстуру пород, прожилковые, гнездовые, цементационные в тектонических брекчиях. В колчеданных рудах отмечается вертикальная зональность, выраженная в увеличении пирита в направлении к древней докембрийской эрозионной поверхности. В древней коре выветривания пирит и пирротин претерпели окисление, в отличие от более позднего, наложенного на кору, свинцово-цинкового сульфидного оруденения. Р.М. Вахер, В.А. Пуура и др. в 1962 г. отмечали, что пирротиновое оруденение рудного поля напоминает сульфидное оруденение финских и карельских докембрийских черных сланцев.

Таким образом, зональность рудного поля Ульясте образована в два цикла, связанных с одной стороны с доплатформенными тектоническими движениями и металлогенией позднего протерозоя, с другой — с послеордовикской тектонической активизацией южного склона Балтийского щита. Помимо вертикальной зональности, в рудном поле проявляются и горизонтальная зональность. Она выражена в том, что свинцово-цинковое оруденение в наибольшей степени развивается в периферических частях выступа фундамента, приурочиваясь к зонам тектонических деформаций. Причем благоприятной средой для рудоотложения явились выветрелые породы докембрийской коры выветривания, обладающие значительной трещиноватостью, пористостью и химической активностью.

На примере рудного поля Ульясте можно видеть ярко проявленную унаследованность структурных условий рудообразования при формировании значительно более поздней свинцово-цинковой минерализации. Фактор унаследованности структур и проявляющаяся в связи с ним циклическая зональность оруденения являются надежными критериями для глубинного прогнозирования свинцово-цинкового и колчеданного оруденения в осадочном чехле и в фундаменте.

Рудное поле Коукер (США). Это одно из крупных рудных полей рудного района Верхнемиссисипской долины, расположенного в южной части плиты Мидконтинент Северо-Американской платформы. Находится на западном склоне свода Висконсин, образованного приподнятым и меридионально вытянутым эрозионно-тектоническим поднятием докембрийского фундамента. Площадь месторождения характеризуется широким развитием платформенных брахиатиклинальных и брахисинклинальных складок с пологими (до 18°) крыльями над дифференциальными приподнятыми тектоническими блоками фундамента. Оси складок ориентированы в продольном, поперечном и диагональном направлениях, в результате чего площадь месторождения приобрела ромбовидную структуру [15]. Складчатые сооружения нарушены соскладчательными взбросами, межпластовыми и нормальными сбросами и зонами скальвания с относительно небольшой вертикальной амплитудой смещения – 8–17 м, реже 300 м.

Месторождения и рудные тела, локализуясь вдоль этих относительно небольших тектонических нарушений и, главным образом, вдоль межпластовых сбросов и взбросов на крыльях складок, контролируются в общей сложности двумя сочленяющимися крутопадающими разломами, пересекающими рудное поле в северо-западном и широтном направлениях (фиг. 5).

Наибольшее количество рудных тел связано со среднеордовикскими формациями чехла и, в основном, развито на границе известных формаций Платвиль и Декора, сложенных разнообразными известняками и доломитами, переслаивающимися со сланцами. Но, в общем, она характерна для всего разреза верхнекембрийских, ордовикских и нижне-среднесилурийских пород чехла, мощность которого достигает 500 м.

Морфологические особенности рудных тел обуславливаются строением рудовмещающих разрывов и метасоматическими процессами рудоотложения. Наибольшим разнообразием пользуются разнообразные комбинированные формы рудных тел, включающие элементы жил и согласных тел замещения; рубцовые жилы; штокверки; пластового замещения; внутриминерализационного обрушения.

В состав руд входят пирит, марказит, сфалерит, галенит, реже встречается халькопирит и миллерит. Из редких минералов отмечается энагрит, Ni-содержащий кобальтин, халькозин, дигенит, джарплейт. Из нерудных наиболее распространены кварц, иллит, доломит, кальцит. Основные элементы-примеси руд – Ag, Sb – в галенитах; Au, Cd, Ge, Mo – в галенитах и сфалеритах. Руды образованы как путем выполнения открытых полостей, так и путем метасоматического замещения. Выделяются следующие, в порядке проявления, стадии минералообразования: 1 – окварцевание; 2 – доломитизация и отложение сульфидов Fe – пирита и марказита, а также начало выделения сфалерита и галенита; 3 – отложение основной массы галенита и сфаленита, сопровождающееся выделением пирита и марказита, а в конце стадии – барита; 4 – кристаллизация пирита, барита, галенита, халькопирита с миллеритом и кальцитом; 5 – выделение кальцита.

В рудном поле ярко выражены горизонтальная рудная зональность. Она проявляется в развитии в западной части поля месторождений, в рудах которых резко преобладают сульфиды Fe и Zn и, в меньших количествах, развиты сульфиды свинца. Эти руды, сложенные продуктами ранних стадий минералообразования, развиваются в зонах отслоения на крыльях и в замковых частях сундучных складок, расположенных в непосредственной близости от субширотного крутопадающего рудоконтролирующего разлома на участке его искривления в плане (фиг. 5).



Фиг. 5. Соотношение крупных разломов, пологих нарушений и наклонно-пологих рудных тел в районе рудников Коукер, Айова по [15]

1 — разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 2 — пологие срывы (знаком — показано опущенное крыло, знаком + — приподнятое крыло); 3 — цинковые, свинцовые и железные рудные сульфидные тела, разрабатываемые и неразрабатываемые; символами указаны главные минералы в порядке их относительного распространения: Pb — галенит; Zn — сфалерит; Fe — пирит; 4 — предполагаемое направление рудоносных растворов

В восточной и северо-восточной части рудного поля, вдоль рудоконтролирующего разлома северо-западного простирания, распространены месторождения с существенно галенит-сфалеритовыми рудами, сложенными продуктами третьей стадии минералообразования и в которых нередко обособляются рудные тела, сложенные либо свинцовыми, либо цинковыми рудами. Вертикальная зональность проявляется в рудных телах и месторождениях в увеличении концентрации Pb на верхних горизонтах и увеличении сульфидов Zn, Fe, а также Ni, SiO₂ и доломита с глубиной.

Месторождение Пичер-Филд (рудный район Три-Стейт, Северо-Американская платформа). Согласно Броки Д.К. и др. [1], месторождение располагается в южной части плиты Мидконтинент вдоль северо-западной границы крупного эрозионно-тектонического выступа Озарк докембрийского фундамента, сложенного андезитовыми и риолитовыми порфирами и порфировидными гранитоидами. Мощность перекрывающего его платформенного чехла измеряется от 90 до 620 м. В чехле выделяются несколько структурных ярусов: С — О-сложенный доломитами с прослойями песчаников; Д—С — карбонатными и слабопесчанистыми сланцами; верхн. С — переслаивающимися разнообразного состава известняками, кремнистыми породами, глинистыми и известковистыми сланцами; верхн. С — сланцами с редкими прослойями песчаников и углей (сланцы Чароки).

Осадочный чехол полого моноклинально погружен (на 1 милю — на 15–20 футов) к северо-западу и нарушен серией складок, куполов, флексур и сбросов.

Месторождение располагается в осадочном чехле над локальным купольным поднятием, развивавшимся над вытянутым в северо-восточном направлении блоком фундамента. Поднятие сформировано на участке сочленения двух крупных разломов северо-восточного (Майами) и северо-западного (Бенделари) направления. Оно нарушено серией дорудных

разрывов, среди которых наиболее развиты крутопадающие, прослеживающиеся в породы фундамента, и пологие, согласные с напластованием чехла.

В отличие от месторождений Юго-Восточного Миссури, где руды концентрируются в нижней части разреза чехла, на месторождении Пичер-Филд промышленное оруднение сосредоточено в средней части разреза. Оно развилось в карбонатных породах верхнего карбона (миссисипий) под сланцевой толщей Чароки, в которой вдоль секущих разломов также местами отмечаются секущие напластование воронкообразные рудные тела, имеющие промышленное значение.

Морфологически месторождение представляет собой серию пластообразных, лentoобразных и сложных по форме рудных тел, расположенных в слоистых породах карбона одно под другим, сформированных в замковой части купольной складки и как бы нанизанных на разломы на участках их сочленения. Рудные тела обычно приурочены к дорудным зонам межпластовых и межформационных брекций. Обычно они окружены широким ореолом непромышленных руд, распространяющихся на сотни квадратных миль вдоль зон межпластового и межформационного отслоения.

Главными составляющими первичных руд являются галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и марказит. К второстепенным относятся борнит, вюрцит, гринокит, миллерит, энаргит. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, доломитом, баритом. В окисленных рудах: церусит, смитсонит, ковеллин, англезит, халькантит, мелантерит, эпсомит, госларит, линарит, ярозит, пломбоярозит, алуний, копиапит, каледонит, куприт, гематит, пиролюзит, лимонит, арагонит, гипс, гидроцинкит, аурихальцит, малахит, азурит, миметезит, вивианит, гемиморфит, аллофан, хризокolla, каолинит, глауконит. Среди жильных минералов наиболее распространен кварц, слагающий прослои кремней до 6 см. мощности; нодули и неправильные метасоматические тела в известняках; метасоматические тела джасперидов, которые за счет содержания в них битумов, окрашены в черный или коричневый цвета.

Месторождение сформировано в несколько стадий минералообразования [1] на фоне внутриминерализационного трещинообразования. Сульфидам предшествовала доломитизация известняков и последующее образование джасперидов с вкрапленностью пирита и битумов. Массовое выпадение сульфидов началось с кристаллизации галенита и маложелезистого (0,5%) сфалерита с розовым доломитом и кальцитом. Вслед за отложением их основной массы кристаллизуются халькопирит, а затем пирит. Процесс минерализации заканчивается образованием многочисленных прожилков кальцита и розового доломита. Руды месторождения содержат обычные для месторождений Миссисипской рудной провинции элементы—примеси. Из них попутно с основными металлами извлекаются Ge, Ga и Cd.

Гипогенная зональность минералообразования наиболее отчетливо проявляется в плане. При этом в центральных, наиболее деформированных и наиболее обогащенных частях месторождения, зональность выражена менее контрастно, вследствие наложения разновозрастных минеральных ассоциаций одна на другую. Но в периферических частях месторождения она выявляется достаточно отчетливо. Она повторяется во всех, многоярусно расположенных, рудных телах и выражается в развитии в их центральных частях ядер эпигенетического доломита, окруженных концентрическими зонами более поздних цементирующих и замещающих их джасперидов с вкрапленностью пирита. Джаспериды сменяются зонами разрушенных аргиллизированных пород, переходящих в неизмененные известняки. Сульфидная минерализация на фоне зонально сформированных мета-

соматитов проявляется вдоль контактов доломитовых ядер и джаспероидов, приурочиваясь к вертикальным или круто падающим зонам внутриминерализационной трещиноватости.

Сульфиды развиваются, в основном, путем метасоматического замещения доломитов и джаспероидов и, в меньшей степени, путем заполнения пустот выщелачивания в доломитах и в зонах брекчий. Сульфидные тела, в свою очередь, окружены зоной развития прожилков кальцита и розового доломита.

Зональность оруденения на месторождениях и в отдельных рудных телах, будучи отражением закономерностей пространственного размещения минеральных парагенетических ассоциаций, морфологически проявляется сложнее на рассматриваемых месторождениях, чем в жильных. Это связано с различными закономерностями внутриминерализационного трещинообразования в различных структурных этажах и ярусах и созданием морфологически сложных рудовмещающих трещинных систем с круто падающей и пологой ориентировкой их отдельных интервалов. Последнее, обеспечивая различную ориентировку дифференцирующихся рудообразующих потоков, способствует различному характеру проявления зональности — вытянутому в направлении поверхности в крутопадающих интервалах, и в латеральном направлении — в пологопадающих или в горизонтально залегающих интервалах трещинных систем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зональное размещение свинцово-цинковых телетермальных провинций в периферических, реже во внутренних, частях планетарных рудных поясов обуславливается особенностями проявления в последних подкоровых эндогенных процессов, регулирующих их геологическое и металлогеническое развитие.

Зональность оруденения внутри самих провинций проявляется в развитии на их территориях рудных районов, характеризующихся различным набором месторождений, относящихся к разным рудным свинцово-цинковым телетермальным формациям. Размещение рудных районов в провинциях связано с формированием на их территориях длительно развивающихся сводово-глыбовых поднятий фундамента в наиболее тектонически напряженных краевых или угловых их частях.

Намечается зависимость особенностей проявления рудных формаций от степени тектонической подвижности этих поднятий. В более подвижных, наряду со свинцово-цинковыми, достаточно широкое развитие получают колчеданно — Pb-Zn, а также сурьмяно-ртутные формации, в менее подвижных Pb-Zn-флюоритовые, Pb-Zn-баритовые, Pb-Zn-битумные, Pb-Zn-цеолитовые.

В пределах рудных районов зональность свинцово-цинкового оруденения связана с закономерностями регионального трещинообразования, с поледовательным, нередко волновым, заложением и подновлением круто падающих секущих чехол и фундамент разломов, выполняющих роль рудо подводящих каналов. Она проявляется в закономерной концентрической или односторонне направленной смене в плане зон, объединяющих различные формации свинцово-цинковых месторождений, а также в развитии сопровождающих их месторождений и рудопоявлений флюорита, барита и др.

Централами зональности обычно служат локальные поднятия фундамента; участки пересечения и искривления региональных разломов, нередко включающих купола, образование в связи с прорывами глубинных газов.

Зональность рудных полей и месторождений связана с особенностями

тектонического развития более локальных деформационных рудолокализующих структур (складок, флексур, куполов), а также тектонически нарушенных конседиментационных сооружений — разнообразных складок осадочного облекания, образованных захороненными рифами, эрозионно-тектоническими выступами нижележащих пород, вулканическими постройками и другими структурными элементами, обусловливающими гетерогенность структуры осадочных чехлов и особо контрастно развивающимися в зонах региональных стратиграфических несогласий.

Зональность оруденения хорошо проявляется как в вертикальном направлении, так и по латерали. Она выражается в закономерной смене в направлении к поверхности и в стороны от разломов ассоциаций минералов, содержащих сульфиды следующих металлов (в порядке последовательности) : Fe/As/ → Cu → Zn → Pb → Cu → Sb/As/ → Hg и сопровождающих эти металлы, обычных для них серий элементов-примесей. Эта зональность проявляется также в развитии на верхних горизонтах месторождений промышленных скоплений флюорита, барита, твердых битумов (озокерит, керит и др.) ; в смене существенно кремнистых, с серицитом и хлоритом, окорудных метасоматитов в породах фундамента преимущественно карбонатными, возникающими в связи с процессами доломитизации, сидеритизации, кальцитизации карбонатных, сланцевых, песчаниковых и других пород, а также в связи с аргиллизацией, гидрослюдизацией и цеолитизацией пород осадочного чехла разного состава.

В связи с особенностями внутрирудного стадийного трещинообразования, обусловливающего размещение минеральных парагенетических ассоциаций различных стадий, во многих рудных полях и месторождениях наблюдаются явления телескопирования.

Среди рассматриваемых месторождений выделяется группа рудных образований, зональность оруденения которых формируется циклически, с унаследованием структуры и гидротермальной минерализации, сформировавшихся в породах фундамента еще в доплатформенный этап развития рудоносных площадей.

Как и в типичных гидротермальных свинцово-цинковых месторождениях, наряду с зональностью развития рудолокализующих трещинных систем, важным фактором формирования зональности оруденения явилось, с одной стороны, закономерное стадийное изменение рудообразующих растворов, протекающее с последовательным изменением во времени концентраций главных рудогенных элементов Fe—Cu—Zn—Pb—Cu—Sb—Hg, а с другой стороны, изменение физико-химических параметров каждой из порций растворов при их фильтрации из глубинных уровней.

Эти изменения связаны с отдачей тепла, понижением давления и дегазацией растворов, с протекавшими сложными химическими реакциями растворов вмещающими породами и т.д. При этом большое значение имела устойчивость миграционных форм рудогенных элементов, а также наличие на пути проникновения растворов полупроницаемых экранов — фильтров, способных создавать перед собой в общем потоке с низким содержанием рудогенных компонентов локальные повышенные их концентрации, способствующие их осаждению.

В формировании зональности оруденения важную роль играют также физико-механические свойства вмещающих пород, меняющиеся в процессе рудообразования вследствие гидротермального их изменения, что отражается на морфологических особенностях и ориентировке интрапрудных трещинных зон, обеспечивающих различную направленность потоков рудообразующих растворов, и различные скорости их фильтрации. Различная ориентировка потоков растворов каждой новой порции обуслов-

ливают различия в проявлении зональности в крутопадающих и пологих рудных телах. В крутопадающих телах зональность вытянута по их восстанию, в пологих — по латерали.

Поскольку месторождения представляют собой совокупность разобщенных пологих и крутопадающих тел, развившихся на разных глубинных уровнях, зональность их имеет сложное морфологическое выражение.

Учет этих закономерностей может способствовать выявлению скрытых рудных тел как в осадочном чехле, так и в породах фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Броки Д.К., Хейр Э.Г., Дингес П.Р. Геология и рудные месторождения района Три-Стейт (штаты Миссури, Канзас и Оклахома). — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972.
2. Вахер Р.М., Кууспалу Т.И., Пуура В.А., Эрслинг Э.К. О геологическом положении сульфидныхрудо-проявлений в районе Ульясте. — В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1964.
3. Веремьев П.С. Волыньско-Подольская металлогеническая провинция. Характеристика металлогенеза района. — В кн.: Металлогенез Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1974.
4. Виноградов Г.Г., Древин А.Я., Жовинский Э.Я. Нові дані про тектоніку і металлогенічні особливості Поділля. — Геол. журн. АН УССР, 1963, вып. 23, № 3.
5. Гойжевский А.А. Пельчанско-Устечский разлом. — В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Молдавии, Казахстана, Забайкалья. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1968.
6. Заика-Новацкий В.С. Тектоника венд-съків і палеозойських відкладів Поділля. — Вестн. Київ. ун-ту. Сер. геол., 1969, № 1.
7. Звижинский Я. Свинцовые и цинковые руды в Польше. — В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во иностран. лит., 1953.
8. Князев Г.И. Тектоно-металлогеническое районирование и региональная рудная зональность Украины. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М.: Недра, 1971.
9. Лукин Л.И., Сафонов Ю.Г., Чернышев В.Ф. Структурная зональность эндогенных рудных полей и месторождений. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1972.
10. Нечаев С.В. Зональность и некоторые вопросы генезиса флюоритового и свинцово-цинкового оруденения в Подольском Приднестровье. — В кн.: Геохимия и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, вып. 1.
11. Пальмре Х. Тектурные особенности руд свинцово-цинкового рудо-проявления в Эстонской ССР. — Изв. АН ЭССР. Хим. и геол., 1967, т. XVI, № 3.
12. Полов В.В. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Силезско-Краковского рудного района и их генезис (Верхняя Силезия, ПНР). — В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1977.
13. Снайдер Ф.Г., Гердеман П.Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972.
14. Шумлянский В.А., Анисимов В.А., Уралов В.А. и др. О древнекиммерийской активизации и металлогении западного склона Украинского щита. — Докл. АН СССР. Сер. "Б", 1978, № 3.
15. Хейл А.В. Месторождения цветных металлов Верхнемиссисипской долины. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972.
16. Bogacz R., Dzulynski S., Haranczyk C., Sobczynski P. Spalerite ores reflecting the pattern of primary stratification in the triassic of the Cracow-Silesian region. — Roczn. Pol. tow. geol., 1973, 43, N 3, s. 285–300.
17. Gaikiewicz T. Teoria ortohydrotermalnoj genezy Slasko-Krakowskich zloz Zn–Pb. — Roczn. Pol. tow. geol., 1971, 41, N 4.
18. Gaikiewicz T. Pozycja metalogeniczna Siasko-Krakowskich zloz Zn–Pb. — Rydy i metale niezel., 1977, 22, N 7, s. 322–325.
19. Gaikiewicz T. Lokalizaciya okrzewowania Slasko-Krakowskich zloz Zn–Pb. — Rydy i metale niezel., 1977, 22, N 5, s. 248–251.
20. Gaikiewicz T. Budowa strukturalno-tektoniczna Slosko-Krakowskich zloz Zn–Pb. — Rydy i metale niezel., 1977, 22, N 6, s. 280–285.

тактовое зонирование и зональность оруденения в месторождениях
отлично от большинства других зонирований. Вместе с тем
зональность в рудах и минералах не всегда одинакова, что
свидетельствует о различии зонирования в различных
месторождениях и в различных рудах и минералах. Важно
изучить зональность в различных рудах и минералах

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Д.О. Онтоев. Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений.</i>	5
<i>В.Л. Русинов. Вертикальная зональность рудоносных метасоматитов</i>	24
<i>Г.П. Проскурин. Объемная зональность алатит-ильменитового оруденения в габброидах Коростенского plutона</i>	44
<i>И.И. Григорьева. О направленности изменений состава хромитоносных гипербазитов Кемпирской</i>	68
<i>В.В. Ширкунов. Роль разрывных структур в зональном строении рудоносных грейзенов Акчатауского рудного поля (Центральный Казахстан)</i>	88
<i>Д.О. Онтоев. Зональность Мало-Ойногорского молибден-вольфрамового месторождения (Джидинский рудный район)</i>	102
<i>П.Ю. Ходанович, О.К. Смирнова, А.И. Горбачев. Структурно-геохимическая зональность месторождения Холтосон (Джидинское рудное поле)</i>	115
<i>В.И. Рехарский, А.В. Канцель, Ю.Н. Пашков, Г.Г. Аветисян, С.Г. Бишарян. Геохимическая зональность и математическая модель Каджаранского медно-молибденового штокверка</i>	127
<i>В.А. Коваленкер, В.Г. Рыбалов. О ритмичности вертикальной зональности рудных тел Кочбулакского месторождения</i>	140
<i>Г.А. Тананаева. Кальдерная зональность оруденения в некоторых рудных районах Каравмазара (Кураминский хребет)</i>	158
<i>М.Г. Добропольская. Вертикальная зональность в свинцово-цинковых месторождениях Дальнегорского рудного района (Южное Приморье)</i>	176
<i>Г.Н. Комарова, С.А. Кокин. Зональность барит-сульфидно-флюоритового месторождения Наугарзан (Средняя Азия)</i>	191
<i>В.В. Архангельская. К вопросу о зональности оруденения эпигенетических свинцово-цинковых тел термальных месторождений на платформах</i>	200

УДК 553.2

Д.О. Онтоев. Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений в связи с глубинным прогнозом оруденения. — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

Предложена систематика вертикальной зональности рудных месторождений по масштабу ее проявления, по изменению с глубиной главнейших характеристик оруденения и по ведущим генетическим факторам. Выявлено значение смены геологических условий на глубине; установлен нелинейный характер изменения с глубиной температуры и давления. Разработаны критерии оценки корневых частей рудообразующих систем.

Табл. 1, библиогр. 41 назв.

УДК 553.26

В.Л. Руцинов. Вертикальная зональность рудоносных метасоматитов. — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

Характер вертикальной зональности и отношение к оруденению в околоврудных метасоматитах различны в зависимости от принадлежности к региональным дорудным или локальным пред- и синрудным. Главными факторами зональности являются температура и фугитивность кислорода. Предлагается оценивать глубинность минералообразования с учетом фугитивности кислорода, одним из показателей которой является форма нахождения мышьяка в рудных минералах. Кроме зональности, отвечающей одностороннему развитию процесса, широкое развитие в геологии рудных месторождений имеют ритмично-зональные образования, которые не описываются в рамках существующей теории метасоматической зональности, так как являются примерами диссипативных структур.

Ил. 6, табл. 5, библиогр. 27 назв.

УДК 553.062

Г.П. Прокурина. Объемная зональность апатит-ильменитового оруденения в габброидах Коростенского plutона. — в кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

Дана характеристика зонального строения и состава рудоносных габброидов, ведущих породо- и рудообразующих минералов (плагиоклаза, оливина, пироксена, ильменита и апатита), изучена изменчивость основных компонентов и элементов примесей в породах и минералах как по латерали, так и на глубину. Показано, что объемная зональность оруденения обусловлена расслоением вещества в флюидно-магматической системе. Предложена вероятная модель формирования рудоносных габброидов.

Ил. 3, табл. 10, библиогр. 11 назв.

УДК 553.461.4

И.И. Григорьева. О направленности изменений состава хромитоносных гипербазитов Кемпирсая. — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

Рассматривается рудно-petрографическая зональность в Кемпирсайском ультраосновном массиве, выраженная в последовательной и сопряженной смене petрографического составаrudовмещающих гипербазитов и химического состава хромитовых руд на площади массива. Охарактеризована вертикальная зональность гипербазитов на юге Главного рудного поля, образованная сочетанием гипербазитов безрудного и продуктивного комплексов и возникшая при разновременном поступлении в камеру plutона дифференцированного ультраосновного материала.

Ил. 3, табл. 6, библиогр. 17 назв.

УДК 553.462.463

В.В. Ширкунов. Роль разрывных структур в зональном строении рудоносных грейзенов Акчатауского рудного поля (Центральный Казахстан). — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

Выявлена важная роль длительно существующих разрывных нарушений в локализации рудоносных грейзенов в системе интрузив-надинтрузивая зона, показана асимметрично-чехловая зональность в строении грейзенов и в распределении рудных элементов в зависимости от структурных условий формирования грейзенорудных тел. Выделены критерии различий подрудных и надрудных зон метасоматитов.

Ил. 5, библиогр. 10 назв.

УДК 553.462.463

Д.О. Онтоев. **Зональность Мало-Ойногорского молибден-вольфрамового месторождения (Джидинский рудный район).** — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

Освещаются особенности проявления горизонтальной, вертикальной и объемной зональности молибдено-вольфрамового оруденения в над- и окколоинтрузивных ореолах рудоносных гранитоидов. Показано существенное влияние на возникновение зональности геологических факторов, таких как стадийность минерализации, литологический состав пород, структурные условия локализации и др.

Ил. 4, табл. 3, библиогр. 8 назв.

УДК 553.463

П.Ю. Ходанович, О.К. Смирнова, А.И. Горбачев. **Структурно-геохимическая зональность месторождения Холтосон (Джидинское рудное поле).** — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

Описываются элементы структурной зональности месторождения Холтосон, выраженные в сближении на глубину рудных жил с образованием ряда веерообразно-сходящихся пучков. Наиболее крупные жилы, сопрягаясь по падению, образуют мощные и выдержаные по простирию "стволовые" жилы. При этом вместе с увеличением числа жил и апофиз, на верхних горизонтах отмечается усложнение их морфологии и условий залегания. Установленные различия структурно-текстурных и вещественных характеристик жил выделенных структурных типов, различающихся длительностью и сложностью развития в стадию рудообразования, интенсивностью внутрирудного преобразования вещества, свидетельствует об определяющем влиянии на качество вольфрамовых руд структурных условий их формирования, так же как на формирование вертикальной зональности рудных жил и их первичных геохимических ореолов.

Ил. 5, табл. 3, библиогр. 6 назв.

УДК 553.43.462

В.И. Рехарский, А.В. Канцель, Ю.Н. Пашков, Г.Г. Аветисян, С.Г. Бишарян. **Геохимическая зональность и математическая модель Каджаранского медно-молибденового штокверка.** — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

Охарактеризована геохимическая зональность Каджаранского медно-молибденового штокверка, базирующаяся на комплексном геолого-геохимическом описании разновозрастных гидротермально-метасоматических формаций, и построена математическая модель этого штокверка, в основу которой положено выделение статистически однородных зон. Показана определенная связь между геохимической зональностью и математической моделью, что позволяет корректно использовать их при уточнении генезиса и закономерностей распределения различных типов оруденения, а также для решения ряда прикладных задач разведки штокверка.

Ил. 4, табл. 2, библиогр. 9 назв.

УДК 553.064 (575.11)

В.А. Коваленко, В.Г. Рыбалов. **О ритмичной вертикальной зональности рудных тел Кочбулакского месторождения.** — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

На основе детального изучения минеральных ассоциаций, химизма руд и слагающих их минералов рассмотрены особенности распределения рудной минерализации и изменения химического состава руд и слагающих их минералов в вертикальном разрезе рудных тел Кочбулакского месторождения. Выявлено ритмичное чередование зон богатого и бедного оруденения и соответствующие ему вариации минерального и химического состава руд, химизма слагающих их минералов. Показано, что на возникновение ритмозональности влияли как динамика развития рудообразующей системы, так и геологические факторы, прежде всего система долгоживущих пологозалегающих межформационных нарушений.

Ил. 7, табл. 1, библиогр. 8 назв.

УДК 553.062.067+553.061.13

Г.А. Тананеева. Кальдерная зональность оруденения в некоторых рудных районах Кармазара (Кураминский хребет). — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

На примере Адрасманского и Алмалыкского рудных районов рассмотрена объемная минеральная и структурная зональность в размещении эндогенных рудообразований различных типов, привязанная к максимально опущенным участкам вулканогенных кальдер, контролирующих размещение рудных районов. При этом, к внутренним частям кальдер приурочены близповерхностные и относительно молодые проявления, которые по периферии и на глубину сменяются более глубинными и более ранними по возрасту рудообразованиями, относящимися к тому же тектоно-магматическому циклу. В пределах отдельных рудных проявлений и полей также наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность в размещении минералов, минеральных ассоциаций и метасоматитов.

Ил. 6, табл. 1, библиогр. 7 назв.

УДК 553.064.32 (571.6)

М.Г. Добровольская. Вертикальная зональность в свинцово-цинковых месторождениях Дальнегорского рудного района (Южное Приморье). — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

На основании особенностей геологоструктурной позиции свинцово-цинковых месторождений в скарнах нижнего структурного этажа и вулканитах верхнего структурного этажа, а также закономерностей развития метасоматитов и различных по составу руд выявлены три типа вертикальной зональности: ярусная, метасоматическая и геохимическая, находящиеся в тесной взаимосвязи. Наиболее отчетливо указанные типы зональности проявлены на Николаевском месторождении. Ярусная вертикальная зональность обусловлена геологическим факторами и выражена в приуроченности кварцевых жил со свинцово-серебряной минерализацией к верхнему структурному этажу, а свинцово-цинковой минерализации в скарнах и турмалинизованных зонах с кассiterитом — к нижнему структурному этажу. Такое распределение разнотипной минерализации определило вертикальную метасоматическую и геохимическую зональность.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 16 назв.

УДК 7.553.26

Г.Н. Комарова, С.А. Кошкин. Зональность барит-сульфидно-флюоритового месторождения Наугарзан (Средняя Азия). — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

В статье рассмотрена рудная зональность, свойственная месторождениям сульфидно-флюоритовой формации, характерной для фанерозойских вулканогенных поясов. Зональность оруденения, отличающегося многостадийным формированием, выражается в падении с глубиной содержания флюорита и барита в возрастании, в противоположность этому, на глубоких горизонтах роли образующихся в поздние стадии рудного процесса галенита и сфалерита. Особенности зонального распределения оруденения зависят от пульсационного поступления растворов, режима в них серы и кислорода, и некоторых других факторов рудообразования.

Ил. 4, табл. 1, библиогр. 4 назв.

В.В. А р х а н г е л с к а я . К вопросу о зональности оруденения эпигенетических свинцово-цинковых телетермальных месторождений на платформах. — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

Статья посвящена отдельным вопросам зональности оруденения эпигенетических телетермальных месторождений, развитых на активизированных площадях платформ. На конкретных примерах показано, что рассматриваемые месторождения, контролируясь глубинными разломами, развиваются не только в породах осадочных чехлов, но и продолжаются в породах фундамента, где в благоприятных структурных условиях формируют фильные и пластообразные рудные тела. Показано, что присущая месторождениям зональность оруденения, в общих чертах, близка к зональности низко-среднетемпературных гидротермальных месторождений Pb и Zn, но отличается по морфологии своего проявления в связи с более сложными морфологическими особенностями развития рудолокализирующих трещинных систем в процессе рудообразования. Учет выявленных закономерностей может способствовать обнаружению скрытых промышленных рудных тел как в породах осадочного чехла, так и в породах фундамента.

Ил. 5, библиогр. 19 назв.

2 р. 80 к.

4390

