

25 коп.

Ю. В. ЛИР

**ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ
ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ
ОРУДЕНЕНИЯ
В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ**



**ЛЕНИНГРАД
1984**

Министерство высшего и среднего специального образования
РСФСР

Ленинградский ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горный институт
им. Г. В. Плеханова

Ю. В. ЛИР

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ
ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ
ОРУДЕНЕНИЯ
В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

*Утверждено Ученым советом института
в качестве учебного пособия*

ЛЕНИНГРАД

1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Лир Ю.В. Принципы и методы оценки глубины распространения оруденения в гидротермальных месторождениях цветных и редких металлов. Учебное пособие. Л., изд. ЛГИ, 1984, 70 с.

Рассматриваются возможности оценки эрозийного среза и глубины распространения оруденения в гидротермальных месторождениях цветных и редких металлов, а также геолого-структурные и минералого-геохимические методы такой оценки. Приведены конкретные примеры использования указанных методов в различных рудных районах и месторождениях. Показано, что повышение достоверности получаемых результатов может быть достигнуто за счет комплексирования ряда методов.

Работа предназначена для слушателей факультета повышения квалификации ЛГИ, для стажеров-стипендиатов ООН и для студентов старших курсов специальности 0101 „Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых“.

Ил. 29, табл. 8, библиогр. 28.

Научный редактор проф. А.Е.Карякин

Рецензенты: кафедра геологии месторождений полезных ископаемых (ЛГУ); доктор геол.-минер.наук Г.В.Александров (ВСЕГЕИ); кандидат геол.-минер. наук Е.Д.Кравцов (ЛГИ)

С момента открытия месторождения всегда возникает вопрос, как поведет себя оруденение на глубину, насколько эродированы рудные тела, какие изменения состава и формы рудных тел можно ожидать на глубоких горизонтах. Как известно, проследить и оконтурить выходы руд на поверхность можно простыми и недорогими техническими средствами и в сжатые сроки, тогда как определение глубины распространения оруденения растягивается нередко на многие годы и требует значительных затрат. Огромное народнохозяйственное значение решения этой проблемы невозможно переоценить. Известно немало примеров, когда неопределенность в оценке ресурсов месторождений на глубоких горизонтах сдерживала их вовлечение в промышленное освоение, и напротив, когда неоправданно оптимистический глубинный прогноз приводил к безвозвратным потерям значительных средств.

Осознание геологами огромной важности выработки надежных критериев глубинного прогноза оруденения повлекло за собой значительное увеличение числа исследований этой проблемы. Однако в большинстве случаев они посвящены частным методам, разработанным для конкретных условий отдельных рудных районов и месторождений. Сводные, обобщающие работы насчитываются единицами; за редкими исключениями в них не акцентируется внимание на деталях „технологии“ применения различных методов, не сопоставляются результаты, полученные для одних и тех же объектов различными методами.

В основу настоящей работы положен материал лекций, ежегодно читаемых автором на факультете повышения квалификации Ленинградского горного института специалистов-геологам, ведущим поисковые и разведочные работы на месторождениях цветных,

редких и благородных металлов. Стремление систематизировать накопленный материал, изложить его в сжатой форме и без потери практической направленности явилось основным побудительным мотивом подготовки настоящей публикации. Автор хотел придать ей характер методического пособия, поэтому в связи с ограниченным объемом пришлось сознательно отказаться от углубленного теоретического рассмотрения многих вопросов. При подборе иллюстративного материала автор стремился по возможности сократить число заимствований из ранее опубликованных и хорошо известных работ. В ряде случаев использованы результаты собственных исследований, главным образом, по оловорудным месторождениям Востока СССР, в других – материалы геологов, работающих в различных районах СССР и обучавшихся на факультете повышения квалификации ЛПИ в течение последних шести лет. Учитывая профиль работы этих специалистов, при изложении конкретного материала предпочтение отдавалось гидротермальным месторождениям цветных, редких и благородных металлов.

I. ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Если рассматривать рудное тело как часть геохимического поля концентрации определенного элемента (элементов), то в строении этого поля сверху вниз можно выделить три уровня: надрудный, рудный и подрудный. В свою очередь, рудный уровень разделяется на верхне-, средне- и нижнерудный подуровни. Совершенно очевидно, что вскрытие эрозионным срезом надрудного или верхнерудного уровней позволяет оптимистически оценивать перспективы глубже расположенных горизонтов рудного тела и, напротив, прогноз на глубину будет неблагоприятным, если на поверхность выходят нижнерудный и тем более подрудный уровни геохимического поля (рис. I).

В основе большинства методов оценки глубины распространения оруденения (ГРО) лежит идея о существовании закономерной связи между различными вещественными и морфологическими характеристиками рудного тела и глубиной рудообразования.

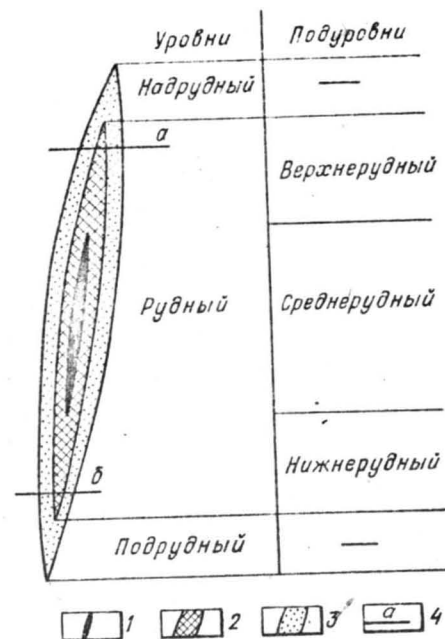


Рис. 1. Строение геохимического поля концентрации рудообразующих элементов
 1 – богатые руды; 2 – рядовые и бедные руды; 3 – первичный ореол рассеяния; 4 – уровни эрозионного среза

В обширном наборе таких характеристик наибольший интерес представляют те, которые обнаруживают монотонный характер изменения с глубиной – возрастание или убывание. Внимательного изучения заслуживают также параметры, изменяющиеся по более сложному синусоидальному закону. В случае произвольного изменения (без определенной тенденции) предпосылки к позитивному решению проблемы исчезают.

После выявления характерных показателей рудных тел и раскрытия закона их связи с глубиной рудообразования необходимо очертить пределы применимости вскрытых закономерностей.

Это едва ли не самый сложный вопрос в комплексе проблем, связанных с оценкой ГРО. На практике он решается последовательным расширением круга объектов, привлекаемых для использования того или иного метода, т.е. путем накопления эмпирического материала.

Впрочем, возможен и другой подход к решению поставленной задачи. Если нам тем или иным способом удастся реконструировать гипсометрию дневной поверхности, существовавшей в период рудообразования, а затем сравнить ее с современной поверхно-

стью изучаемого рудного района, то мы сможем построить «карту эрозионных срезов», т.е. оконтурить площади с различной глубиной эрозии. Нанесение на эту карту всех известных в районе месторождений и рудопроявлений, определенным образом сгруппированных (по виду сырья, генетической принадлежности и т.п.), позволит судить об их возможной приуроченности к определенным вертикальным уровням в разрезе района, что создаст основу для прогнозирования еще неизвестных месторождений.

2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПРОТЯЖЕННОСТИ ПРОМЫШЛЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Прежде чем начать рассмотрение различных методов оценки ГРО целесообразно коротко проанализировать данные разведки и эксплуатации рудных месторождений мира и познакомиться с выводами геологической практики.

Уже в начале XX в. геологи пытались использовать в качестве инструмента оценки ГРО сведения о предельных глубинах распространения оруденения, полученные при детальном изучении и эксплуатации месторождений. Американский исследователь Г.Гувер на основе имевшихся тогда статистических данных показал, что 86 % рудников мира работают прибыльно до глубины не более 450 м, а на глубине свыше 600 м прибыль обеспечивают лишь 6 % рудников. Г.Шмитт (США) установил, что на месторождениях Северной Мексики в I случае из 20 богатые руды прослеживаются по вертикали на глубину более 600 м и лишь в II случае из 1000 – более чем на 1500 м.

Условность этих данных и невозможность их использования для оценки ГРО очевидны, поскольку в основу такой оценки положен критерий прибыльности эксплуатации, а он подвержен значительным колебаниям во времени.

Кроме того, существует значительное число месторождений, на которых добыча ведется на весьма больших глубинах. Общеизвестен пример Витватерсранда (ЮАР), золотодобывающие шахты

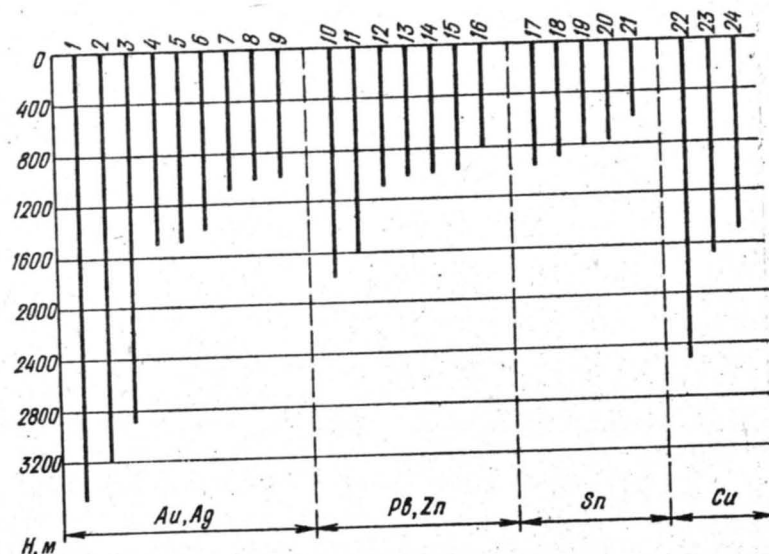


Рис.2. Глубина распространения промышленного оруденения на некоторых зарубежных рудных месторождениях

1 - Витватерсранд; 2 - Колар; 3 - Морро-Велью; 4 - Касапалка; 5 - Материнская жила; 6 - Бендиго; 7 - Калгурли; 8 - Хоумстейк; 9 - Поркьюлан; 10 - Пришбрам; 11 - Кер-д-Алле; 12 - Леце; 13 - Родопы; 14 - Брокен-Хилл; 15 - Рэдуэлл-Бейсин; 16 - Тсумеб; 17 - Далькоатс; 18 - Потоси; 19 - Ллалагуа; 20 - Гэцэю; 21 - Оруро; 22 - оз. Верхнее; 23 - Бранден; 24 - Бьют

которого достигают глубины более 3200 м. На глубине более 3000 м ведется добыча золота на месторождении Колар в Южной Индии. Глубины, превышающие 2000 м, достигнуты на месторождении золота Морро-Велью в Бразилии и т.д. (рис.2).

Интересные данные о вертикальной протяженности золоторудных месторождений мира обобщил И.С.Рожков (1971 г.), который указывает, что вертикальный размах оруденения в месторождениях на древних щитах составляет 5-6 км, в складчатых областях – от нескольких сотен метров до 2 км, в областях активизации 2-3 км.

Анализируя материалы по эксплуатации эпitherмальных золото-серебряных жил США и Мексики, Г.Гувер сформулировал прави-

Таблица 1

Средние размеры рудных тел жильного и метасоматического типов (по Л.Н.Овчинникову)

ло, названное его именем: протяженность оруденения на глубину составляет примерно половину его протяженности на поверхности. В свое время это «правило» подверглось резкой и обоснованной критике со стороны геологов многих стран, в том числе советских. Было приведено множество примеров неподтверждения соотношения Гувера и убедительно доказана невозможность его использования в практике оценки месторождений.

В 1968 г. Л.Н.Овчинников [20] опубликовал данные о протяженности на поверхности и на глубину рудных тел нескольких остоен плутоногенных месторождений вольфрама, флюорита, молибдена, золота, меди, олова и урана, что позволило рассчитать их соотношение (табл.1). Для всей совокупности жильных рудных тел значение этого соотношения оказалось близким к единице, в то же время вертикальная протяженность метасоматических рудных тел в 1,5-2 раза больше горизонтальной длины. У 243 магнетитовых залежей юга Сибири вертикальная протяженность близка к длине по простиранию [5]. Аналогичные расчеты приведены в ряде других работ.

Представляется несомненным, что подобного рода расчеты имеют смысл лишь в том случае, когда сопоставляется длина рудного тела в наиболее протяженном горизонтальном сечении и его полная, т.е. с учетом эродированной части, вертикальная протяженность. В тех же случаях, когда общий размах оруденения по вертикали неизвестен, определение соотношения Гувера лишено геологического содержания, а статистически выявляемые колебания этого соотношения не поддаются объяснению.

И все же, когда геологи предполагают, что наиболее протяженное по простиранию рудное тело одновременно имеет наибольшие размеры по падению, они чаще всего оказываются близки к истине.

Представляют интерес данные современной сейсмологии (С.И.Шерман, 1977 г.). Принято считать, что нижняя граница активного проникновения разломов в земную кору совпадает со ступенями гипоцентров землетрясений, поскольку концы трещин являются концентраторами напряжений, которые, в свою очередь,

Полезное ископаемое	Объекты, м						Отношение длины по падению к длине по простиранию у объектов	
	жильные			метасоматические				
	<i>m</i>	<i>l</i>	<i>h</i>	<i>m</i>	<i>l</i>	<i>h</i>	жильных	метасоматических
Свинец и цинк	3,11	850	244	24	310	217	0,3	0,7
Золото	1,20	800	524	12	310	553	0,6	1,8
Молибден	0,91	500	235	66	250	453	0,5	1,8
Медь	2,15	350	488	105	550	340	1,5	0,6
Флюорит	1,33	330	255	7	180	288	0,8	1,6
Олово	0,84	250	252	18	370	519	1,0	1,4
Вольфрам	0,87	230	197	69	380	459	0,9	1,2
Уран	0,36	100	167	32	100	132	1,7	1,3
Среднее	-	-	-	-	-	-	0,9	1,7

Примечание. *m* - мощность; *l* - длина по простиранию; *h* - длина по падению.

снимаются новыми землетрясениями. Исследование зависимости между длинами разломов на поверхности и глубинами гипоцентров землетрясений, связанных с этими разломами, выполненное для Байкальской рифтовой зоны, показало, что коэффициент корреляции между этими величинами равен 0,73, доверительная граница при пороге вероятности безошибочного вывода 0,95 составляет $\pm 0,34$, а уравнение регрессии имеет вид $h = 1,04l - 0,7$ км (где *h* - глубина гипоцентров землетрясений; *l* - длина разломов на поверхности). Поскольку *h* и *l* имеют размеры порядка десятков километров, свободным членом уравнения можно пренебречь, тогда $K = h : l \approx 1$.

Экспериментальные исследования, имевшие целью оценку соотношения K , ставились, в частности, в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО АН СССР (В.А.Саньков, 1982 г.). На упругих (желатиновый студень) и упруговязких (влажная глина) материалах при строгом соблюдении критериев подобия моделировались тектонические трещины в условиях сжатия, растяжения, сдвига, срезания, поперечного изгиба. Во всех случаях установлена тесная прямая корреляционная зависимость между глубиной проникновения h и длиной l трещин. При длине трещин, равной $1/3$ мощности образца, соотношение $K \approx 1$.

В последние годы умножилось число работ, авторы которых предпочитают от поспешности при оценке вертикального размаха оруденения, подчеркивая, что в ряде случаев возможно многоярусное (эшелонированное) расположение рудных тел по вертикали. На примере магнетитовых залежей юга Сибири В.В.Богацкий [5] показал, что существуют три типа локализации рудных залежей по вертикали: одиночный, прерывистый и кулисообразный

(рис.3). Наряду с синусоидальным характером распределения концентраций металлов по вертикали, когда интервалы богатых руд сменяются в пределах единой рудовмещающей структуры разделяющими их промежутками убогого оруденения, возможно полное исчезновение оруденения между ярусами (рис.3,б).

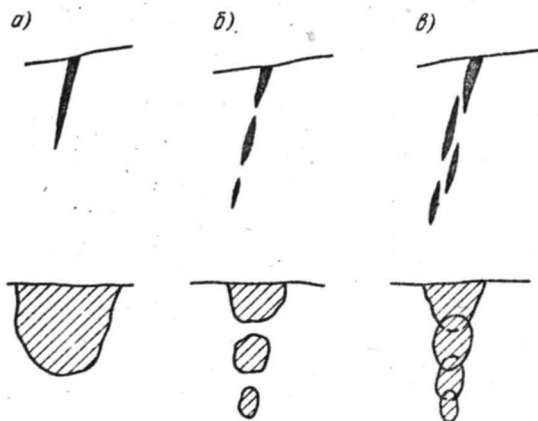


Рис.3. Типы локализации магнетитовых залежей по вертикали (по В.В.Богацкому): а - одиночный; б - прерывистый; в - кулисообразный (вверху поперечный разрез, внизу продольная вертикальная проекция)

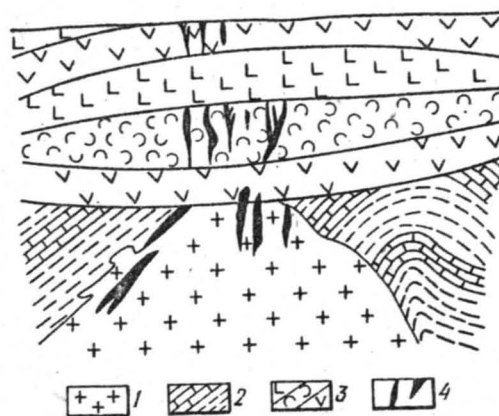


Рис.4. Многоярусное распределение вулканогенного оруденения в областях тектономагматической активизации (по П.А.Строна)
1 - граниты фундамента; 2 - осадочно-метаморфическая толща фундамента; 3 - вулканогенные толщи верхнего структурного этажа; 4 - рудные тела

чередования импульсов рудообразования и вулканизма, когда надрудные по отношению к ранним стадиям толщи вулканитов становятся рудовмещающими или экранирующими по отношению к поздним стадиям.

Заключая краткий обзор общих сведений о поведении оруденения на глубину, отметим, что независимо от причин, порождающих многоярусность и волнообразное изменение интенсивности оруденения, учет возможности такого его проявления абсолютно необходим при оценке перспектив рудных объектов на глубину.

3. МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Познание закономерностей поведения оруденения на глубину возможно лишь на основе комплексного подхода с учетом достижений ряда геологических наук (учения о полезных ископаемых, минералогии, петрологии, геохимии и др.). Это обуславливает зна-

П.А.Строна (1982 г.) в качестве характерной черты вулканогенных месторождений областей тектономагматической активизации указывает на прерывистое, многоярусное размещение оруденения по вертикали (рис.4). Причину этого автор усматривает в структурных особенностях областей активизации, в частности, в наличии двух структурных этажей. Не исключается также возможность

чительное разнообразие методов решения поставленной задачи. Со значительной долей условности их можно объединить в три основные группы: 1) геолого-структурные; 2) минералогические; 3) геохимические.

Если первая группа представляется достаточно обособленной, то провести грань между минералогическими и геохимическими методами порой весьма трудно. Вероятно, есть смысл объединить их в одну группу и называть минералого-геохимическими.

3.1. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ МЕТОДЫ

3.1.1. Геометризация рудоконтролирующих структурных элементов

Одной из важнейших задач геолого-структурного изучения эндогенных рудных полей и рудных тел является выявление факторов, контролирующих оруденение и оценка их относительной роли. Нередко в процессе решения этой задачи появляется возможность предсказать поведение на глубине факторов, контролирующих оруденение, что, в свою очередь, позволяет прогнозировать глубину распространения промышленно ценных руд. Обычно такой прогноз осуществляется построением геологических разрезов, структурных карт и диаграмм, т.е. с использованием известных приемов структурно-геометрического анализа.

В ряде случаев в разрезе рудного поля или рудного узла выявляются такие структурные элементы, которые в силу тех или иных причин играют роль «благоприятной» для рудообразования среды. Геометризация таких структурных элементов ориентирует геолога как в плане оценки ГРО, так и в направлении поисков возможных скрытых рудных тел.

На Ховуаксинском никель-кобальтовом месторождении в Туве рудные жилы залегают в скарнированных известняково-терригенных отложениях силура. Падение рудовмещающей пачки на север, северо-запад и запад позволяет предполагать появление слепых рудных тел именно в этих направлениях (рис.5).

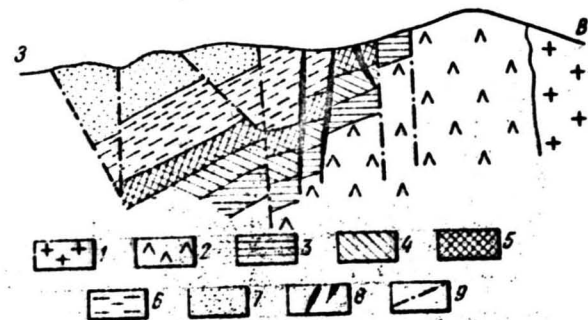


Рис.5. Схематический геологический разрез месторождения Ховуаксы

1 - граниты; 2 - вулканогенные породы нижнего кембрия; 3-6 - силурийские породы (3 - конгломераты, песчаники, алевролиты; 4 - скарны и алевролиты; 5 - скарны; 6 - переслаивание алевролитов и песчаников); 7 - нижнедевонские осадочно-вулканогенные породы; 8 - рудные жилы; 9 - разрывные нарушения

В сереброносном районе Пачука (Мексика) рудные жилы локализованы в горизонте экструзивных риолитов и дацитов вблизи обросов. Нижнее падение этого горизонта указывает на возможное положение слепых рудных тел (рис.6).

Индикатором вероятной предельной ГРО является обнаружение и геометризация таких структурных элементов, которые в силу определенных причин препятствуют более глубокому распространению промышленного оруденения. Нередко в роли такого барьера

выступают дайки, контакты интрузивных массивов и др. На ртутном месторождении Альмаден (Испания) оруденение приурочено

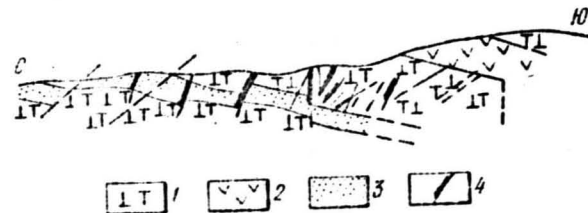


Рис.6. Схематический геологический разрез месторождения района Пачука (Мексика)
1 - дайки; 2 - риолиты; 3 - осадочные породы; 4 - кварцевые жилы и их продуктивные интервалы

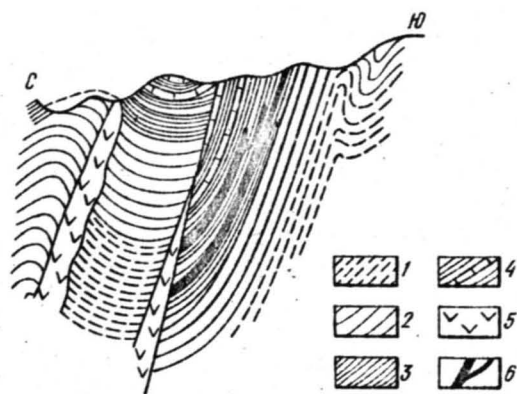


Рис.7. Геологический разрез месторождения ртути Альмаден (Испания)

1-3 - отложения нижнего силура (1 - песчаник; 2 - глинистый сланец; 3 - углистый сланец); 4 - пиритизированный графитовый сланец с прослоями известняка (верхний силур); 5 - дайки диабазовых порфиритов; 6 - рудоносные кварциты

к трем крутоспадающим пластам кварцитов, залегающим в южном крыле крутой синклинали складки (рис.7). На севере это крыло срезано крутоспадающим разрывом, залеченным последующей дайкой диабазового порфирита. Очевидно, что предельная глубина распространения оруденения в южном крыле складки определяется положением контакта пласта

продуктивных кварцитов с лежащим боком дайки.

Надежно установлено срезание на глубине швелитонсных окарновых тел месторождения Тырнауз (Северный Кавказ) молодыми альджуртинскими гранитами. Для железорудных месторождений Ангаро-Илимского района положение нижней границы оруденения определяется глубиной залегания эвапоритовой толщи нижнего кембрия. Предполагается, что хлор, заимствованный из этой толщи, способствовал выносу железа из базальтоидного расплава, внедрившегося в соленосные отложения. Оловорудные тела в Кавалеровском районе Приморья залегают в зоне регионального пропилитового изменения мезозойских песчано-сланцевых отложений, в расположенные глубже биотититы нижнего метасоматического яруса они проникают своими корнями не более чем на 100-120 м.

Важную роль в распространении оруденения играют залегающие на глубине интрузивные массивы. Данные Д.В.Рундквиста,

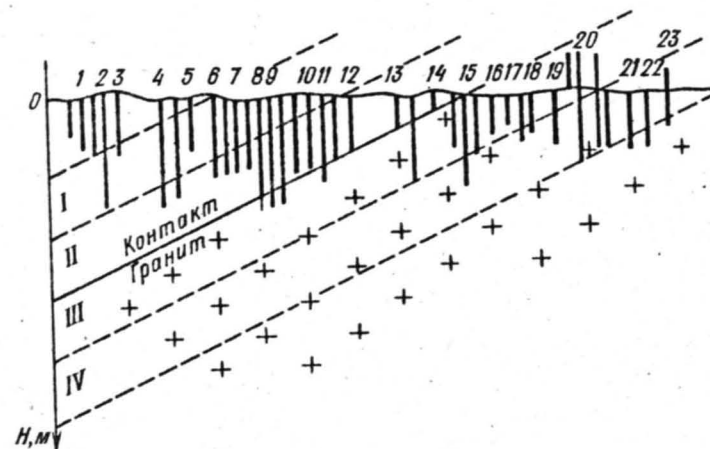


Рис.8. Грейзеновые и близкие к ним по типу месторождения, отличающиеся расположением к поверхности кровли гранитных массивов

Горизонтальная волнистая линия - современный эрозивный срез
1-1У - выделенные типы месторождений различных уровней глубинности
1 - Акмая; 2 - Верхнее Кайракты; 3 - Пороховское; 4 - Тахишань; 5 - Маунт-Уиллер; 6 - Барун-Цогто; 7 - Пиюган; 8 - Панаскейра; 9 - Югодзырь; 10 - Аберфойл; 11 - Эренфриденсдорф; 12 - Пехтельсгрюн; 13 - Шлаггенвальд; 14 - Садисдорф; 15 - Циновец; 16 - Альтенберг; 17 - Крунка; 18 - Ниддл-Хилл; 19 - Юго-Коневское; 20 - Керрок-Фелл; 21 - Сихуаньшань; 22 - Хемердон; 23 - Сиалунг

В.К.Денисенко и И.Г.Павловой [25] показывают, что грейзеновые и близкие к ним месторождения преимущественно локализуются либо в экзоконтакте, либо в эндоконтакте гранитных плутонов; примеры пересечения рудными телами поверхности контакта единичны (рис.8).

3.1.2. Оценка глубины распространения оруденения по характеру проявления вертикальной структурной зональности

Значительную помощь в оценке перспектив оруденения на глубину может оказать изучение вертикальной структурной зональности. Этот термин, введенный в научный обиход В.М.Крейстером,

характеризует один из важнейших факторов размещения оруденения.

По В.А.Невскому [18], вертикальная структурная зональность выражается в закономерном изменении от верхних горизонтов земной коры к нижним внутреннего строения разломов, особенностей трещиноватости горных пород, морфологии и генетических особенностей складок и т.д. Отмечается, в частности, усиление с глубиной роли изоклинальных складок, появление складок скалывания, увеличение числа трещин скола при одновременном уменьшении числа трещин отрыва. В этом же направлении разрывы, сопровождаемые тектоническими брекчиями и зонами мелкой трещиноватости, сменяются нарушениями с маломощными оторочками милонитов и тектонической глинки, а затем зонами бластомилонитов и бластокатаклазитов.

Вертикальная структурная зональность связана с направленным изменением сверху вниз особенностей деформации горных пород, в частности, с усилением с глубиной роли пластической деформации при уменьшении интенсивности крупной деформации. Такие изменения обусловлены прежде всего возрастанием температуры и давления, а значит, и направленным преобразованием физико-механических свойств горных пород. Общая тенденция заключается в том, что с глубиной закономерно уменьшается пористость и проницаемость среды, одновременно возрастают объемная масса, а также скорость распространения продольных и поперечных волн.

Вместе с тем, в некоторых породах платформенного чехла в интервале глубин 1,5–2,5 км отмечаются аномальные увеличения пористости и проницаемости горных пород. В карбонатных, а также в некоторых терригенных породах на указанном интервале глубин пористость может увеличиться в 4–3 раз. Это, на первый взгляд, парадоксальное явление, по-видимому, впервые обнаруженное П.Бриджменом (1955 г.), а впоследствии детально изученное А.Н.Ставрогиным (1961–1968 гг.), объясняется раскрытием микротрещин (дилатацией), а значит, и повышением проницаемости

плотных горных пород при их деформировании. Ф.И.Вольфсон и Н.А.Минский [6] справедливо обращают внимание на указанный выше интервал глубин как на возможный уровень формирования эпигенетического оруденения.

Попытка систематизации проявлений структурной зональности была предпринята А.Б.Павловским, В.Т.Покаловым и А.А.Фроловым [16], которые выделили тектоногенный, магмато-генный и литогенный типы структурной зональности.

В тектоногенном типе на фоне относительной однородности вмещающих пород основную роль играет палеотектоническое поле напряжений. Возникновение в этом поле трещинных структур и их разрастание происходят, как правило, от центра к периферии, т.е. к флангам, по падению и по восстанию. Залечивание растущей рудовмещающей трещины продуктами последовательных стадий минералообразования создает концентрическую ("чехловую", по О.Д.Левицкому) зональность оруденения. Такой характер зональности первоначально был установлен на оловорудных месторождениях Приморья, а затем на вольфрамовых, молибденовых и ряде других месторождений.

В рассматриваемом типе зональности важное влияние на изменение характера разрывных нарушений с глубиной оказывает температура. Повышение температуры деформируемых пород до 150–200 °С способствует возникновению разрывных деформаций, а дальнейший нагрев приводит к возрастанию роли пластической деформации [17].

Резко меняющиеся условия деформации горных пород на относительно коротких вертикальных интервалах оказывают существенное влияние на изменение структурных особенностей рудных тел с глубиной. В общем случае в однородных массивных породах сверху вниз проявляется тенденция упрощения структуры. Для верхних горизонтов более характерны штокверкоподобные образования, когда имеется один или несколько субпараллельных разрывов, а около них и между ними – сложная сеть мелких сопряженных с ними рудоносных трещин. Руды имеют брекчиевую, гребенчатую, кокардовую текстуру. С глубиной все более обособляются основные

нарушения, сопровождаемые оперяющими трещинами. Глубже число трещин уменьшается за счет их выклинивания или слияния друг с другом, а затем и основные рудовмещающие трещинные структуры сменяются постепенно затухающими зонами расщепления.

Эта схема нарушается, когда рудные тела залегают в неоднородной среде. При наличии пород с низкой прочностью в них и на глубине могут возникнуть штокверки. Трещинные жилы при пересечении границ разнородных сред испытывают преломление, на таких участках резко возрастает интенсивность трещиноватости.

Интересна проявляющаяся иногда тенденция постепенного перерождения с глубиной относительно изометричных в горизонтальном сечении трубо- и столбообразных тел в тела удлиненные, жлобообразные. На Курганском олово-полиметаллическом месторождении в Киргизии с глубиной возрастает значение отношения длин рудных тел к их мощности (рис.9). Алмазонасные кимберлитовые трубки (диатремы) на юге Африки представляют собой конусовидные тела, обращенные вершиной вниз. Угол конусности, вообще говоря, изменяется в широких пределах, вследствие чего на каждые 100 м глубины площадь горизонтального сечения сокращается в диатреме Кимберли

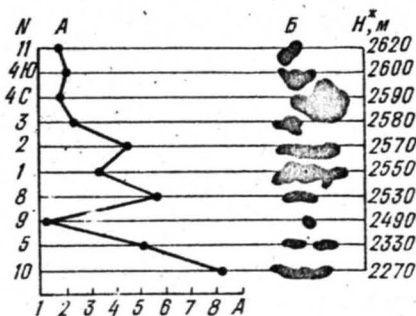


Рис.9. Изменение морфологии рудных тел Курганского олово-полиметаллического месторождения (по В.А.Невскому)

A — отношение длины рудного тела к его мощности; B — горизонтальное сечение рудного тела; N — номер рудного тела; H* — абсолютные отметки

на 8 %, Дебирс — на 13-14 %, Робертс-Виктор — на 56 %, Сент-Августин — на 68 % и т.д. Средний угол конусности 10-15°, что позволяет приблизительно оценивать глубину распространения диатремы, если известны ее размеры на поверхности.

Перерождение диатремы Кимберли в дайку происходит на глубине 1073 м, Сент-Августин — 244 м, Дебирс — 739 м (В.А.Милашев, 1979 г.).

Аналогично изменяется с

глубиной форма многих рудоносных карбонатитовых штоков (А.А.Фролов).

В магматогенном типе структурная зональность выражена в последовательной смене внутриинтрузивных трещин контракции околоинтрузивными трубками взрыва, затем зонами кольцевых и радиальных разрывов, сменяемыми линейными трещинными структурами. Ведущими факторами такой зональности являются механическая активность внедряющейся магмы, а также взрывные и контракционные явления.

Нередко в ранних контракционных трещинах в интрузивных куполах образуются грейзеновые залежи и штокверки вольфрам-молибденовых, вольфрамовых, вольфрам-оловянных руд, тогда как выше, в надинтрузивных зонах размещается жильное оруденение того же или сходного состава (Иультин, Гейер, Эренфридендорф, Панаскейра, Пяотан, Пехтельстрон и др.). Иногда жилы и штокверки располагаются на одном гипсометрическом уровне (Караоба, Инкур, Эндако и др.).

Д.В.Рундквист, В.К.Денисенко и И.Г.Павлова [25] детально изучили особенности грейзеновых и близких к ним месторождений различных уровней глубинности. По отношению к материнским гранитам они выделили четыре типа месторождений: I — криботолитовый (далеко удаленный), II — акробатолитовый (удаленный), III — эпибатолитовый (прикровельный), IV — эндобатолитовый (внутриинтрузивный). При рассмотрении данных табл.2 обращает на себя внимание факт, что ряд важнейших характеристик рудных полей (число даек, усложнение состава руд, явления «выполнения» и «замещения» при минералообразовании, зональность, устойчивость оруденения по вертикали и др.) изменяется закономерно (симметрично) по отношению к поверхности контакта гранитных массивов. Значение выявленных закономерностей для оценки месторождений на глубину трудно переоценить.

Существенно важна с практической точки зрения выявленная на ряде месторождений закономерная концентрация оруденения в пределах поясов или зон, грубо параллельных кровле интрузивных массивов. Подобные рудные пояса описаны на Бутугычгаском,

Валькумейском, Илнтасском, Учкошконском, Депутатском оловорудных месторождениях, на ряде вольфрамовых и молибденовых месторождений Казахстана, на редкометальном месторождении Лост-Ривер на Аляске и др.

Рудные тела Депутатского месторождения (Якутия) – мощные и протяженные минерализованные зоны дробления – простираются в северо-восточном, северо-западном, реже в широтном направлениях (рис.10,а). В большинстве рудных тел наиболее богатое оруденение располагается в центральных частях рудовмещающих разломов, на флангах развиты более бедные руды. Сходным образом изменяется интенсивность оруденения по вертикали: на определенном для каждого рудного тела горизонте устанавливается максимум обогащения оловом, от него вверх и вниз интенсивность оруденения падает. Это позволяет выявить в каждом рудном теле и показать в проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости «центр тяжести» оруденения (рис.10,б).

На широтный обобщенный профиль (рис.10,в) были нанесены проекции основных рудных тел в виде вертикальных линий, проходящих через «центры тяжести» оруденения в каждом рудном теле. При этом выяснилось, что в находящихся рядом рудных телах восточного фланга месторождения они располагаются примерно на одном уровне; вместе с тем, в рудных телах, расположенных западнее, они плавно и закономерно опускаются на более глубокие горизонты. В конечном счете почти все «центры тяжести» находятся на одной линии, полого склоняющейся к западу. Аналогичная картина выявляется и на западном фланге, однако здесь линия, соединяющая «центры тяжести», расположена гипсометрически выше линии восточного фланга.

Анализ результатов разведки глубоких горизонтов западного фланга показывает, что после некоторого снижения интенсивности оруденения на глубину на определенных горизонтах вновь фиксируется повышение средних для этих горизонтов значений продуктивности. Это позволяет сделать вывод о возможном наличии промышленных руд на глубоких горизонтах основных рудных тел западного фланга, причем данные бурения показывают, что

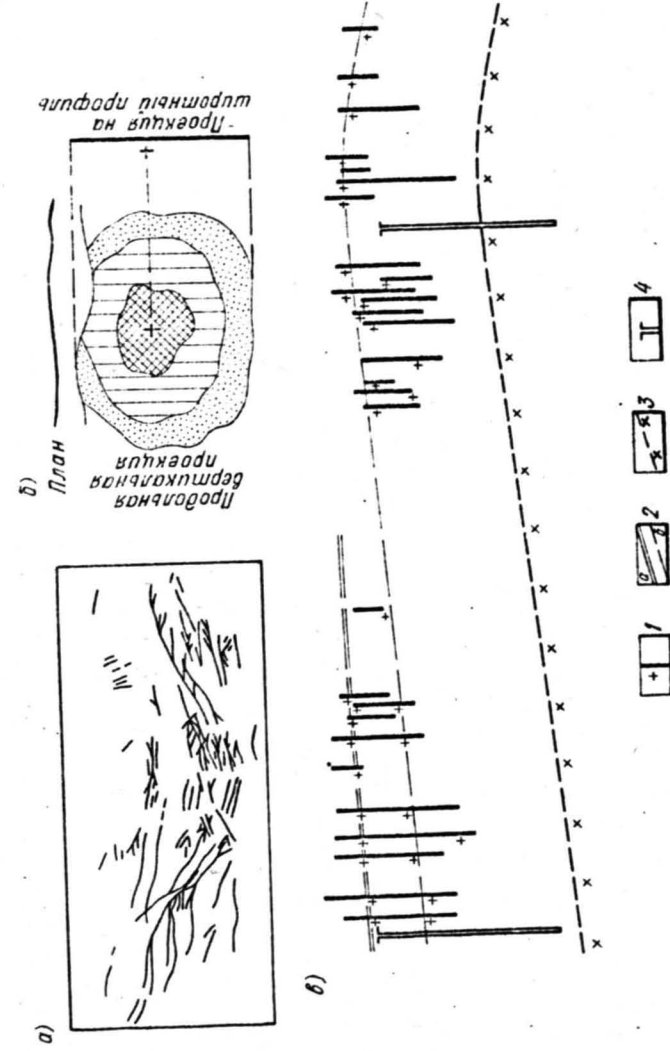


Рис.10. Схема расположения рудных тел Депутатского месторождения (а) и принцип проектирования рудных тел с чехловой зональностью (б) на широтный обобщенный профиль (в) и положение «центра тяжести» оруденения; 1 – известняк; 2 – сланец; 3 – известняк; 4 – структурные скаланы

касситерит здесь ассоциируется большей частью не с хлоритом, как на верхних горизонтах, а с турмалином, как на восточном фланге.

Учитывая эти данные, по-видимому, можно говорить о существовании в рудных телах западного фланга двух поясов оруденения: верхнего, в котором касситерит тесно связан с хлоритом, и нижнего, где касситерит ассоциируется, главным образом, с турмалином. По вертикали эти пояса разделены полосой относительно бедных руд [15].

По данным бурения структурных скважин, геофизических исследований и изучения зон контактового метаморфизма устанавливается пологое склонение кровли интрузива на запад, что также находит подтверждение в отчетливо проявленном склонении оруденения в том же направлении (рис. 10, в).

Весьма специфично проявляется вертикальная структурная зональность на колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях. Рудные тела этих месторождений имеют форму согласных пластовых залежей и линз, сложенных массивными и слоистыми рудами. Со стороны лежащего бока располагаются штоки, жилы и штокверки с оруденением прожилково-вкрапленного типа. Такая смена по вертикали морфологического облика оруденения согласуется с генетической моделью В.И.Смирнова, Н.С.Скрипченко, Г.Ф.Лковлева, В.И.Старостина и др., в соответствии с которой согласные залежи образованы рудами вулканогенно-осадочного происхождения, отлагавшимися в субмаринных условиях, а прожилково-вкрапленное оруденение является гидротермально-метасоматическим, образовавшимся на путях движения гидротерм на глубинах десятки-сотни метров от дна моря.

Встречаются и гораздо более сложные сочетания различных морфологических типов оруденения. Показателен в этом отношении пример Лениногорского рудного поля, где по последним данным в дополнение к трем известным этапам (уровням) оруденения выявлен четвертый, самый глубинный, представленный свинцово-цинковыми и полиметаллическими рудными телами сложной формы в зоне

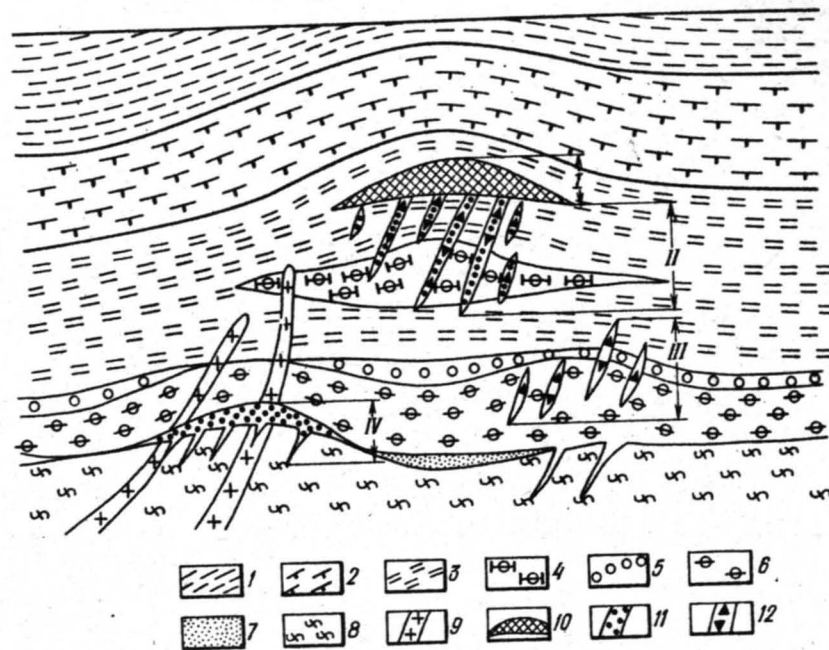


Рис. 11. Схематический геологический разрез Лениногорского рудного поля
 1 - алевролиты сокольней свиты; 2 - вулканогенно-осадочные породы ильинской свиты; 3 - алевролиты и аргиллиты крюковской свиты; 4 - эффузивы крюковской свиты; 5 - гравелиты лениногорской свиты; 6 - эффузивы лениногорской свиты; 7 - песчаники нижнего девона; 8 - сланцы нижнего палеозоя; 9 - трахилипаритовые порфиры; 10 - сплошные и слоистые свинцово-цинковые руды с баритом; 11 - прожилково-вкрапленные полиметаллические руды; 12 - прожилково-вкрапленные медно-цинковые и медно-колчеданные руды

контакта нижнепалеозойских и девонских толщ - залежи Дальняя и Новая (рис. 11). Отчетливое наложение этой минерализации на вулканогенные руды Лениногорского комплекса подчеркивает полигенный характер оруденения различных этажей и длительность его формирования.

Литогенный тип вертикальной структурной зональности наиболее отчетливо проявлен в геологических средах

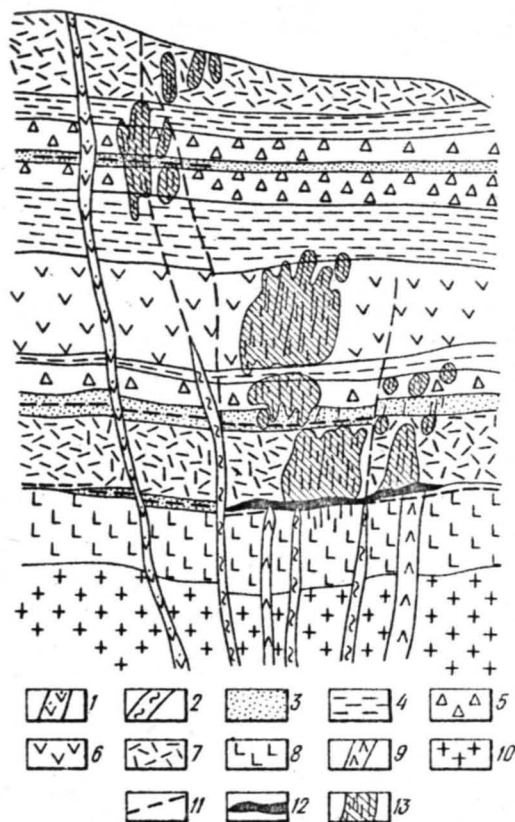


Рис.12. Геологический разрез месторождения уранинит-галенитовой формации (по Н.П.Лаврову)

1 - кварцевые порфиры; 2 - фельзиты; 3 - туффы, туфопесчаники и игнимбриты; 4 - игнимбриты; 5 - туфобрекчии липаритов; 6 - туфы кварцевых порфиров; 7 - туфы кварцевых порфиров с прослойками игнимбритов; 8 - лавоагломераты андезитов; 9 - гранодиорит-порфиры; 10 - граниты; 11 - тектонические швы; 12 - пластообразные рудные тела; 13 - штокверки

с контрастно изменяющимися физико-механическими свойствами вмещающих пород. Наиболее интересны с точки зрения оценки ГРО геолого-структурные ситуации, которые, контролируя размещение эпигенетического оруденения, в то же время неоднократно повторяются по вертикали. Таковы классические седловидные залежи золотоносного кварца месторождения Бендига в Австралии, расположенные на 24 ярусах при общем вертикальном размахе оруденения 1400 м; ртутно-рудные тела Никитовского месторождения в Донбассе, приуроченные к чередующимся в разрезе со сланцами, углями и известняками тремя горизонтам песчаников; близгоризонтальные залежи Лебединого месторождения (Ал-

дан), локализованные на нескольких уровнях в связи с согласными зонами рассланцевания и т.д. Весьма показательный пример изменения по вертикали морфологии урановых рудных тел в связи с изменениями физико-механических свойств вмещающих пород приводит Н.П.Лавров (рис.12). Жильные тела верхнего яруса залегают в вулканогенных породах с максимальными значениями коэффициента Пуассона и минимальными - модуля упругости, здесь же отмечается наименьшая удельная трещиноватость пород. В нижнем ярусе оруденение представлено «пластообразными залежами», здесь зафиксированы минимальные значения коэффициента Пуассона, максимальные - модуля упругости, а также максимум удельной трещиноватости. Наконец, в среднем ярусе, где развиты линейные штокверки, определены промежуточные значения указанных свойств пород.

3.1.3. Структурно-морфологический анализ рудных полей

Многолетние исследования П.Ф.Иванкина и возглавляемого им коллектива геологов [12] пролили свет на особенности вертикальной структурной зональности магматогенных рудных полей. На базе углубленного анализа представительного материала (десятки глубоко вскрытых по вертикали рудных полей железа, меди, свинца и цинка, олова, золота и др.) было показано закономерное изменение фигуры рудного поля с глубиной. Под границей фигуры рудного поля понимается «поверхность, ограничивающая пространственно и структурно связанную систему рудных тел и гидротермальных зон (а при возможности и магматических образований), объединенных общностью происхождения и источника» [12, с.33].

В трехмерном пространстве наиболее интересные в промышленном отношении корневые рудные поля изображаются геометрическими фигурами, напоминающими гидравлический диффузор (рис.13). Ось такой фигуры может занимать вертикальное положение, но чаще она наклонена к горизонту под тем или иным углом.

Наиболее общей чертой морфологии корневых рудных полей является закономерное увеличение площади поперечного сечения



Рис.13. Структурно-морфологические зоны корневого рудного поля
1 - фронтальная; 2 - прифронтальная; 3 - прикорневая; 4 - корневая

их фигур снизу вверх, а затем ее сокращение на самых верхних горизонтах. В этом направлении рудные тела и дайки разветвляются подобно ветвям дерева, что отражает эволюцию потока флюидов с увеличением его объема выше некоторого критического уровня, со снижением внутреннего давления и постепенным «выполаживанием» направления движения отдельных струй.

В объемной фигуре корневого рудного поля по комплексу признаков выделяются следующие зоны (сверху вниз): фронтальная, прифронтальная, прикорневая,

и корневая. Последняя лишена промышленного оруденения, поэтому обычно остается неизученной.

Фронтальная зона – это область естественного выклинивания рудной минерализации по восстанию. Контур этой части фигуры рудного поля расширяется книзу. Преобладает рассеянное оруденение, представленное многочисленными мелкими телами, обычно маломощными, нередко пологозалегающими. Рудные столбы отличаются незначительными размерами, по существу, это мелкие, беспорядочно рассеянные рудные гнезда. Магматическим и рудным телам свойственны дисконформные соотношения, под которыми П.В.Иванкин понимает несогласную ориентировку, несопоставимость морфологии, секущие взаимоотношения. Во фронтальной зоне широко распространены относительно низкотемпературные минеральные парагенезисы заключительных стадий рудного процесса. Околорудные измененные породы обычно пользуются широким площадным развитием. Количество металла во фронтальной зоне невелико: для золоторудных месторождений оно не превышает 5-7 % от общих запасов, для свинцово-цинковых и медных месторождений составляет до 10 %.

Прифронтальная зона – наиболее расширенная часть фигуры рудного поля. Главные (стволовные) рудные тела отличаются значительной протяженностью по вертикали, обилием рудных апофиз. Рудные столбы характеризуются крупными размерами, нередко грибовидной формой. Специальное изучение векторов максимальной изменчивости содержания металла на ряде оловорудных жил Приморья показало, что в пределах «шляпки» грибовидных рудных столбов эти векторы ориентированы субвертикально, а с глубиной, где рудные столбы приобретают форму крутопадающих лент, векторы наибольшей изменчивости «выполаживаются» и становятся субгоризонтальными (рис.14). Соотношения рудных тел с дайками как конформные, так и дисконформные. Широко распростра-

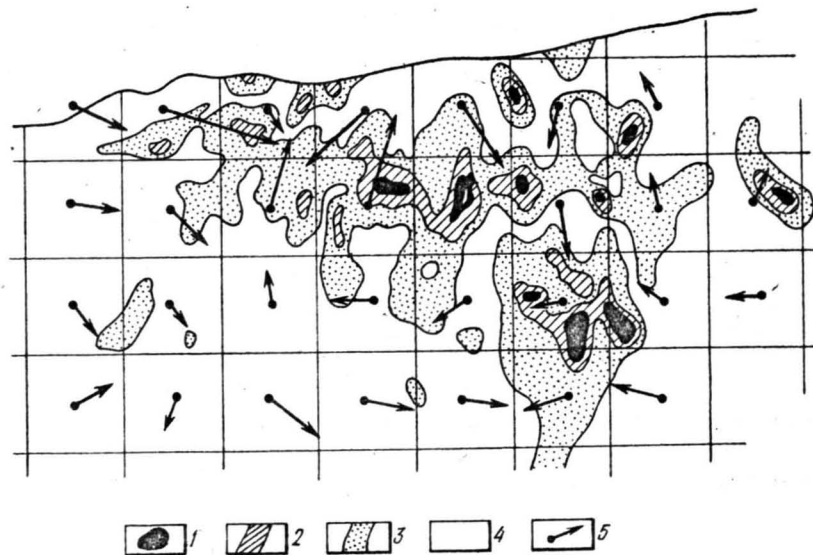


Рис.14. Ориентировка векторов наибольшей изменчивости содержания металла в плоскости жилы Главной Хрустального оловорудного месторождения (Приморье)

1-4 – контуры участков (1 – весьма богатых руд; 2 – богатых руд; 3 – руд среднего качества; 4 – бедных руд); 5 – векторы максимальной изменчивости содержания олова для квадратных ячеек (приведены к центру ячеек, длина векторов пропорциональна изменчивости содержания олова в ячейке)

нены продуктивные минеральные ассоциации, максимальное развитие получают все главные стадии рудообразующего процесса. Руды отличаются сложностью минерального состава и структурно-текстурных рисунков. Гидротермально измененные породы образуют широкие ореолы вокруг рудных тел. В прифронтальной зоне медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических рудных полей сосредоточено более 50 %, оловорудных полей 60-70 %, золоторудных полей - до 90 % общих запасов металлов.

Прикорневая часть - глубинная суженная часть фигуры рудного поля - характеризуется небольшой площадью поперечного сечения и сокращением числа рудных тел за счет их выклинивания или присоединения друг к другу. Рудные тела сближены, имеют сходные и выдержанные элементы залегания, падение крутое. Апофизы нехарактерны. Крупные рудные тела по падению нередко расщепляются на ряд мелких, быстро выклинивающихся на глубину жил и прожилков. Взаимоотношения с дайками обычно конформные. Рудные столбы имеют вид узких крутопадающих лент, склоняющихся в сторону корня рудно-магматического пучка. Состав руд упрощается, иногда возрастает число высокотемпературных минералов. Содержание металлов обычно плавно снижается с глубиной. Гидротермальные изменения вмещающих пород отчетливо проявлены лишь в непосредственной близости от рудных тел.

Важную информацию о характере оруденения на глубину несут графики изменения его интенсивности по вертикали. Устанавливаются два типа кривых, характеризующих поведение таких показателей, как протяженность рудных тел по простиранию, их число и мощность, запасы и среднее содержание металла и др. Кривые первого типа, свойственные мелкокорневым полям, имеют, как правило, один максимум; кривые второго типа с несколькими максимумами характерны для глубококорневых полей.

Вертикальная структурная зональность рудных полей иллюстрируется примером одного из золоторудных полей Сибири. Наиболее изученное месторождение этого поля, приуроченное к выступу крупного гранитоидного батолита, сложено сульфидными и кварц-сульфидными жилами и зонами, представляющими собой

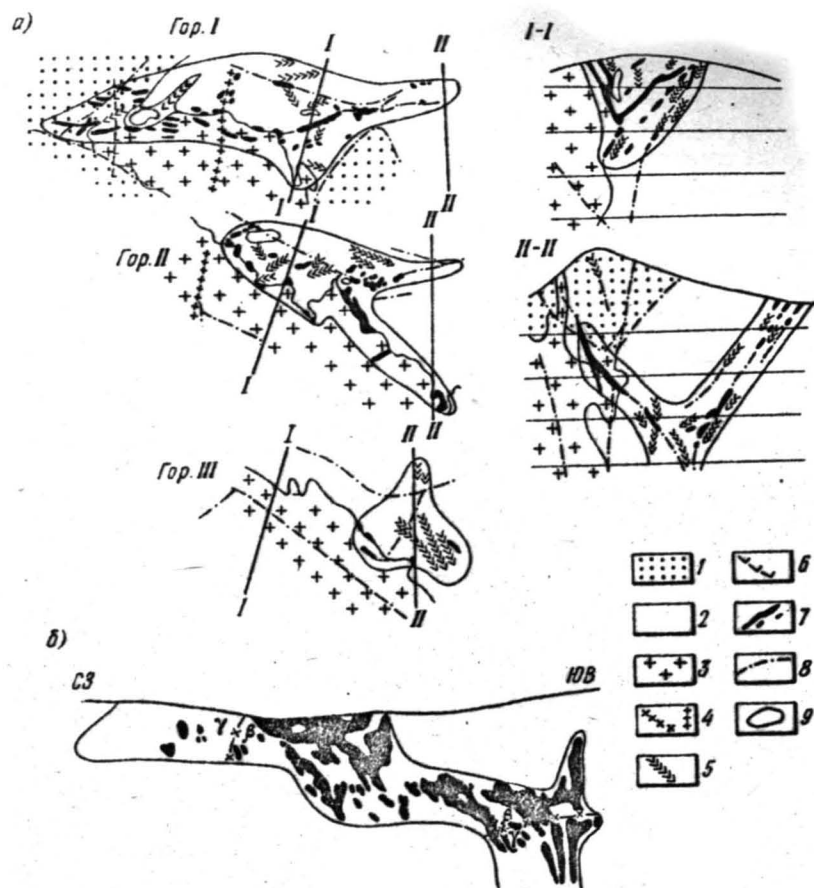


Рис. 15. Планы горизонтов и вертикальные разрезы (а), продольная вертикальная проекция (б) золоторудного месторождения Сибири
 1 - лавы кислых эффузивов, туфы, известняки; 2 - мраморы, доломиты, известняки; 3 - граниты, плагιοграниты; 4 - дайки аплитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров; 5 - дайки микродиоритов, диоритовых порфиров, спессартитов; 6 - дайки габбро-диабазов; 7 - золоторудные тела; 8 - разрывные нарушения; 9 - контур рудного участка

ветви одного рудно-магматического пучка. Последний имеет форму неправильного конуса, погружающегося на юго-восток (рис. 15).

Фронтальная зона рудно-магматического пучка, сохранившаяся на северо-западном фланге (рис. 15), представляет собой область выклинивания золотоносных жильных систем. Гидротермальная минерализация проявлена в виде коротких ветвящихся жил и прожилков, в составе которых часто присутствуют низкотемпературные минеральные ассоциации: халцедон, хрусталивидный кварц, кальцит, анкерит, хлорит, из рудных минералов преобладает пирит. Концентрированная рудная минерализация эпизодична, проявляется лишь в сравнительно крупных структурах.

Большинство рудных тел и около 90 % запасов металла сосредоточено в прифронтальной зоне. Здесь рудные тела интенсивно ветвятся, имеют сложное строение и «пестрый» минеральный состав. Структуры и текстуры руд разнообразны, концентрация золота существенно повышенная.

В прикормежной зоне развиты единичные небольшие рудные тела, сложенные в основном крупнокристаллическим пирротинном, пиритом и кальцитом ранних генераций. Содержание золота в них обычно непромышленное.

3.1.4. Реконструкция палеоразреза эпохи рудообразования и построение карт эрозионных срезов

В 1946 г. акад. С.С.Смирнов, говоря об определении глубин образования эндогенных руд, отмечал, что основным способом решения этой задачи является реставрация разреза в период формирования того или иного месторождения. К числу таких прямых методов определения диапазонов глубин образования месторождений относятся геоморфологический метод (Н.М.Синицин, 1959 г.) и метод, основанный на построении карт глубин эрозионных срезов и сопоставлении с ними металлогенических карт тех же территорий [13].

Н.М.Синицин (1959 г.), исходя из пермского возраста сурьмяно-ртутной минерализации Южно-Ферганского пояса Тянь-Шаня

и наличия останцов пермского пенеплена в отдельных тектонических блоках, а также учитывая степень размыва этого пенеплена и данные разведочных работ, определил, что промышленные сурьмяно-ртутные руды формировались в интервале глубин от 1,0 до 2,0 км. Отсчет глубин велся от месторождения по нормали к пермскому пенеплену, реставрированному по его останцам. Широкое использование этого метода ограничивается редкостью рудных районов, где сохраняются останцы пенепленов, однообразных с оруденением.

Сохранность остатков мезозойско-кайнозойской поверхности выравнивания на Памире, где известны хрусталеносные кварцевые жилы, позволило Т.Н.Тагирову, В.В.Лоскутову и др. (1974 г.) использовать метод Н.М.Синицина для оценки глубины их образования и вертикального интервала распространения. Кварцито-песчаники позднего протерозоя, вмещающие хрусталеносные жильные поля, локализованы в пределах горста-антиклинория северо-восточного простирания, пронизанного многочисленными интрузивами, в том числе дайками различного состава. Хрусталеносные жилы, контролируемые разломами, встречаются во всех частях разреза: от протерозойских до палеогеновых образований включительно. Геоморфологический облик горста-антиклинория оформился в перми в виде выровненной доорогенной поверхности. Позднее эта поверхность испытала лишь денудационную доработку, создавшую ярусность (ступенчатость) рельефа. Отсутствие надежных методов корреляции («стратификации») реликтов доорогенного рельефа, вообще говоря, может породить ошибки в возрастной интерпретации его конкретных фрагментов, однако авторы датируют господствующую поверхность олигоценом – ранним миоценом, полагая ее соответствующей времени хрусталеобразования. Построив разрезы вкрест простирания морфоструктурных элементов и отметив на жилах интервалы хрусталепроявления, исследователи получили статистическую картину их распределения по 100-метровым интервалам глубин. Оказалось, что хотя хрусталь встречается в широком диапазоне глубин – от 200 до 1700 м от палеоповерхности, 81 % учтенных промышленных запа-

сов находится в гораздо более узком вертикальном интервале — от 600 до 1000 м.

Весьма важны в научном и практическом отношении результаты были получены И.П.Кушнаревым, который на основе изучения глубин образования эндогенных рудных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны в Средней Азии предложил детально разработанную методику реконструкции палеоповерхности периода рудообразования и построения карт эрозионных срезов [13].

Отсылая заинтересованного читателя к указанной содержательной монографии, мы ограничимся лишь кратким изложением принципиальных основ методики построения карт эрозионных срезов и интерпретации полученных результатов.

Предварительно следует уточнить некоторые используемые в дальнейшем термины.

Г л у б и н а ф о р м и р о в а н и я о р у д е н н и я — кратчайшее расстояние от нулевой поверхности до верхних частей рудных тел.

Н у л е в а я п о в е р х н о с т ь — поверхность Земли, существовавшая в тот отрезок времени, в течение которого формировалось месторождение, интрузив и т.п. Предполагается, что этот отрезок относительно невелик, следовательно, положение нулевой поверхности можно считать относительно стабильным.

Г л у б и н а э р о з и о н н о г о с р е з а — кратчайшее расстояние от нулевой поверхности до выхода геологического тела (в частности, рудного тела) на современную дневную поверхность.

Д и а п а з о н (р а з м а х) г л у б и н о б р а з о в а н и я р у д данного типа — интервал между верхней и нижней границами их распространения, измеренный перпендикулярно нулевой поверхности.

Задача построения карты послерудных эрозионных срезов может быть успешно решена только в хорошо изученном в геологическом отношении районе. До составления карты необходимо

уточнить время рудообразования. Если же рудные проявления имеют различный возраст, то для каждого периода рудообразования необходимо строить отдельную карту.

Для составления карты эрозионных срезов нужно иметь следующие основные материалы: 1) геологическую карту территории в масштабе не мельче 1:100 000; 2) топографическую карту того же масштаба с теми же горизонталями; 3) разрезы к геологической карте; 4) схемы размещения различных свит; 5) данные о складках в различных толщах и сведения об амплитудах перемещения по разломам; 6) кадастр месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых.

Основная часть работы по выявлению положения нулевой поверхности (верхнепермской для Кураминской зоны) начинается с составления разрезов с изображением на них нулевой поверхности. Наиболее достоверно ее положение будет определено для площадей, где сохранились отложения соответствующего возраста. В Кураминской зоне это верхнепермские отложения кызылтуринской свиты. За исконую нулевую поверхность принимается самый верхний горизонт этой свиты. Там, где кызылтуринские отложения отсутствуют, анализируются изменения фаций и мощностей свит в пространстве, время заложения разломов, амплитуды и направления перемещения блоков пород по разломам на разных этапах развития зоны, особенности строения складок и т.д.

Число и ориентировка разрезов выбираются с таким расчетом, чтобы получить максимально достоверные сведения об элементах залегания нулевой поверхности, ее высотном положении и всех послерудных перемещениях.

На ряде примеров И.П.Кушнарев убедительно показал, что глубина эрозионного среза и положение месторождений и рудопроявлений в структурных ярусах — понятия совершенно разные, независимые друг от друга и использовать позицию оруденения в структурном ярусе для определения глубины его формирования и глубины эрозии нельзя.

В дальнейшем рекомендуется по данным разрезов, линии которых нанесены на карте, построить изолинии глубин эрозии,

начиная с участков, где имеется свита, отложение которой непосредственно предшествовало рудообразованию (в Кураме – кызылнуринская). Поскольку нулевая поверхность обычно представляет собой плоскость – моноклираль или при наличии плавных изгибов поддается расчленению на серию моноклиралей, для каждого такого моноклиального участка нетрудно определить элементы залегания. Это позволяет найти и изобразить на карте следы пересечения с современным рельефом любых условных поверхностей, расположенных параллельно нулевой и ниже нее на 500, 1000, 1500 м и т.д. Приемы построения линии выхода наклонной поверхности на карте с горизонталями рельефа хорошо известны всем геологам-съемщикам, и нет необходимости на них останавливаться.

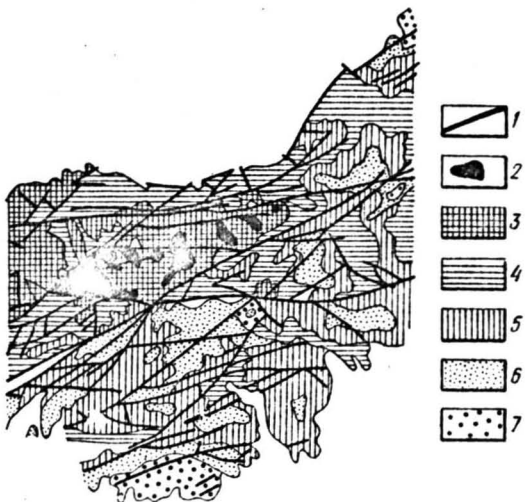


Рис.16. Фрагмент карты эрозионных срезов Кураминской структурно-фациальной зоны (по И.П.Кушнареву)

1 - разломы; 2-7 - глубины послерудных эрозионных срезов (2 - 3,5-4,0 км; 3 - 3,0-3,5 км; 4 - 2,5-3,0 км; 5 - 2,0-2,5 км; 6 - 1,5-2,0 км; 7 - 1,0-1,5 км)

Результатом такой кропотливой трудоемкой работы является карта эрозионных срезов (рис.16), внешне сходная с геологической картой, где мощности согласно лежащих слоев равны 500 м. На завершающем этапе работы на эту карту наносятся все месторождения и рудопроявления с разбивкой их по значимости, типу минерализации и т.д. Такая, по существу, металлогеническая карта дает возможность установить вертикальные интервалы распространения всех учтенных

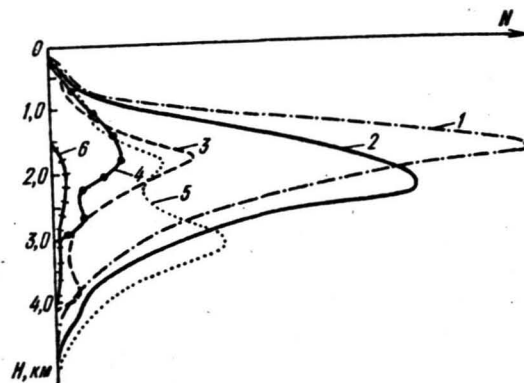


Рис.17. Глубины образования эндогенных гидротермальных месторождений и рудопроявлений Кураминской зоны (по И.П.Кушнареву)
N - число объектов
1 - медные; 2 - свинцово-цинковые; 3 - висмутовые; 4 - оловорудные; 5 - флюоритовые; 6 - вольфрам-молибденовые

типов месторождений и рудопроявлений. На рис.17 представлен график размещения эндогенных гидротермальных проявлений Кураминской зоны, анализ которого позволяет сделать следующие выводы:

I. В интервале глубин от 0 до 0,5 км проявления рудной минерализации отсутствуют. Однако,

учитывая резкий рост числа рудопроявлений на следующем интервале (0,5-1,0 км), автор интерполирует эти данные на 1/2 самого верхнего интервала.

2. Подавляющее большинство руд формируется в диапазоне глубин от 0,5 до 4,5 км. Максимумы развития оловянных, висмутовых и медных проявлений приходятся на 1,8 км, свинцово-цинковых и молибден-вольфрамовых - на 2,2 км. Бимодальным характером распределения отличается кривая для флюорита с максимумами на 1,8 и 3,2 км. Заметим, что эти максимумы в общем сосредоточены в пределах указанного выше интервала дилатации, т.е. аномального объемного расширения горных пород при сжатии.

3. Глубины ниже 4,5-5,0 км лишены оруденения и практически для всех типов гидротермальных месторождений бесперспективны для поисков.

Методика, разработанная И.П.Кушнаревым, была использована в различных рудных районах СССР Б.Л.Флеровым, А.П.Куклиным, Х.М.Юсуповым и др. В частности, для Депутатского рудного поля

Б.Л.Флеров и Л.Е.Леонов (1967 г.) показали, что невскрытый эрозией гранитоидный массив с оловоносными грейзенами формировался на глубине 1750–2100 м от палеоповерхности, рудные тела касситерит–силикатно–сульфидного состава – на глубине 1300–1600 м, галенит–сфалеритовые жилы – на глубине 1800–1900 м.

По карте эрозионных срезов для территории Чукотки А.П.Куклин установил, что на глубинах более 3 км исчезают почти все рудопоявления олова, вольфрама, меди, свинца, цинка и других металлов, характерные для менее эродированных площадей.

Составление частотного графика распространенности свинцово-цинковых проявлений Садоно-Унальского района (Северный Кавказ) по интервалам глубин послекаледонской эрозии позволило Д.А.Апостолу (1982 г.) определить, что промышленное оруденение заключено в диапазоне глубин 2000–4000 м с максимумом на глубине 2750 м.

Основными ограничениями метода реконструкции нулевой поверхности и построения карт эрозионных срезов являются его значительная трудоемкость и необходимость высокой квалификации исполнителей. Кроме того, как уже отмечалось, этот метод «работает» лишь в хорошо изученных в геологическом отношении районах. Благодаря широкому развитию геологических исследований в СССР число таких районов множится, и это сулит указанному методу хорошие перспективы практического использования.

3.1.5. Морфометрический метод

Основные положения этого метода, пропагандируемого в последние годы В.В.Богачкиным, Ф.Я.Корытовым и др., столь же просты, сколь и уязвимы для критики. Суть метода состоит в подсчете числа рудных объектов, приходящихся на разные гипсометрические уровни современного рельефа. Результаты этих подсчетов распространяются на период рудообразования. Таким способом были определены «оптимальные» уровни рудотложения для рудных месторождений Забайкалья (Ф.Я.Корытов), вертикальный размах магнетитового оруденения Алтае-Саянской области

(В.В.Богачкий) и др. Даже если не учитывать некорректность в подготовке массива исходных данных (например, Ф.Я.Корытов не принимает во внимание различную степень опосредованности заболоченных низинных и относительно обнаженных водораздельных участков, удельные вертикальные плотности выходов руд и запасов металла), нельзя не заметить, что этот метод игнорирует конкретные геологические данные. Прежде всего, не учитываются послерудные блоковые перемещения, которые приводят разноглубинные рудные образования на одинаковый гипсометрический уровень.

Вместе с тем, при достаточно полном учете геологической ситуации морфометрический метод может быть полезен. Так, Г.В.Александров и Е.Л.Рытова [2] предприняли удачную попытку анализа глубины послерудной эрозии на примере мезозойского оруденения Северо-Восточного Забайкалья.

Результаты статистической обработки данных о положении в современном рельефе месторождений и рудопоявлений золото-молибден-полиметаллического верхнеюрского комплекса (1-й комплекс) и 400 объектов поликомпонентного эпitherмального нижнемелового комплекса (2-й комплекс) показаны на графике (рис.18). По вертикальной оси отложены абсолютные высотные отметки выходов руд, по горизонтальной – удельные вертикальные плотности выходов руд ρ , т.е. процентные отношения выходов рудных тел на определенной высотной отметке к площадям, занятым этой высотной отметкой. Как видно, уровень максимальной концентрации руд 1-го комплекса равен 800–1200 м, 2-го комплекса – 700–800 м, что отражает, таким образом, явление обратной вертикальной зональности.

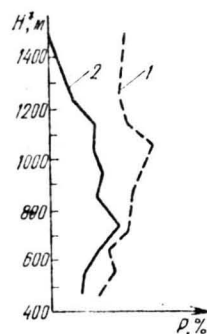


Рис.18. Положение в современном рельефе месторождений и рудопоявлений золото-молибден-полиметаллического (1) и поликомпонентного эпitherмального (2) комплексов Северо-Восточного Забайкалья (по Г.В.Александрову и Е.Л.Рытовой)

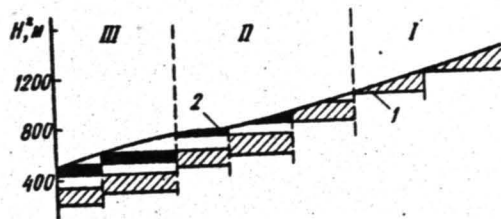


Рис.19. Схема расположения 1-го и 2-го рудных комплексов в относительно поднятых (I), стабильных (II) и относительно опущенных (III) блоках Северо-Восточного Забайкалья (по Г.В.Александрову и Е.Л.Рытовой)

По геолого-геоморфологическим данным в районе выделены: поднятые блоки — горные хребты, опущенные блоки — приразломные впадины, стабильные блоки — межкосопопочник. В опущенных блоках минерализация 2-го комплекса не проявлена или вскрыта лишь на самых верхних уровнях. В стабильных блоках эрозией вскрыт максимально продуктивный интервал 2-го комплекса и верхние уровни оруденения 1-го комплекса. Наконец, в поднятых блоках рудные проявления 2-го комплекса практически полностью эродированы, зато фиксируется наиболее продуктивный интервал 1-го комплекса (рис.19). Отсюда становится понятной причина кажущейся обратной вертикальной зональности оруденения для района в целом.

Уверенное выделение опущенных, стабильных и поднятых блоков оказалось возможным на основе составления карт послерудной тектоники с использованием приема тренд-анализа современного рельефа. Для представительного числа точек, фиксируемых на топографической карте, определялись пространственные координаты: X — по меридиану, Y — по широте и H — по высоте. Эти данные обрабатывались на ЭВМ по программе «Неполиномиальный тренд». Помимо значений тренда рельефа в каждой точке определялось отклонение («остаток») от тренда со своим знаком. Карта изолиний остатков тренда представляет собой, в сущности, карту посленемеловых движений земной коры.

Изучение распределения домиоценовой коры выветривания показало, что гипсометрические уровни с наиболее крупными площадями ее распространения отвечают опущенным блокам с абсолютными отметками 700–800 м. Поверхность стабильных блоков была

получена из уравнения регрессии $X = 1134,2 + 1,727Y$, устанавливающего связь между абсолютными высотными отметками X и отклонениями от поверхности тренда Y . При нулевом отклонении ($Y = 0$) координата $X = 1134,2 \approx 1150$ м. Эта высотная отметка соответствует верхней границе стабильных блоков. Таким образом, высоты менее 700–800 м соответствуют опущенным блокам, от 700 до 1150 м — стабильным блокам и более 1150 м — поднятым блокам.

Нанесение на карту послерудной тектоники металлогенической нагрузки показывает, что 2-й комплекс приурочен только к опущенным и стабильным блокам, 1-й комплекс — к стабильным и поднятым блокам. Отсюда ясны и практические рекомендации.

Подводя итог рассмотрению группы геолого-структурных методов, следует отметить, что последние десятилетия знаменовались переходом от простейших, если не сказать примитивных оценок глубины эрозионного среза и вертикального размаха оруденения, часто основанных на общих и нередко неверных предпосылках, к подлинно научным методам, базирующимся на глубоком знании истории геологического развития и структуры изучаемого рудного района и месторождений. Вместе с тем, у геологов-рудников крепнет убеждение, что кардинальных успехов на пути решения поставленной задачи можно добиться лишь на основе комплексного использования геолого-структурных и минералого-геохимических методов.

3.2. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

В решении проблемы определения уровня эрозионного среза рудных тел и вертикального размаха оруденения минералого-геохимические методы могут сыграть весьма значительную роль. При движении вверх гидротермальных металлоносных растворов направленно изменяются многие параметры как этих растворов (температура, давление, активность компонентов, кислородный потенциал и др.), так и среды и условий минералообразования (кислотность — основность пород, фильтрационный эффект, явления сорбции и экстракции и т.д.). Изменение по вертикали физико-химических параметров процесса находит свое выражение в следующем:

1) в смене минеральных ассоциаций, т.е. в возникновении первичной вертикальной зональности рудных месторождений^х, параллельно происходит изменение продуктивности различных элементов в пределах первичных ореолов рассеяния;

2) в смене характера околорудных метасоматитов;

3) в изменении различных, в том числе весьма тонких типоморфных особенностей минералов (морфологических, конституционных, термобарометрических и др.);

4) в изменении (в том числе в появлении и исчезновении) значимых корреляционных связей между рудообразующими элементами.

Кроме того, тесная связь многих гидротермальных месторождений с купольными и гребневидными выступами гранитоидных массивов ставит в повестку дня вопрос об оценке глубины эрозионного вскрытия этих массивов.

Необходимо подчеркнуть, что все характеризующие ниже методы нельзя применять чисто механически, без предварительного тщательного минералогического и геохимического изучения рудопроявлений и месторождений [7].

3.2.1. Оценка глубины распространения оруденения по кристалломорфологии индивидов

Возможности оценки оловорудных проявлений на основании изучения изменчивости морфологии индивидов касситерита были блестяще показаны Н.З.Евзиковой [8]. Насколько известно автору, кристалломорфологический метод Н.З.Евзиковой успешно прошел всестороннюю проверку не только в Комсомольском рудном районе в Хабаровском крае, где он был применен впервые, но и в Приморье, Якутии, на Чукотке, в Средней Азии.

^х Изучение вертикальной минеральной зональности, начатое еще в первой половине XIX в., оформилось ныне в самостоятельную крупную ветвь прикладной геологии [10, 22].

Тщательное изучение кристалломорфологии проб касситерита, отобранных с 52 месторождений и рудопроявлений Дальнего Востока, позволило установить, что период морфологической эволюции касситерита может быть разделен на пять стадий, которым соответствуют следующие комбинации простых форм – кристалломорфологические типы (от ранних к поздним): I тип – дипирамидальные кристаллы с развитыми формами {III} и {552}; II тип – пинакоидально-дипирамидальные кристаллы с гранями {001} и {552} при подчиненном развитии граней {III} и {110}; III тип – призматически-пинакоидальные кристаллы, отличающиеся развитыми гранями {110} и {001}, при подчиненном значении {III} и {100}; IV тип – дипирамидально-призматические кристаллы с гранями {110} и {III} при подчиненном развитии {100} и {101}; V тип – призматически-дипирамидальные кристаллы с развитыми формами дипирамиды {321} и призматических граней (рис.20).

Кристалломорфологические типы касситерита закономерно сменяют друг друга в рудных телах (от ранних к поздним) по трем главным направлениям: вкрест простирания – от вмещающей породы к центру рудного тела; по восстанию – от нижней рудного тела к его верхам; по простиранию – от флангов рудного тела к центру. При этом отмечается, что чем мощнее и (или) протяженнее рудное тело, тем меньше скорость (градиент) кристалломорфологической изменчивости в соответствующем направлении.

В переводе на язык практических рекомендаций это означает, что статистическое преобладание в пробах касситерита ранних ти-

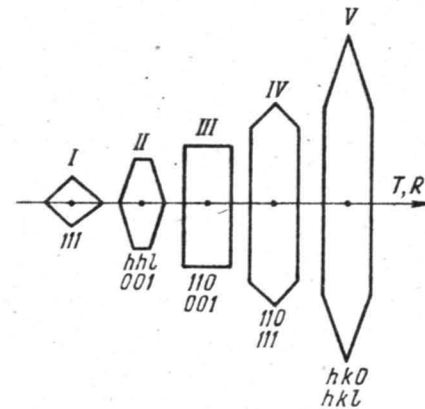


Рис.20. Кристалломорфологические типы (I-V) касситерита как реперы процесса кристаллизации во времени T и пространстве R

пов (I и II) характеризует глубокий эрозионный срез данного рудного тела, близкий к его корневым частям. Для распространения оруденения на глубину благоприятны преобладание в пробах касситерита IV и особенно V типов, значительная вытянутость кристаллов по оси четвертого порядка и слабая изменчивость кристалломорфологического состава касситерита по крайней мере в двух разновысотных сечениях рудного тела.

Кристалломорфологический метод предполагает массовость опробования, представительность проб, быстроту их обработки и количественную оценку соотношения разнотипных кристаллов в пробах.

Начальная масса проб должна обеспечить выход рудного концентрата в объеме 0,5–1,0 см³. Рабочая фракция концентрата после доводки содержит зерна размером 0,25–1,0 мм. Концентрат просматривается под бинокулярной лупой, и из него отбираются все зерна с сохранившейся огранкой. Затем зерна классифицируют по принадлежности к одному из пяти типов и подсчитывают число зерен каждого типа.

Балльную оценку процентного соотношения разнотипных зерен в пробе или серии проб рекомендуется производить по формуле

$$X = (2 \cdot V + IV) - (II + 2 \cdot I),$$

где I–V – процентные содержания кристаллов соответствующих типов.

При достаточном числе точек с известными значениями X (например, на поверхности) строятся изолинии. Для цветного изображения уровня эрозионного среза можно применить следующие градации X: „горячие“ пробы – от +200 до +50, „теплые“ пробы – от +50 до –50, „холодные“ пробы – от –50 до –200.

Следствием вертикальной прямой эндогенной зональности является отраженная обратная зональность в рыхлых отложениях (рис. 21).

При помощи кристалломорфологического метода можно решать следующие задачи:

1) определять уровень эрозионного среза рудных тел;

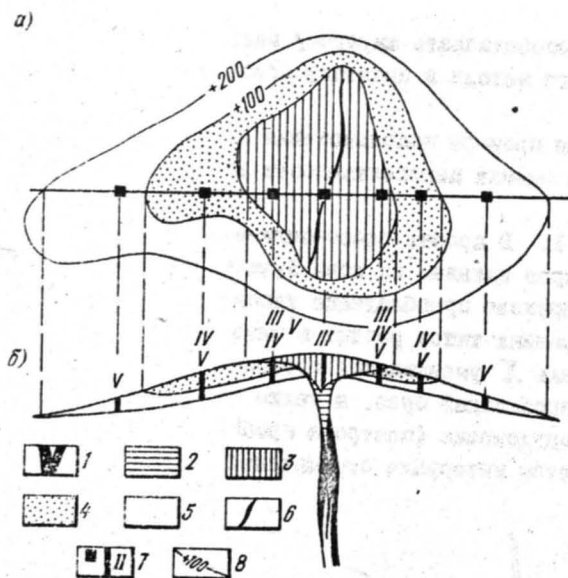


Рис. 21. Вторичный кристалломорфологический ореол вокруг эродированной рудной жилы зонального строения: а – план, б – разрез. Области распространения кристаллов различных кристалломорфологических типов: 1 – I; 2 – II; 3 – III; 4 – IV; 5 – V; 6 – ось жилы; 7 – шурфы с типами встречающихся кристаллов; 8 – изолинии показателя X.

навливать по шлиховым пробам степень эрозии коренных источников и их перопективность.

Закономерная смена с глубиной форм кристаллов киновари выявлена В.И.Зубовым (1972 г.), флюорита – Р.З.Архипчуком (1976 г.), пирита золоторудных месторождений – Н.З.Евзиковой и Н.С.Беленькой (1977 г.). Дальнейшее расширение круга таких

^x Для качественного суждения о вертикальном размахе оруденения иногда достаточно выявить признаки скоротечности или длительности рудоотложения. Незначительный вертикальный интервал оруденения отражается в кристалломорфологической пестроте проб. При слабом градиенте (т.е. в выдержанном на глубину рудном теле) в пробах присутствуют один-два кристалломорфологических типа.

2) оценивать глубину распространения оруденения по вертикальному градиенту изменения наборов габитусных форм^x;

3) выделять наиболее продуктивный горизонт оруденения, он характеризуется преимущественным развитием кристаллов IV типа;

4) определять склоны контуров промышленного оруденения;

5) уста-

минералов будет способствовать широкому внедрению этого несомненно перспективного метода в практику поисковых и разведочных работ.

Ниже приведены примеры использования кристалломорфологического метода для оценки перспективности на глубину оловорудных тел [17].

Пример I. В пробах олово-полиметаллических руд, отобранных по четырем канавам из зоны Лучистой (Комсомольский рудный район), обнаружено преобладание касситерита IV типа. Число кристаллов ранних типов растет в южном направлении (рис.22), показатель X уменьшается соответственно от +79 до -38. Глубокий эрозионный срез, а также незначительный вертикальный размах оруденения (пестрота проб!) заставляют дать зоне Лучистой на этом интервале отрицательную оценку.

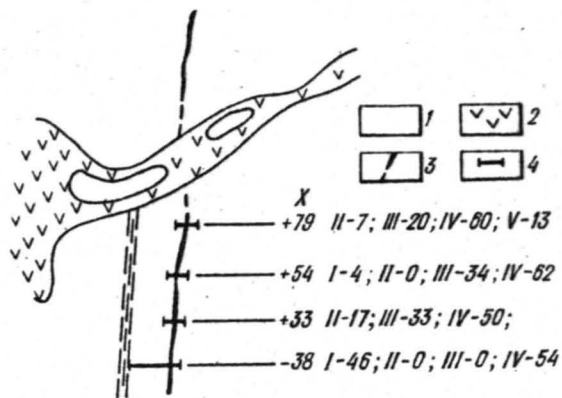


Рис.22. Результаты кристалломорфологического анализа касситерита из канав по жиле Лучистой
Римские цифры - кристалломорфологические типы; арабские цифры - число кристаллов касситерита
1 - юрские песчано-глинистые сланцы; 2 - дайки диоритовых порфиритов; 3 - рудное тело; 4 - опробованные канавы

Пример 2. По керновым пробам одиночных скважин, пересекающих зону Геофизическую в районе профилей II-V (Комсомольский рудный район), был определен минимальный градиент вертикальной кристалломорфологической изменчивости, он пришелся на профиль IV (рис.23) и составил примерно 16 баллов на 100 м. В самом глубоком пересечении зоны (320 м) скважиной 444 значение $X = +40$. Пробы со значением $X = 0$ (они соответствуют границе промышленного оруденения) должны находиться на глубине $40:16 \cdot 100 = 240$ м от точки встречи зоны со скважиной 444, т.е. на отметке 80 м.

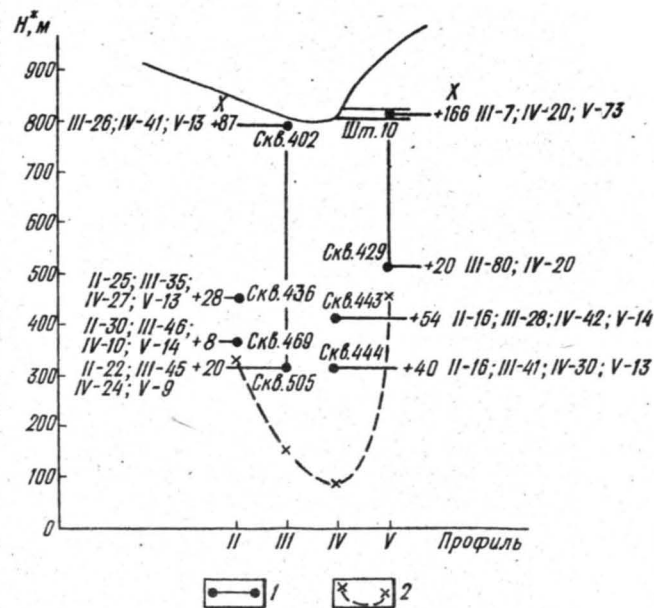


Рис.23. Результаты кристалломорфологического анализа касситерита из скважин и штольни по жиле Геофизической
1 - расстояние по вертикали между точками отбора проб; 2 - рассчитанная изолиния нулевого значения X в различных профилях. Остальные обозначения - см. рис.22

3.2.2. Оценка глубины распространения оруденения по поведению элементов-примесей в рудах и рудообразующих минералах

Исследования, выполненные в последние 15-20 лет, показали, что элементы-примеси во многих минералах (микроэлементы) несут обширную и практически ценную информацию об условиях образования этих минералов.

Интересный подход к определению глубин формирования магномангнетитовых месторождений Ангаро-Илимского района предложили Н.В.Павлов и И.И.Чупрынина (1955 г.). Эти месторождения возникли в период пермо-триасовой активизации Сибирской платформы в тесной связи с проявлениями траппового магматизма. Почти горизонтальное залегание платформенного чехла позволило прямым геологическим методом определить истинную глубину формирования месторождений: 300-400 м от триасовой поверхности при вертикальном размахе оруденения 1500-1700 м.

Изучение состава проб магномангнетитов, отобранных с разных глубин и из разных месторождений, раскрыло поразительно закономерную картину изменения изоморфизма этого минерала. В триасовых покровных базальтах наблюдается магнезиоферрит; в рудах, формировавшихся на глубине 400 м от триасовой поверхности, образуется магномангнетит, в котором на долю магнезиальной молекулы приходится 80 %; на глубине 1000 м ее содержание составляет 30-35 %; на максимальных глубинах распространения оруденения - не более 5 %. Такое закономерное уменьшение содержания магния в главном рудообразующем минерале может служить важным критерием глубинности образования месторождений и степени их эрозионного вскрытия.

Н.Н.Никулин [17], изучив распределение микроэлементов в касситеритах оловорудных месторождений Забайкалья, Северо-Востока СССР, Приамурья, Приморья и других районов, показал, что независимо от формационной принадлежности месторождений концентрация ниобия в касситерите с глубиной возрастает, концентрация же индия, напротив, убывает. Несмотря на исключения из этого правила, показатель $K = Nb : Jn$ имеет устойчивую тен-

денцию возрастания от верхних горизонтов оловорудных тел к нижним.

Для определения глубины H_1 отложения касситерита от палеоповерхности Н.Н.Никулин предложил эмпирическое уравнение

$$H_1 = 3,15 - 0,95 \lg C,$$

где C - среднеарифметическое содержание индия, г/т.

Расчет по этой формуле позволил определить глубины формирования многих оловорудных месторождений Приморья, выборочные данные приведены в табл.3.

Таблица 3

Ниобий-индиевое отношение концентраций и глубина формирования некоторых оловорудных месторождений Приморья и Приамурья (по Н.Н.Никулину)

Месторождение, рудное тело	Горизонт, м	$K = Nb : Jn$	$H_1, км$
Высокогорское	0	1,15	1,8
Силинское	0	0,23	1,3
	340	0,85	1,8
Хрустальное	-	0,34	1,45
Левикское	-	1,75	1,8
Дубровское	-	0,88	1,8
Верхнее	0	0,11	1,05
	300	0,25	1,3
Арсеньевское, жила Южная	0	0,05	0,9
	410	0,41	1,5
Хинганское	0	0,03	0,5
	400	0,61	0,9

Диапазон концентраций индия в касситеритах оловорудных месторождений Кавалеровского района варьирует от 6 до 600 г/т, чему соответствуют значения H_1 от 2,4 до 0,5 км. Протяженность оруденения на глубину

$$H_2 = 2,4 - H_1.$$

В Кавалеровском районе размах оруденения по вертикали достигает 1000 м, причем верхней части этого интервала отвечают значения K от 0,01 до 0,03. Корневая область оруденения имеет значения $K > 2,6$, а в центральной (наиболее продуктивной) части $K = 0,03-2,6$. Для оловорудных месторождений, связанных с вулканоплутоническими структурами, продуктивный вертикальный интервал оруденения определяется значениями K между 0,01 и 40, для Комсомольского района - между 4 и 40.

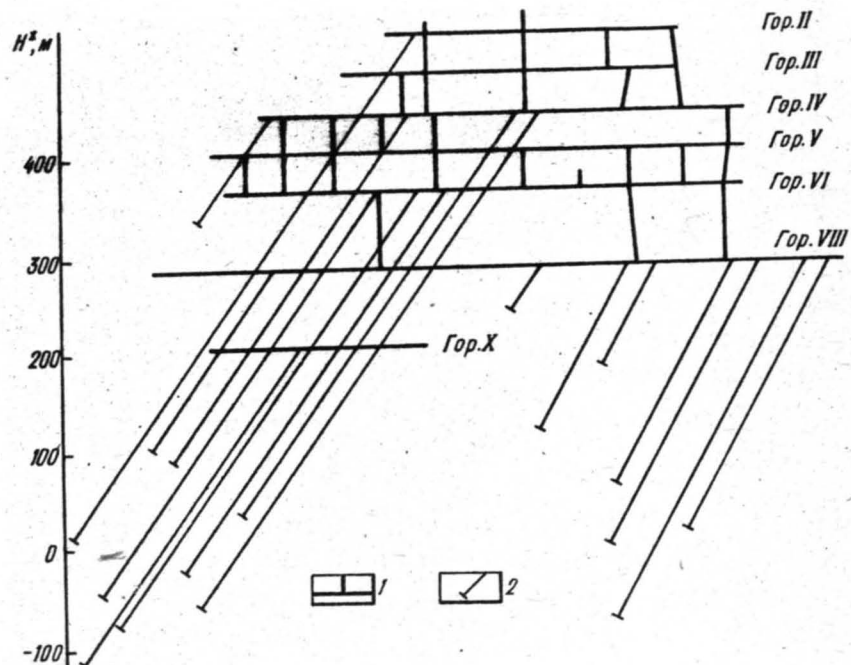


Рис. 24. Продольная вертикальная проекция жилы Южной Арсеньевского месторождения (юго-восточный фланг) с данными прогноза ГРО по методу Н.Н.Никулина
1 - подземные горные выработки; 2 - расчетный интервал промышленного оруденения в направлении склонения рудных столбов

Пользуясь любезным разрешением Н.Н.Никулина, приведем материалы его пока неопубликованных исследований по определению предельной глубины оловянного оруденения в жиле Южной Арсеньевского месторождения с учетом склонения рудных столбов (рис. 24). Предполагается, что от уровня X горизонта оруденение будет распространяться по вертикали еще на 300-330 м, что хорошо согласуется с данными буровой разведки.

В настоящее время Н.Н.Никулин изучает возможности использования отношения кадмия к индию в сфалеритах оловорудных месторождений. Первые определения показывают, что намечается тенденция увеличения с глубиной кадмий-индиевого соотношения (табл. 4).

Таблица 4

Кадмий-индиевое соотношение в сфалеритах некоторых оловорудных месторождений (по Н.Н.Никулину)

Месторождение, рудное тело	Горизонт, м	$K = Cd : In$
Арсеньевское	0	2,8
	200	6,0
Силинское	0	0,5
	160	0,9
Левинское	0	0,5
	240	11,4
Зона Ягодная (Комсомольский район)	I	12,3
	1У	19,3
Зона Северная (Комсомольский район)	I	2,8
	III	2,9

Для некоторых полиметаллических месторождений Приморья А.М.Кокорин и П.Г.Коростелев показали, что в галенитах с глубиной падает содержание сурьмы и возрастает содержание висмута, т.е. отношение $Sb : Bi$ может служить индикатором, марки-

рующим уровень эрозионного вскрытия рудных тел. Такую же роль играет отношение $Rb:Ba$ в полевых шпатах из пегматитовых тел, $TR:Th$ в акцессорных цирконах из хрусталеносных кварцевых жил и др. [7].

Направленное изменение состава с глубиной затрагивает не только микроэлементы, но и основные компоненты минералов, например, отмечается уменьшение железистости слюд в редкометальных месторождениях (Т.И.Гетманская, Н.В.Добровольская и др., 1976 г.).

Интересные результаты дали исследования жильного кварца, выполненные на одном из золоторудных месторождений Забайкалья [28]. Пробы кварца были отобраны с поверхности, с трех разведочных горизонтов и из керна глубоких скважин, всего 120 проб. Установлено, что главная масса кварца сформирована в раннюю золото-кварцевую стадию. Изучались примеси в кварце, естественная термолюминесценция, диэлектрическая проницаемость, зависимость электропроводности от нагревания, а также пьезоэффект. По газовой-жидким включениям определялись температуры их гомогенизации и доля газовой фазы.

Наиболее тесно коррелируются с глубиной следующие типоморфные признаки жильного кварца: 1) температура гомогенизации и содержание газовой фазы в газовой-жидких включениях (табл.5); 2) изменчивость пьезоэлектрических свойств (табл.6); 3) изменение содержания щелочей и их отношений (табл.7):

Приведенные в табл.5-7 данные убедительно свидетельствуют о возможности использования жильного кварца как индикатора глубин минералообразования. Обилие кварца в очень многих гидротермальных месторождениях снимает остроту проблемы трудоемкости отбора мономинеральных проб, что повышает экспрессность метода.

В.В.Левецкий и Б.Г.Демин [14] обратили внимание на то, что индикатором эрозионного среза гидротермальных рудных тел может служить состав газов газовой-жидких включений в кварце и в других минералах. Установлено, что разноглубинные образования уверенно различаются, в частности, по соотношению в газовой фазе четырех элементов: $H:C:N:O$ (табл.8). Сравни-

Таблица 5

Изменчивость с глубиной температур гомогенизации и количества газовой фазы газовой-жидких включений в кварце (по Г.А.Юргенсону, В.Е.Тулякову, О.И.Широких)

Абсолютные отметки горизонта отбора проб, м	Число проб	Среднее содержание газовой фазы, %	Средняя температура гомогенизации, °C
782	8	26	295
750	2	28	310
735	4	32	311
704	18	33	313
550	20	35	319
415	2	43	350

Таблица 6

Изменчивость пьезоэлектрических свойств жильного кварца (по Г.А.Юргенсону, В.Е.Тулякову, О.И.Широких)

Абсолютные отметки горизонта отбора проб, м	Число проб	Число определений	Значения пьезомодулей		
			максимальные	минимальные	средние
1020-975	6	72	9	100	40
750-725	15	180	7	370	65
706-702	16	192	5	300	80
686-672	3	36	33	540	140
550	8	96	24	590	235
470	1	6	-	-	390

Таблица 7

Вариации концентраций щелочей в жильном кварце

Абсолютные отметки горизонта отбора проб, м	Число проанализированных образцов	Средние значения концентрации щелочей, %			Средние значения отношений	
		Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{Na_2O}{Li_2O}$
1020	5	0,14	0,082	0,0012	0,44	116,67
975	6	0,13	0,067	0,0026	0,52	52,00
725-750	10	0,069	0,082	0,0020	1,19	34,50
704	32	0,055	0,085	0,0020	1,55	27,50
550	12	0,042	0,124	0,0030	2,95	14,00

Таблица 8

Распределение соотношения компонентов газовой фазы минералов и пород с различных горизонтов золоторудных месторождений (по В.В.Левецкому и Б.Г.Демину)

Регион	Тип руд	Минерал, порода	Горизонт рудной зоны	Соотношение числа атомов			
				H	C	N	O
Бодайбо	Жильный	Кварц с золотом	Верхний	1	191	89	40
			Нижний	1	1	1	2
	Вкрапленный	Кварц с пиритом	Верхний	1	9	9	16
			Средний	1	7	5	11
Байкало-Муйский	Жильный	Кварц	Нижний	1	3	4	6
			Подрудный	1	0,3	1	0,4
			Верхний	1	3	5,5	5,5
	Вкрапленный	Кварц	Средний	1	2,5	0,3	6,6
			Нижний	1	1,8	1	3,3
			Верхний	1	25	3	50
			Пирит	1	2	4	3
Средняя Азия	Вкрапленный	Кварц с пиритом	Березит	1	10	6	29
			Верхний	1	94	84	200
			Нижний	1	6	50	15

тельный анализ газовой фазы золоторудных месторождений различных регионов свидетельствует также о закономерной смене состава рудоносных флюидов по восстанию рудных зон, которая проявляется в уменьшении содержания углеводородов и водорода, увеличении общей газонасыщенности и отношения содержания углекислоты к сумме содержаний углеводородов и водорода: $CO_2:(УВ+H_2)$. Кварц и сульфиды продуктивной стадии отличаются от до- и после-рудных образований преобладанием содержаний натрия над калием в два раза и максимальными концентрациями CO_2 .

Стремление повысить экспрессность методов, позволяющих различать разноглубинные рудные образования по характеристикам их вещественного состава, побуждает многих исследователей применить для этих целей данные химических анализов не мономинеральных фракций, а рядовых или групповых разведочных проб. В частности, привлекает внимание возможность использования парных коэффициентов корреляции ряда элементов.

На примере нескольких свинцово-цинковых рудопроявлений Южного Казахстана В.П.Стеценко и Ю.Е.Яренский (1968 г.) показали, что в рудном интервале коэффициенты корреляции между свинцом и цинком колеблются от 0,69 до 0,92, тогда как в над-рудном интервале они существенно ниже (0,44-0,51).

Н.Н.Никулин [19] на одном из касситерит-силикатно-сульфидных месторождений Дальнего Востока изучил корреляционную зависимость между оловом и бором - элементами, которые накапливались в рудах в одну раннюю стадию минералообразования. Удалось установить значимую прямую корреляционную связь между ними, а также закономерную изменчивость бор-оловянного отношения: низкие значения этого отношения (< 3) тяготеют к центральным, наиболее продуктивным частям рудных тел, вверх и вниз значения возрастают.

На примере глубоковскрытых вольфрамит-сульфидно-кварцевых жил месторождения Холтосон (Западное Забайкалье) К.А.Марков, Н.В.Никитин и А.И.Андреев (1970 г.) продемонстрировали возможности глубинного прогнозирования оруденения на основе закономерного изменения отношений $Cu:WO_3$, $Zn:WO_3$ и $Pb:WO_3$,

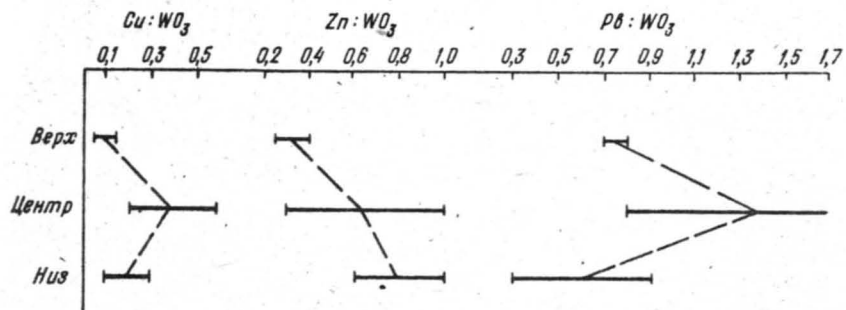


Рис.25. Отношения рудообразующих компонентов в верхней, центральной и нижней частях рудных тел Холтосонского вольфрамитового месторождения (по К.А.Маркову, Н.В.Никитину, А.И.Андрееву)

а также средних содержаний фтора (во флюорите) вверх и вниз от наиболее продуктивного горизонта (рис.25). Для четырех жил были рассчитаны коэффициенты корреляции между Pb и WO_3 , в корневых частях они имеют максимальные значения (0,75-1,0), на наиболее продуктивном горизонте 0,4-0,6, в надрудных частях значения коэффициента корреляции минимальные.

3.2.3. Оценка глубины распространения оруденения по характеру вертикальной зональности интрузивов

Для многих послемагматических рудных полей вольфрама, молибдена, олова, тантала, ниобия, бериллия и других полезных ископаемых характерна тесная связь оруденения с куполовидными и гребневидными выступами гранитоидных массивов. Это делает весьма актуальным изучение степени эродированности рудогенерирующих плутонов, которое в настоящее время осуществляется преимущественно на основе общегеологических наблюдений и минералого-геохимических критериев.

Такие особенности гранитоидных массивов, как порфиоровидные структуры, автоматматические брекчи, ксенолиты пород кровли, прихотливые извилистые очертания контакта, традицион-

но рассматриваются как показатели слабой эродированности. Зависимость состава, структуры и рудоносности плутонов от эрозионного среза хорошо проявлена в связи с тем, что процессы контаминации с наибольшей интенсивностью протекают в верхних частях магматической камеры, именно здесь обильны ксенолиты, широко проявлен гибризм. В.Н.Бондаренко и Л.А.Верховская (1969 г.) предлагают учитывать относительное количество гибридных пород, считая это объективной мерой степени эродированности.

Интересные новые данные о вертикальной минералого-геохимической зональности приведены в сборнике «Зональные интрузивы Тянь-Шаня и Памира» [II]. Все авторы сборника подчеркивают, что в гранитоидных массивах независимо от состава и глубины становления отмечается возрастание снизу вверх роли летучих компонентов (F, S, CO_2 , H_2O и др.), а также Rb, Li, Cs, Be, Sn, Nb, Y, Mo, Pb, W и других элементов.

В.М.Шульга, В.И.Серых и другие исследователи, выделяя в интрузивах прикровельную (мощностью 300 м) и ядерную зоны, отмечают, что для первой характерно контрастное содержание редких элементов, а в самых ее верхах содержание большинства элементов (кроме ниобия и свинца) резко снижается, вероятно, за счет выноса с фтором. Некоторые минералы - флюорит, уранинит, монацит, ксенотим, колумбит - накапливаются в апикальных частях массивов, а содержание апатита, напротив, возрастает сверху вниз. В этом же направлении возрастает роль цирконов «цирконового» типа и уменьшается роль цирконов «гиацинтового» типа. Это позволяет рекомендовать к использованию такие чувствительные индикаторы эрозионного среза, как отношение флюорита к апатиту, относительные количества кристаллов циркона различных типов и др.

По М.Б.Акрамову, в Кударинском массиве с глубиной понижается апатитность, основность плагиоклаза, показатели преломления, двупреломление и железистость биотита. В Сохчарвском массиве из аксессуарных минералов наиболее чуткими индикаторами глубинности являются ортит (снизу вверх возрастает его

содержание, размеры и идиоморфизм кристаллов), флюорит, который в апикальных частях массивов представлен бледно-фиолетовыми кристаллами, а на глубине бесцветными; а также циркон и монацит, содержание которых уменьшается с глубиной.

Н.Н.Амшинский (1970 г.) на примере ряда гранитоидных массивов выявил увеличение снизу вверх содержаний элементов восходящей миграции: SiO_2 , щелочей, Li, Be, Nb, La, Y, Yt, W, Mo, Rb, U, Th и др. Наоборот, содержание элементов нисходящей миграции (Fe, Ti, V, Ni, Co, Zn) в этом направлении снижается.

В качестве показателя степени эродированности гранитных массивов Н.Н.Амшинский рекомендует использовать отношения родственных аксессуарных элементов восходящей и нисходящей миграции: Nb:V, K: Mg, Pb: Zn и др. Так, отношение Nb:V > 4 является показателем слабой эродированности плутонов и перспективности их на промышленное вольфрам-молибденовое оруденение; при Nb:V ≈ 2 в массивах встречаются только рудопроявления, а Nb:V < 1 характеризует глубинные безрудные зоны массивов.

Предложено также использовать отношения некоторых числовых характеристик А.Н.Заварицкого, в частности S: a, Q: (b+c) и др.

Градиент изменения значений таких отношений, называемых петрохимическими коэффициентами вертикальной зональности, вычисляется в расчете на 1 км по данным в среднем 30-50 проб в массиве, вскрытом по вертикали на значительную глубину. Градиент

$$g = \frac{\bar{X}_в - \bar{X}_н}{H} 1000,$$

где $\bar{X}_в$ и $\bar{X}_н$ - значения коэффициентов соответственно для верхнего и нижнего сравниваемых срезов массива; H - разница между сравниваемыми срезами, м.

Разница в глубине эрозионного среза двух массивов или блоков, разобщенных тектоническими нарушениями,

$$h = \frac{\bar{X}_б - \bar{X}_м}{g} 1000,$$

где $\bar{X}_б$ и $\bar{X}_м$ - коэффициенты соответственно с большим и меньшим значением; g - градиент коэффициента, определенный по глубоко врезанному массиву.

3.2.4. Оценка глубины распространения оруденения по характеру вертикальной зональности околорудных и региональных метасоматитов

Вокруг гидротермальных рудных тел во вмещающих породах располагается зонально построенный ореол метасоматитов, причем от центральной (наиболее продуктивной) части рудного тела происходит постепенное выклинивание тыловых зон метасоматической колонки, сопровождаемое уменьшением мощностей зон измененных пород. В одних случаях это выклинивание происходит преимущественно вверх и внешние зоны колонки с глубиной расширяются, в других - внутренние зоны выклиниваются вверх и вниз.

Хрестоматийным примером использования вертикальной метасоматической зональности для определения степени эродированности рудных тел стали исследования Ф.В.Чухрова (1960 г.), выполненные на месторождении Восточный Коунрад в Казахстане.

На расположенном в этом же районе массиве Акчатау В.Г.Боголеповым (1971 г.) установлена следующая вертикальная зональность (снизу вверх): 1) высокопористые кварцевые грейзены (безрудные), 2) плотные кварцевые грейзены с молибден-вольфрам-редкометалльной минерализацией, 3) кварц-топазовые грейзены (безрудные), 4) кварц-мусковитовые грейзены с вольфрам-редкометалльной минерализацией. Позднее С.М.Бескин, В.Н.Ларин, Ю.Б.Марин [4] установили 5-й тип грейзенов - кварцевые (иногда кварц-турмалиновые) с серицитом и кварцем в зальбандах, несущие убогое молибденовое оруденение. Есть основания считать, что 5-й тип грейзенов венчает зональную колонку около-

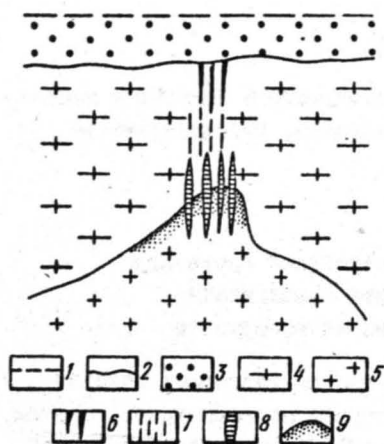


Рис.26. Предполагаемая этажность оруденения Восточно-Коунрадского рудного узла (схематический разрез)

1 - эрозионная поверхность пермского периода; 2 - современная эрозионная поверхность; 3 - эродированные породы; 4 - "внешние", древние граниты; 5 - "внутренние", молодые, материнские граниты; 6 - разрабатываемые молибденовые рудные жилы; 7 - безрудные кварцевые жилы; 8-9 - прогнозируемое скрытое оруденение (8 - рудные кварцевые жилы; 9 - рудоносный грейзен)

являются топаз-кварцевая, турмалин-топаз-кварцевая и серицит-кварцевая зоны. На выклинивание рудных тел как по простиранию, так и по падению указывает появление флюорит-биотит-кварцевых, а затем хлорит-кварцевых метасоматитов.

В.Л.Барсуков и А.Г.Волосов [3] использовали для оценки глубины распространения оловянного оруденения первичный ореол рассеяния фтора. Они полагают, что перенос олова гидротермами осуществлялся в форме фтор-гидроксильных комплексов, устойчи-

рудных метасоматитов Акчатау. Непосредственное сопоставление показало, что грейзены Восточного Коунрада аналогичны грейzenам 5-го типа Акчатау, что свидетельствует о значительно меньшей глубине эрозионного среза Восточно-Коунрадского массива, в котором предполагается наличие глубинного этажа рудной минерализации в эндоаэзоконтакте скрытого материнского интрузива (рис.26).

На Карадубском оловорудном месторождении (Дальний Восток), изученном А.А.Толоком и Ф.Г.Федчиным [26], рудные тела, представленные зонами гидротермального изменения пород, сложной, иногда линзовидной формы, залегают в эффузивах кислого и среднего состава. В рудной зоне отчетливо проявлена метасоматическая зональность (рис.27), при этом собственно рудными

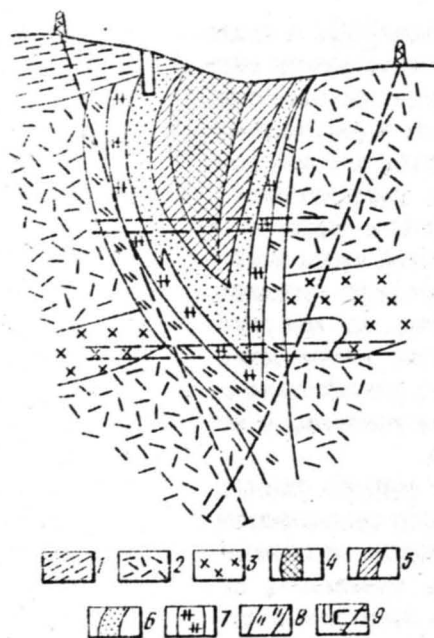


Рис.27. Схематический геологический разрез через Западную рудную зону Карадубского месторождения (по А.А.Толоку и Ф.Г.Федчину)

1 - пелитовые туфы; 2 - фельзит-порфиры; 3 - кварцевые порфиры; 4-8 - околорудные метасоматиты (4 - топаз-кварцевые; 5 - турмалин-топаз-кварцевые; 6 - серицит-кварцевые; 7 - флюорит-биотит-кварцевые; 8 - хлорит-кварцевые); 9 - горные выработки и буровые скважины

вые при повышенных значениях pH. Распад этих комплексов в кислой среде приводит к отложению оксида олова, а фтор распределяется между минералами жильного выполнения и околорудных гидротермально измененных пород (серицитом, хлоритом и др.). Распределение фтора пропорционально масштабу глубже залегающего оруденения:

$$a_{пр} = 68,5 - 59,3 \frac{F_p}{F_{ор}}$$

где $a_{пр}$ - прогнозируемый линейный запас олова ниже горизонта отбора проб; F_p - среднее содержание фтора в жильном выполнении; $F_{ор}$ - среднее содержание фтора в околорудных породах.

М.П.Материков (1977 г.) сформулировал ряд замечаний к методу В.Л.Барсукова и А.Г.Волосова: 1) нет доказательств, что в течение

По данным Ю.Н.Размахина [24], в пределах Главного синклинория Сихотэ-Алиня, где сосредоточены многочисленные месторождения олова касситерит-силикатно-сульфидной формации, проявлены так называемые биотититы - региональные метасоматиты по терригенным песчано-сланцевым породам мезозоя, образующие нижний метасоматический ярус. Перекрывающие их осадочные породы с признаками пропилитовидных и березитоподобных изменений слагают верхний метасоматический ярус. Месторождения и рудопроявления располагаются по периферии куполовидных структур, ядра которых сложены биотититами, или над ними. Проникая в глубинные зоны куполов, оруденение быстро теряет промышленную ценность. Предполагается, что региональные метасоматиты возникли до внедрения верхнемеловых гранитов, с которыми принято связывать оловянное оруденение.

На сводах и в бортах куполов биотититы в пределах рудных полей подверглись кислотному выщелачиванию с образованием светлых, существенно кварцевых метасоматитов (75-85 % SiO_2) с серицитом, гидрослюдами, турмалином, хлоритом, актинолитом, карбонатами и т.д. Свежие биотититы отличаются повышенным содержанием олова (примерно 20-25 г/т), которое концентрируется в основном в биотите, и фтора (до 0,167 %). Светлые (выщелоченные) биотититы резко обеднены этими компонентами.

Оловянное оруденение приурочено преимущественно к зоне пропилитов, распространяясь по вертикали на 500-700 м.

По Ю.Н.Размахину, источником олова при формировании месторождений были догранитные биотититы. При внедрении гранитов послемагматические кремнистые растворы экстрагировали олово из биотититов и перетлакали его в рудоулавливающих трещинных структурах в зоне пропилитов. Отсюда следует, что глубоководные участки с выходами на поверхность биотититов бесперспективны для поисков оловянного оруденения. Наибольший интерес представляют участки, расположенные над очагами кремниекислотного выщелачивания в породах верхнего метасоматического яруса.

Рассмотренные примеры, число которых можно было бы существенно увеличить, свидетельствуют о несомненной перспективности изучения пространственных и генетических связей между гидротермальным оруденением, с одной стороны, и локальными и региональными метасоматитами, с другой.

3.2.5. Оценка глубины распространения оруденения на основе изучения электрофизических свойств сульфидов

Изучение электрофизических свойств таких распространенных сульфидов, как пирит и арсенопирит, показало, что в пределах этих минеральных видов можно выделить разновидности, отличающиеся типом проводимости: дырочным (p -тип), смешанным электронно-дырочным ($n-p$ -тип) и электронным (n -тип). Причину появления той или иной разновидности усматривают в нарушении стехиометрии сульфидов в связи с условиями их кристаллизации, в том числе - с глубиной [27].

Показано, что на верхних горизонтах гидротермальных месторождений распространен пирит p -типа, на центральных и нижних горизонтах - n -типа. Для арсенопирита наблюдается обратная связь. Этим методом можно оценивать вертикальный размах оруденения, выявлять положение наиболее продуктивных частей рудных тел, определять их склонение, различать приподнятые и опущенные блоки месторождений и т.д.

На оловорудном месторождении Валькумей (Чукотка) Л.Я.Ефременко и В.И.Красников [9] изучили изменчивость термоэлектрических свойств арсенопирита и установили отчетливое увеличение с глубиной доли арсенопирита p -типа (рис.28). Эта закономерность была использована для приближенного определения глубины залегания корневых частей жильных свит, где доля p -арсенопирита должна быть близка к 100 %.

В частности, по соотношению n - и p -типов арсенопирита выяснилось, что рудопроявление Седьмой километр (абсолютная отметка от +300 до +200 м) сопоставимо с верхними горизонта-

Изменение строения, состава и характера зональности месторождений, расположенных на различном удалении от контакта материнских гранитов

Тип месторождения	Дайки	Структуры рудных полей	Устойчивость оруденения по вертикали	Минеральный состав руд	Способ образования метасоматизма	Зональность			
Экзоконтакт	I	Основных пород (порфириты)	Связаны с региональными разрывными нарушениями, главным образом сдвигами; взбросо-сдвигами; жилы в оперяющих трещинах; характерны кулисообразные и дугообразные „вихревые“ структуры	Максимально устойчиво (распространяется на глубину до 1000 м и более)	Простой (W, Sn, Bi, As), сульфиды, руды моно-биметалльные	Выполнения	Березиты, турмалин-хлоритовые метасоматиты	Не контрастная, простая, главным образом пульсационная; проявляется по отношению к рудоконтролирующим нарушениям	Прямая
	II	Апофизы и дайки кислых и основных пород, внутрирудные дайки							
Контакт									
Эпиконтакт	III	Дайки, пластовые тела кислых пород - гранит-порфиоров, мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов	Связаны с морфологией гранитных куполов и разрывными нарушениями; характерны дугообразные и линейные системы жил	Может быть устойчивым до 600-700 м	Простой (Sn, Sn-W, Mo-W, Mo) руды моно- и биметалльные	Выполнения	Собственно грейзены, альбититы	Не контрастная, простая, главным образом пульсационная; проявляется по отношению к рудоконтролирующим нарушениям	Обратная
	IV	Не характерны							

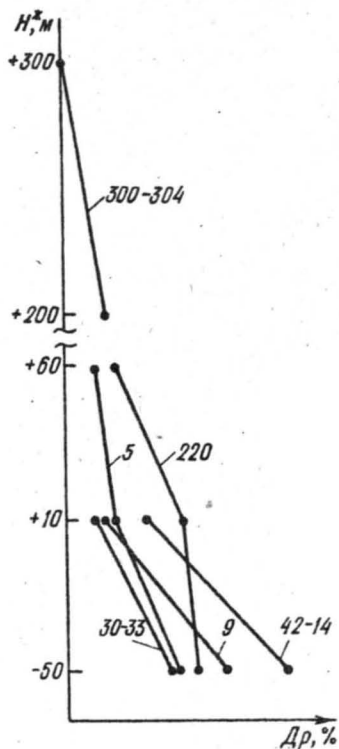


Рис. 28. Изменение содержания арсенопирита *p*-типа по вертикали в рудных телах 300-304; 5; 220; 30-33; 9 и 42-14 месторождения Валькумей (по Л.А.Ефременко и В.И.Красникову)

ми (от +60 до +10 м) Валькумей, что позволяет положительно оценивать его перспективность на глубину.

Тип проводимости минералов зависит от многих причин: несоответствия стехиометрии и дефектов решетки, наличия микроэлементов и т.д., однако, как доказали В.И.Красников, В.А.Фаворов и другие исследователи, этот метод вполне оправдывает себя при использовании статистических данных. При этом указывается на предпочтительность использования арсенопирита, а уже затем пирита при определении глубины эрозионного вскрытия рудных тел.

3.2.6. Оценка глубины распространения оруденения по характеру вертикальной геохимической зональности первичных ореолов рассеяния

Метод глубинного прогнозирования гидротермальных рудных тел, основанный на вертикальной зональности их геохимических

ореолов, чрезвычайно широко используется в практике геолого-разведочных работ. Значительный вклад в разработку этого метода внесли советские ученые С.В.Григорян, Л.Н.Овчинников, А.А.Беус, Э.Н.Баранов, Е.М.Квятковский, Р.Г.Оганесян, Г.А.Осипова и др.

Метод базируется на двух основных исходных положениях: 1) размеры первичных геохимических ореолов значительно превышают размеры рудных тел, которые они сопровождают; 2) первичные геохимические ореолы, как и рудные тела, обладают вертикальной элементной зональностью.

При оценке уровня эрозионного среза геохимических аномалий^х обычно пользуются отношениями средних содержаний и продуктивностей ореолов пар элементов, а также отношениями параметров частных суммированных ореолов (в числителе — параметр ореолов надрудных элементов, в знаменателе — подрудных). Над- и подрудные элементы выбирают по результатам изучения первичных ореолов эталонных месторождений и, в частности, на основе рядов элементов-индикаторов вертикальной геохимической зональности [21, 23].

Этот метод использовался при разбраковке геохимических аномалий в оловорудных, медных, свинцово-цинковых и многих других рудных полях и во многих случаях оправдал себя. Ниже, по данным А.С.Малахова (1983 г.), освещается опыт применения метода при поисках медно-порфировых руд в Прибалхашье (Казахстан).

В этом районе по условиям локализации оруденения выделяются медно-порфировые месторождения трех типов: 1) месторождения малых глубин, залегающие в эффузивных образованиях над гранитоидными массивами; 2) более глубинные месторождения, расположенные как в апикальных частях гранитоидных массивов, так и в эффузивах кровли; 3) глубинные месторождения, приуроченные к эндоконтактовым зонам интрузивов.

На основе изучения 10 эталонных месторождений различных типов были установлены следующие обобщенные ряды вертикальной геохимической зональности ореолов (снизу вверх):

I тип	Co - Zn - W - Sn - Cu - Mo - Pb - Ag - Sr - As - Bi - Hg
II тип	Sn - Zn - W - Co - Ag - Mo - Pb - Bi - As - Hg - Sr
III тип	W - Sn - Zn - Co - Mo - Cu - Pb - Ag - Sr - Bi - As - Hg

^х Речь идет об уровне выявленной на поверхности аномалии относительно оруденения, с которым данная аномалия генетически связана.

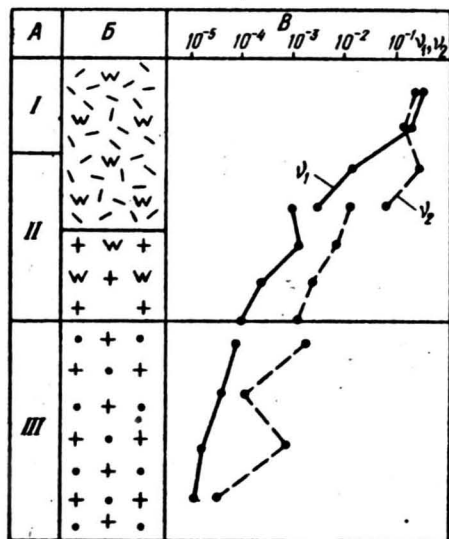


Рис.29. Схема сопоставления месторождений различных типов по положению в разрезе и значениям показателей вертикальной геохимической зональности (по А.С.Малахову): А - типы месторождений по положению в вулcano-плутонических комплексах; Б - геологическая колонка; В - графики изменения ν_1 и ν_2 по месторождениям Сокуркой (тип I), Косрад (тип II) и Коксай (тип III) 1-2 - вторичные кварциты (1 - алоэффузивные, 2 - аполитрузивные); 3 - гранитоиды со слабо проявленным щелочным метасоматозом; 4-5 - графики изменения по вертикали показателей

$$\nu_1 = \frac{Hg \cdot As \cdot Bi}{Zn \cdot W \cdot Sn} \quad \text{и} \quad \nu_2 = \frac{Hg \cdot As}{Mo \cdot W}$$

мендованы собственные показатели зональности, различия в значениях которых на вертикальном интервале 500-700 м на эталонных месторождениях достигают $n \cdot 10^3$.

Это позволило предположить ряд мультипликативных показателей вертикальной зональности, характер изменения двух из них показан на рис.29. Значения этих показателей уменьшаются с глубиной не только по отдельным месторождениям, но и в целом от I к III типу месторождений. На этом основании можно предположить, что существует единая «колонна» рудной минерализации, и отсутствие промышленного оруденения в одном из ярусов этой колонны не является доказательством его отсутствия на более глубоких уровнях.

Показатели зональности ν_1 и ν_2 , вполне «работоспособные» в масштабе всей рудной колонны, оказываются недостаточно контрастными в пределах отдельных ярусов, особенно для II и III типов. Для них рекомендо-

Проверка достоверности показателей вертикальной зональности осуществлена по контрольным профилям на месторождениях-эталопах. Если для ν_1 и ν_2 ошибка определения уровня залегания оруденения достигала 150-200 м, то при использовании шести-восьми локальных показателей эта ошибка не превысила 50-100 м.

В настоящее время оценочные работы на основе показателей вертикальной геохимической зональности выполнены на 38 медно-порфировых проявлениях Прибалхашья. Во всех случаях оценки уровня эрозионного среза не противоречат данным геологических и геофизических работ. На трех рудопоявлениях выполнены буровые работы, причем в двух случаях по рекомендациям геохимиков, в одном - вопреки их отрицательному заключению. В первом случае было подтверждено наличие на глубине промышленного оруденения, во втором - установлено распространение бедных некондиционных руд до значительных глубин, в третьем - подтвердилась отрицательная оценка, данная на основании геохимических исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ современных методов оценки глубины распространения оруденения в гидротермальных месторождениях цветных и редких металлов позволяет прийти к следующим основным выводам:

1. Общая глубина образования большинства гидротермальных месторождений находится в диапазоне приблизительно 0,5-5,0 км от поверхности земли периода рудоотложения. Верхняя граница распространения руд определяется глубиной интенсивной дегазации (вскипания) гидротермальных растворов, нижняя - рядом причин, в частности, сокращением проницаемости толщ горных пород, их способности к трещинообразованию, относительной гомогенностью рудовосных флюидов и др. [12, 13].

2. Из рассмотренных в работе методов определения вертикального диапазона распространения оруденения количественные оценки может дать лишь построение карт послерудной эрозии, основанное на реконструкции палеорельефа периода рудообразо-

вания с учетом истории геологического развития каждого тектонического блока. Прочие методы позволяют добиться только сравнительных данных („больше – меньше“). Что же касается минералого-геохимических методов оценки ГРО, то их предсказательная сила зависит от точности и достоверности определения градиента (скорости) изменения изучаемого параметра оруденения.

3. По-видимому, разработка некоего универсального метода оценки ГРО в принципе невозможна. Это определяет необходимость выбора в каждом случае рационального комплекса методов, наиболее пригодных для решения поставленной конкретной задачи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акчурина В.Н., Булытников В.А., Зубков Ю.Д. и др. Атлас морфоструктур рудных полей. Л., Недра, 1973. 164 с.
2. Александров Г.В., Рытова Е.Л. Пострудный эрозивно-тектонический фактор размещения гидротермального оруденения и его графическое изображение. – Вестник ЛГУ, 1981, т. 24, вып. 4, с. 59-66.
3. Барсуков В.Л., Волосов А.Г. Геохимический метод прогноза оруденения и обнаружения слепых рудных тел на глубину. – Геохимия, 1967, № 11, с. 1370-1380.
4. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. и др. О геологической позиции и вертикальной зональности грейзенов Акчатау и Восточного Коунрада (Центральный Казахстан). – Геология рудных месторождений, 1973, № 5, с. 46-59.
5. Богацкий В.В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив. – Тр. СНИИГГИМСа, 1970, вып. 102. 166 с.
6. Вольфсон Ф.И., Минский Н.А. Глубинный уровень формирования эндогенных рудных месторождений в связи с зональностью коллекторских свойств горных пород. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 12, с. 87-101.
7. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ. М., Недра, 1981. 237 с.
8. Евзикова Н.З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. – Зап. ВМО, 1972, вып. 2, с. 237-249.
9. Ефременко Л.Я., Красников В.И. Термoeлектрические свойства арсенопиритов Певекского рудного узла и практические аспекты их использования. – Научн. труды ЦНИИОловó, 1978, вып. 7, с. 15-18.
10. Зональность гидротермальных рудных месторождений / Под ред. Г.А. Соколова. М., Наука, 1974, т. 1, 296 с., т. 2, 220 с.
11. Зональные интрузивы Тянь-Шаня и Памира / Под ред. В.А. Павлова. Душанбе, Доиш, 1979. 212 с.
12. Ивãнкин П.Ф. Морфология глубокоовскрытых магматогенных рудных полей. М., Недра, 1970. 288 с.

13. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1982. 186 с.
14. Левицкий В.В., Демин Б.Г. Газовый состав включений - индикатор эрозийного среза гидротермальных месторождений. - Сов.геология, 1981, № 3, с. 104-112.
15. Лир Ю.В. К вопросу о первичной зональности Депутатского месторождения. - Геология рудных месторождений, 1968, № 5, с. 91-95.
16. Макеев Б.В., Павловский А.Б., Покалов В.Т. и др: Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова. М., Недра, 1983. 234 с.
17. Минералогические критерии оценки рудоносности / Под ред. С.А. Руденко, Д.В. Рундквиста. Л., Наука, 1981. 201 с.
18. Невский В.А. Зональность разломов и закономерности размещения оруденения. - В кн.: Особенности геологии гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1978, с. 40-56.
19. Никулин Н.Н. О связи бора и олова на месторождении касситерит-сульфидной формации (Дальний Восток). - В кн.: Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья, № 3 (74). Л., изд. Министерства геологии СССР, 1969, с. 45-53.
20. Овчинников Л.Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 443-489.
21. Осипова Г.А. Геохимический метод прогнозирования оловорудных месторождений. М., Наука, 1980. 148 с.
22. Проблемы постмагматического рудообразования. Прага. Т. 1, 1963, 588 с.; т. 2, 1965, 595 с.
23. Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений / Под ред. Г.А. Соколова. М., Наука, 1976. 288 с.
24. Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М.: Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня. - Геология рудных месторождений, 1973, № 1, с. 52-63.
25. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1970. 328 с.
26. Голок А.А., Федчин Ф.Г. Вертикальная метасоматическая зональность на оловянных месторождениях Дальнего Востока и ее значение для оценки оруденения на глубину. - Геология и геофизика, 1969, № 9, с. 29-38.
27. Фаворов В.А., Красников В.И., Сычугов В.С. Некоторые факторы, определяющие изменчивость полупроводниковых свойств пирита и арсенопирита. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 11, с. 72-84.
28. Юргенсон Г.А., Тупяков В.Е., Широких О.И. Вариации состава и свойств жильного кварца месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации как отражение рудной зональности и условий образования. - Геология рудных месторождений, 1979, № 3, с. 56-67.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
1. Принципы оценки глубины распространения оруденения	4
2. Общие сведения о вертикальной протяженности промышленного оруденения в гидротермальных рудных месторождениях	6
3. Методы оценки глубины распространения оруденения	11
3.1. Геолого-структурные методы	12
3.1.1. Геометризация рудоконтролирующих структурных элементов	12
3.1.2. Оценка глубины распространения оруденения по характеру проявления вертикальной структурной зональности	15
3.1.3. Структурно-морфологический анализ рудных полей	25
3.1.4. Реконструкция палеоразреза эпохи рудообразования и построение карт эрозийных срезов	30
3.1.5. Морфометрический метод	36
3.2. Минералого-геохимические методы	39
3.2.1. Оценка глубины распространения оруденения по кристалломорфологии индивидов	40
3.2.2. Оценка глубины распространения оруденения по поведению элементов-примесей в рудах и рудообразующих минералах	46
3.2.3. Оценка глубины распространения оруденения по характеру вертикальной зональности интрузивов	54
3.2.4. Оценка глубины распространения оруденения по характеру вертикальной зональности околорудных и региональных метасоматитов	57
3.2.5. Оценка глубины распространения оруденения на основе изучения электрофизических свойств сульфидов	61
3.2.6. Оценка глубины распространения оруденения по характеру вертикальной геохимической зональности первичных ореолов рассеяния	62
Заключение	65
Литература	67

Св.длан, 1984, поз.222

Юрий Владимирович Ляп

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Редактор И.В.Неверова
Технический редактор Р.И.Кравцова
Корректор Н.Н.Высоцкая

Сдано в набор 10.07.84. Подписано к печати 22.11.84. М-33800.
Формат 60 x 84/16. Бумага типографская № 2. Печ.л. 4,5.
Усл.печ.л. 4,18. Уч.-изд.л. 4. Тираж 500 экз. Изд. № 122.
Заказ 899. Цена 25 коп.

РТП ЛГИ, 199026, Ленинград, 21-я линия, 2.