

530.8

ДЕТАЛЬНЫЕ
СТРУКТУРНО-
ПРОГНОЗНЫЕ
КАРТЫ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

3148



МОСКВА, НЕДРА, 1979



Детальные структурно-прогнозные карты гидротермальных месторождений/П. А. Шехтман, В. А. Королев, Н. А. Никифоров и др. М., Недра, 1979, 280 с.

В книге последовательно описана методика геолого-структурного и минералого-геохимического изучения гидротермальных месторождений для составления детальных структурно-прогнозных карт. Изложена оригинальная методика составления указанных карт, включающая изучение условий размещения геологических и рудных тел, их геометризацию, методы выявления и изучения рудоконтролирующих факторов, моделирование рудных полей, прогнозирование запасов руд с количественной их оценкой. Приведены примеры геолого-прогнозных карт.

Книга рассчитана на геологов, изучающих месторождения полезных ископаемых, научных работников, преподавателей и студентов соответствующих специальностей.

Табл. 47, ил. 60, список лит.— 125 назв.

Авторы: П. А. Шехтман, В. А. Королев, Н. А. Никифоров, В. П. Федорчук, Ю. С. Шихин

В работе обобщен опыт составления крупномасштабных геолого-структурных карт эндогенных рудных полей Средней Азии и других районов Советского Союза. Проведенные авторами исследования позволили разработать методику составления этих карт, базирующуюся на данных анализа структурных условий рудоотложения. Основы такого анализа заложены А. В. Королевым (1936, 1962). С 1935 г. А. В. Королев, его ученики и последователи систематически на многих рудных месторождениях изучали геолого-структурные условия размещения эндогенного оруденения; методика этих исследований охарактеризована в книге А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965).

По геологическому прогнозированию, особенно средне- и мелкомасштабному, накоплена обширная литература, однако список работ по крупномасштабному количественному прогнозированию довольно ограничен. Авторы начинали работу в геологии в одном коллективе, организатором и научным руководителем которого был Алексей Васильевич Королев. Его научные идеи, принципы и методологические установки нашли отражение в этой книге. Сейчас авторы продолжают разработку тех же вопросов в разных коллективах, благодаря чему оказалось возможным использовать опыт сотрудников Среднеазиатского научно-исследовательского института геологии и минерального сырья, Свердловского горного института, Ташкентского политехнического института, геологов Узбекистана, Таджикистана и Киргизии, работающих в Фергане и Карамазаре, и др.

Структурный анализ основывается на данных изучения вещественного состава рудовмещающих формаций и их взаимоотношений, а построение структурных карт — на знании пространственного положения и морфологии разделяющих их поверхностей. Условия локализации оруденения определяются совместным влиянием рудоконтролирующих факторов, из которых главными являются состав и термодинамические параметры рудогенерирующих растворов и эманаций, характер вмещающих пород и позиция рудолокализирующих геологических и иных поверхностей. Поэтому, излагая материал, авторы старались подчеркнуть роль и значение этих трех основных составляющих методики крупномасштабного прогнозирования: выявление главных рудолокализирующих поверхностей, наглядное отражение их морфологических особенностей на структурной карте, определение на последней границ влияния каждого из выделенных факторов рудолокации.

По представлениям Ф. И. Вольфсона, согласующимся с мнением А. Г. Бетехтина, структура эндогенного рудного поля или месторождения — это их строение, обусловленное совокупностью

составных частей (вмещающие породы, тектонические нарушения и др.), последовательностью образования и пространственным соотношением в связи с геологическим строением рудоносной площади. Иными словами, в само понятие рудного поля (месторождения) входит представление о последовательности образования его составных частей, т. е. историчность процесса. Это означает, что глубоко понять структуру месторождения можно лишь при условии детального изучения истории развития составных частей рудоносной площади до оруденения, в процессе минерализации и в послерудный этап. Между тем при структурном картировании мы имеем дело с уже сформировавшимися объектами — геологическими телами, разделяющимися геологическими же поверхностями. Именно последние и находят в первую очередь свое отражение на структурных схемах (как геологические тела — на геологических картах). Это ни в коем случае не означает отказа от расшифровки истории геологического развития участка рудного поля (месторождения): предполагается, что эта задача будет в значительной мере решена в процессе геологического картирования, предшествующего проведению структурного анализа условий рудоотложения.

Книга состоит из двух частей. В первой рассматриваются теоретические основы крупномасштабного прогнозирования, во второй — методика составления детальных структурно-прогнозных карт для типичных рудных полей и месторождений.

При составлении отдельных разделов книги использованы материалы В. Н. Азина, Х. А. Акбарова, Р. Р. Исанова, Н. Н. Королевой, Т. М. Марипова, В. В. Овечкина, Е. А. Павлюкович, З. И. Путилиной, А. А. Сескутова, М. А. Симоняна, В. И. Смелянец, В. А. Терентьева и Ш. Д. Фатхуллаева. Авторы также с благодарностью отмечают техническую помощь М. К. Анчаровой, Т. А. Гладышевой, И. М. Лачишвили и С. Н. Микулиной.

Настоящая работа предлагается в качестве пособия при освоении методов количественного прогнозирования. Авторы будут признательны всем, кто сочтет возможным сделать свои замечания по дальнейшему совершенствованию методики количественного прогнозирования.

ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ РАЗМЕЩЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Прогнозные карты в наглядной и удобочитаемой форме должны отражать закономерности размещения рудных тел — главных объектов геологоразведочных работ.

Нагрузка прогнозных карт складывается из тех элементов геологической ситуации, которые определяют концентрацию и размещение данного полезного ископаемого. В формировании месторождений полезных ископаемых участвует множество факторов: вся совокупность условий данного участка земной коры (среда рудолокализации), с одной стороны, и состав, свойства, характер деятельности минерагенических агентов — с другой. Для выяснения условий формирования каждого конкретного месторождения следует из этого множества факторов выделить основные. Фактор — причина, движущая сила, одно из основных условий совершающегося процесса или возникшего в его результате явления. В учении о прогнозировании эти факторы применительно к эндогенным или гидротермальным месторождениям принято называть рудоконтролирующими или рудолокализирующими. Изучение рудообразующих факторов осуществляется как индивидуально, так и в совокупности с историческим подходом к определению явлений, обуславливающих их рудоконтролирующее и рудолокализирующее значение.

Составление прогнозных карт представляется обязательной составной (или результирующей) частью геологических исследований любого масштаба и должно проводиться в процессе повседневной деятельности геологов, выполняющих оценку объектов. Планирование геологосъемочных, поисковых, разведочных, эксплуатационных работ опирается обычно на прогнозные карты разного масштаба и различной степени достоверности и детальности.

Теория и практика прогнозирования убеждают в том, что основную роль в повышении его достоверности приобретают структурные геологические карты и планы.

Детальные геолого-прогнозные карты составляются для месторождений и рудных полей в масштабах 1:25 000 и крупнее; их основу кроме детальных геологических карт, построенных на топографических планах в горизонталях, составляют также структурные планы, карты, проекции. Прогнозирование в детальных масштабах должно соответствовать точности основы и требованиям к достоверности запасов (или категории C_2 или прогнозным — I группы). Это прогнозирование должно быть количественным.

Количественное прогнозирование предусматривает обоснование критериев оконтуривания рудовмещающих и рудных тел, их качественных характеристик и определение запасов, что достигается при помощи оценки влияния рудоконтролирующих факторов, а также учета поисковых признаков и выявления степени корреляции их с минерализацией.

Эффективность количественного прогнозирования, как и других видов прогнозирования, определяется строгостью отбора перспективных площадей и достоверностью определения степени влияния каждого из рудоконтролирующих факторов.

Таким образом, в основе количественного прогнозирования лежит исследование рудоконтролирующих факторов, обоснованный их отбор и методика использования. Системы рудоконтролирующих факторов зависят от того, на каком уровне (вернее, в каком масштабе) организации геологической среды проводится исследование. Основным объектом крупномасштабного прогнозирования является рудное поле, поэтому и работы ведутся преимущественно на этом уровне (масштаб 1:25 000 — 5 000). Одновременно исследования осуществляются и на других уровнях: как более низких — выявление условий локализации рудных тел (масштаб 1:2000 — 1:50), определение минералогических (масштаб 1:50—1:1) и микрогеохимических (масштаб 100 000:1—1:1) ассоциаций, так и более высоких — установление позиции рудного поля в пределах рудного района (узла), а последнего — в масштабах рудной зоны (1:500 000—100 000), рудной провинции (1:1 000 000—1:500 000), глобального рудного пояса (1:5 000 000—1:1 000 000) и т. д.

В зависимости от цели составляемых геолого-прогнозных карт уровни исследований (масштаб) и набор рудоконтролирующих факторов изменяются. Системы сочетаний, наборов факторов составляют образ объекта (рудного тела, месторождения, района). Это целое — объект — имеет частные свойства, присущие каждому рудоконтролирующему фактору, а кроме того, и общие свойства, определяемые сочетанием как указанных факторов, так и свойств геологической среды. Целое — рудное тело, месторождение — возникает при оптимальном сочетании рудоконтролирующих факторов, и в этих сочетаниях роль доминирующего переходит от одного фактора к другому, причем оптимальные значения их соответственно изменяются.

Для выявления системы рудоконтролирующих факторов необходимы экстраполяции, вытекающие из теоретических представлений, умелое сочетание конкретного знания факторов (индукции) с теоретическими знаниями (дедукцией), так как нельзя:

— понять структуру эндогенного месторождения без учета состава и морфологии вмещающих его геологических тел;

— выявить свойства пород без изучения проявлений гидротермального метаморфизма;

— разобраться в метаморфизме без знания закономерностей развития магматизма;

— изучать магматизм без тектоники;

— расшифровать тектонику без установления истории геологического развития района;

— выявить свойства месторождения только из наблюдений.

В соответствии с изложенным при геологическом прогнозировании приходится последовательно решать перечисленные ниже задачи.

1. Выявление условий размещения геологических образований и картирование эндогенной минерализации (околорудных метасоматитов, ореолов рассеяния элементов — индикаторов, рудных тел), составление кадастра минеральных тел.

2. Установление рудоконтролирующих факторов, их количественное изучение, установление характера и меры связи их как между собой, так и минерализации с каждым из выделенных факторов. Градуирование рудоконтролирующих факторов, установление границ их оптимального благоприятного, нейтрального, неблагоприятного значения. Ранжирование факторов — оценка относительной значимости факторов и границ их влияния.

3. Составление объемной структурной модели месторождения, рудного поля (структурная геометризация). Кинематический анализ модели, определение планов деформации этапа рудоотложения.

4. Графическое отражение размещения всех рудоконтролирующих факторов в их ранговых значениях в объемной модели, выделение геологически (структурно) однородных участков, их типизация, систематика, составление кадастра. Оценка продуктивности однородных участков разных типов. Выявление компактно расположенных благоприятных однородных участков на перспективных площадях (объемах).

5. Собственно геологическое прогнозирование — сопоставление перспективных площадей с фактически установленным размещением минерализации (рудными телами, минерализованными зонами, ореолами, аномалиями и т. п.). Анализ совпадающих площадей. Оценка новых перспективных площадей.

В книге порядок изложения материала подчинен этому перечню задач.

Глава I

СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Эндогенные месторождения формируются при всестороннем взаимодействии минерализующих субстанций — растворов с горными породами, которые сами существенно изменяются. Для це-

лей составления геолого-прогнозных карт важно знать свойства пород по отношению к деформациям, метаморфизму и рудоотложению.

Химический состав. Одной из ведущих особенностей гидротермального рудообразования является химическое взаимодействие растворов с вмещающими породами — частичное растворение минералов, диффузионный обмен катионами, выпадение труднорастворимых продуктов реакций. Степень благоприятности пород для рудоотложения зависит от их растворимости, наличия в них элементов, необходимых для образования новых минералов, относительной способности породообразующих минералов к замещению их рудными, местных физико-химических и термодинамических условий. По самой химической сущности процесса каждому новообразованному минералу присущи оптимальные условия среды отложения. При том же составе и термодинамическом состоянии растворов продукты взаимодействия с породами разного состава могут быть совершенно различными. Вследствие этого в объеме разнородных пород происходит резкая пространственная дифференциация минеральных видов даже в пределах одной парагенетической ассоциации, возникает своеобразная фациальность минералоотложения по составу среды. Проявления такой фациальности в размещении рудных минералов уже внешне как бы разделяют породы на «благоприятные» и «неблагоприятные» для оруденения.

Накопилось много наблюдений, характеризующих приуроченность отдельных типов гидротермальных руд к породам определенного состава. Обобщение и систематизацию некоторых закономерностей (например, состава пород на размещение руд) впервые выполнил А. В. Королев (1935). Следует отметить, что оценка роли химического состава среды обычно производится лишь по главным типам пород в плане совместного рассмотрения всего комплекса их рудоконтролирующих свойств (литолого-петрографических, физико-механических и др.). Первый опыт теоретического анализа закономерностей избирательного размещения руд при метасоматозе с физико-химических позиций принадлежит Г. Л. Поспелову (1973). Очевидно, проблема состава пород должна явиться одним из главных объектов внимания современной геохимии. Однако учет роли состава пород при детальном прогнозировании пока опирается в основном на эмпирические наблюдения.

Результаты избирательного отложения руд в породах различных типов могут проявляться на разных геологических уровнях: породообразующих минералов, отдельных минеральных агрегатов, породы в целом, литолого-стратиграфических комплексов и их сочетаний. Так, А. А. Гармаш (1960) описывает случай, когда в дайках порфириров наблюдалось развитие пирита по хлоритизированному базису породы, халькопирита — по микролитам плагиоклаза, а галенита и сфалерита — в виде эмуль-

сионной вкрапленности в этих минералах. Многими исследователями отмечаются и такие взаимоотношения, как преимущественное замещение пиритом вкрапленников плагиоклаза (Пэк, 1960; Фаворская, 1957 и др.). На месторождении Западная Каптархана (Кармазар) замещению сульфидными рудами подвергается пласт известняков, сцементированных мелкозернистым туффитовым материалом дацитового состава. Сфалерит замещает карбонатные обломки, арсенопирит — алюмосиликатный цемент, а галенит развивается по контактам обломков с цементирующим их материалом. По наблюдениям С. А. Зограбяна (1966) на Ахталском месторождении (Северная Армения) в порфиритах наиболее легко развиваются железосодержащие сульфиды — пирит и халькопирит. М. Б. Бородаевская (1963) указывает, что в месторождениях Южного Урала колчеданные руды избирательно замещают осадочно-вулканогенные породы смешанного состава (туфы, туфобрекчии, известняковые конгломераты), но не затрагивают чистых известняков и диабазов. Пример обратных взаимоотношений — замещения рудой тел жильных порфиритов среди сланцев и альбитофиров — приводит А. В. Пэк (1950) для Левихинского месторождения.

В Кармазарской рудной провинции статистически установлено, что для отложения свинцово-цинковых руд наиболее благоприятно сочетание в породе карбонатных и алюмосиликатных составных частей примерно в равных соотношениях для галенита и со значительным преобладанием карбоната — для сфалерита. В магматических породах оптимальные условия для отложения тех же руд создаются при их повышенной щелочности, с содержанием суммы K_2O и Na_2O около 7%, причем калий оказывает более заметное влияние на интенсивность оруденения, чем натрий. Точно такие же соотношения содержаний карбонатного, алюмосиликатного материала и щелочей наблюдались Ю. С. Шихиным в рудовмещающих вулканогенно-осадочных породах на жильных свинцово-цинковых месторождениях рудных полей Шупля Стийена и Мойковац в Черногории (Югославия).

Нередко породы можно расположить в своеобразный «ряд благоприятности» по отношению к рудным минералам. На месторождениях Такелийского рудного поля (Кармазар) устанавливается такая преимущественная приуроченность сульфидных минералов: арсенопирит — алюмосиликатные умеренно кислые породы, пирит — более основные; сфалерит — карбонатные, галенит — смешанные карбонатно-алюмосиликатные. По простиранию одного из рудоносных разломов, пересекающего разные комплексы пород, наблюдается следующая смена состава минерализации: в известняково-аркозовых конгломератах — преимущественно галенитовая, в известняках — сфалеритовая, в гранодиоритах и дацитовых туффитах — арсенопиритовая, в порфиритах — пиритовая. Аналогичные локальные закономерности фациальных переходов в составе руд по типам вмещающих по-

род наблюдаются также внутри отдельных месторождений. Примером более широкого анализа связи размещения рудных формаций с химическим составом вмещающих пород является работа А. Г. Козаряна (1977).

Наряду с первичным составом пород большое влияние на размещение рудной минерализации оказывают дорудные изменения, существенно меняющие химический состав среды минералообразования. В публикациях содержатся многочисленные примеры избирательного замещения галенитом серицитизированных вкрапленников плагиоклаза в порфиритах (Мурадов, Клиблей, 1967), галенитом и сфалеритом — серицитизированной роговой обманки в спессартитах (Полякова, 1957), пиритом — обломков пород, подвергшихся окварцеванию и серицитизации (Бородаевская, 1963) и др. Особенно важную роль в процессах замещения играют карбонаты, как содержавшиеся в составе исходных пород, так и возникшие вследствие наложенных изменений (Власов, 1940; Поспелов, 1954 и 1963; Королева, 1959). Карбонаты оказывают осаждающее влияние на такие компоненты растворов, как железо, вольфрам, цинк, свинец, серебро, и, наоборот, способствуют сквозному прохождению в растворах золота, меди. Важным фактором среды рудообразования является состав не только вмещающих, но и подстилающих пород. Взаимодействуя с этими породами, восходящие растворы меняют состав, концентрацию; они могут обогащаться рудными и петрогенными компонентами, что существенно влияет на условия и характер процессов на горизонте рудоотложения. Особенно важна роль подстилающих карбонатных толщ. На основе анализа глубинной структуры, выполненного в последние годы в Кармазаре, В. Н. Вашкарин подтвердил здесь наличие четкой связи между типами стратиграфо-литологических разрезов и характером оруденения в вулканогенных породах верхнего палеозоя. В тех случаях, когда на глубине присутствуют карбонатные породы среднего палеозоя, в вулканитах размещаются месторождения полиметаллической формации, а там, где вулканиты залегают на среднекарбонатовых гранитоидах, — медно-висмутовой. При этом интенсивность полиметаллического оруденения в вулканитах находится в определенной зависимости от глубины залегания карбонатных пород.

Методика изучения закономерностей размещения рудной минерализации, обусловленных химическим составом пород, предусматривает осуществление систематического набора и анализа наблюдений в следующих направлениях:

- 1) детальное литолого-петрографическое и петрохимическое расчленение разреза рудовмещающих пород;
- 2) изучение минерального состава и парагенезиса руд и околорудных изменений;
- 3) характеристика элементов фаціальности по составу среды в распределении рудных минералов во вмещающих породах.

Расчленение разреза обычно производится с целью совместного анализа роли химического состава с другими рудоконтролирующими свойствами пород и выделения на этой основе горизонтов, благоприятных для локализации оруденения.

Сбор материала для характеристики фаций среды производится в процессе картирования и документации месторождения, предпочтительно в горных выработках, где минералы не затронуты экзогенными процессами. В случае, если диагностика первичного состава пород затруднена вследствие сильного метаморфизма, место пород в разрезе устанавливается путем экстраполяции в плане, по серии разрезов и т. д. Содержания новообразованных минералов могут оцениваться в процентах, однако достаточно объективной характеристикой благоприятности породы для замещения каждым из минералов является относительная оценка в баллах, например, по следующей шкале:

- 5 — широко распространен в преобладающем количестве;
- 4 — широко распространен в подчиненном количестве;
- 3 — распространен в ограниченном количестве;
- 2 — встречается в небольшом количестве;
- 1 — встречается в единичных случаях.

После обработки и обобщения частных наблюдений средние количественные характеристики могут быть сведены в таблицу по типам рудовмещающих пород. Это позволяет еще до проведения статистического анализа предварительно оценить роль химического состава пород в рудоразмещении, наметить «ряды благоприятности» для отдельных рудных минералов.

Физические свойства пород, как и их химический состав, в значительной мере определяются свойствами слагающих их минералов (табл. 1).

Важную роль играют гранулометрический состав и структура пород. Плотные, очень тонкозернистые и стекловидные породы при массовом дроблении способны лишь к образованию трещин, в них почти никогда не развиваются межзерновые деформации. Крупнозернистые породы легко поддаются межзерновым и внутриверновым деформациям.

Пространственные взаимоотношения породообразующих минералов определяют структуру породы. Повышенная прочность на сжатие диабазов, равно как и вязкость и пластичность кровельных сланцев, обусловлены их структурой. Важны также количественные и пространственные соотношения крупнозернистого и более мелкозернистого цементирующего материала, обладающего различными свойствами и составом в конгломератах, песчаниках и магматических породах с порфировой структурой.

Текстуры пород являются существенным фактором, определяющим их хрупкость — пластичность. В общем случае планарнопараллельные текстуры различных пород — слоистая, сланцевая, гнейсовая и др. — повышают пластичность и понижают хрупкость породы. Однако прямая пропорциональность между степенью

Свойства некоторых породообразующих минералов, определяющие их отношение к деформациям и рудоотложению

Минерал	Твердость	Хрупкость — пластичность	Отношение к деформациям	Растворимость	Отношение к рудоотложению	Компетентность
Кварц	7	Весьма хрупкий	Легко подвергается катаклазу	В кислотах не растворяется (за исключением плавиковой), в щелочах растворим	Благоприятен	Компетентный; способен к постепенному самозалечиванию
Полевой шпат	6—6,5	Хрупкий	То же	Растворим в кислотах и щелочах	Весьма благоприятен	Нет
Пироксен	5—7	Слабопластичный	Трещины по спайности	Почти не растворим в кислотах	Благоприятен	»
Амфибол	5—6	»	Слабоупругий	Не растворим в кислотах	»	»
Кальцит (доломит)	3—3,5	Слабохрупкий — слабопластичный	Деформируется, не теряя сплошности	Легко растворяется в кислотах и щелочах	Весьма благоприятен	Весьма компетентный; высокая способность к самозалечиванию
Хлорит и другие слюды	1,5—3	Весьма пластичный	Гибкий, но не упругий	Растворяется в кислотах	Благоприятен	Нет
Серпентин	2,5—3	То же	Вязкий, ломкие листочки	То же	Инертен	»
Каолинит	2,5—3(1)	»	Гибкий, но не упругий	»	»	»

физической анизотропии и степенью пластичности породы проявляется не во всех случаях. Так, массивные серпентиниты при сильном поперечном сжатии (нормальном к плоскости текстур рассланцевания) на глубине проявляют себя наподобие войлока без признаков отчетливого рассланцевания. Ближе к земной поверхности эти же серпентиниты ведут себя как хрупкие образования, испытывая трещинное дробление.

Для использования результатов изучения текстуры пород при оценке их относительной хрупкости — пластичности, как и в других случаях, важно, чтобы текстурные признаки породы оценивались «числом и мерой» (например, удельная слоистость, плочатость и др.).

Перечисленные свойства пород в районах с высокой степенью обнаженности легко поддаются систематическому картированию, если применяются современные методы детальных и крупномасштабных геологических съемок (например, с использованием специальных карточек или перфокарт, описанных в главе III). Предварительно, перед началом съемки, рекомендуется составлять рабочую систематику признаков, отражающую различную степень интенсивности проявления свойств. При камеральной обработке на специальных накладках к геологической карте показываются контуры распространения свойств различной интенсивности, а в дальнейшем определяется корреляция с ними различных других геологических явлений (деформации, интенсивности изменения пород, состава и степени минерализации и др.).

Проницаемость горных пород. Проницаемостью называется способность горных пород пропускать различные подвижные субстанции. Почти все горные породы — магматические, метаморфические и многие осадочные — обладают низкой проницаемостью, но тем не менее растворы создают в них разнообразные месторождения полезных ископаемых. Знание проницаемости пород, условий ее повышения и изменений крайне необходимо, так как она определяет возможность и направление движения рудообразующих растворов в неоднородной среде горных пород.

Проницаемость горных пород в статическом состоянии определяется в основном эффективной пористостью и трещиноватостью. Кроме того, на проницаемость влияют давление и глубина от земной поверхности, температура и агрегатное состояние растворов, их состав, характер взаимодействия с породами и др.

Оценка проницаемости пород в отдельных позициях может осуществляться по данным систематического структурного картирования трещиноватости пород и отражением ее в изолиниях удельных значений трещиноватости и растяжения (см. главу II). В дальнейшем определяется ее корреляция с интенсивностью минерализации — метасоматической и прожилковой.

Пористость представляет собой отношение в процентах суммы объемов пор горной породы ко всему объему породы. Величи-

на пористости в магматических и метаморфических породах незначительна и составляет обычно десятые и даже сотые доли процента; близкие значения характеризуют плотные глинистые и карбонатные породы (табл. 2). Но для многих пород пористость изменяется в широких пределах.

Таблица 2

Породы	Пористость пород	
	Пористость, %	
	от	до
Граниты и гнейсы	0,02	0,56
Глинистые сланцы	0,49	7,55
Песчаники	3,5	28,3
Известняки и доломиты	0,53	45,4
Каррарский мрамор	0,22	0,40
Пирокластические породы	Десятки процентов	
Песчаники и конгломераты	То же	
Кавернозные карбонатные породы	,	

В соответствии с этим предлагается следующая группировка пород (табл. 3) по развитию в них пористости.

1. Породы с весьма низкой пористостью — менее 1%. К ним относятся свежие изверженные породы, плотные глинистые и карбонатные породы, плотные свежие кристаллические и метаморфические сланцы (см. табл. 3, группы 1—5).

2. Породы с низкой пористостью — от 1 до 3%. Разнообразные магматические и метаморфические породы, умеренно измененные эндогенными процессами или выветриванием; сравнительно плотные песчаники, известняки, метаморфизованные туфы (группа 6).

3. Породы с повышенной пористостью — от 3 до 10%. Слабо метаморфизованные песчаники и конгломераты, сильно измененные и выветрелые магматические породы, туфы и туффиты (группа 7).

4. Породы с высокой пористостью — более 10%. Рыхлые, слабо сцементированные песчаники, конгломераты и туфы, кавернозные известняки и доломиты, особенно сильно выщелоченные и выветрелые интрузивные породы (группа 8).

Общая величина пористости влияет на механические свойства пород и, в частности, на модуль их упругости, повышающийся с ее уменьшением.

Формы пор или каналов, проводящих растворы в породах, также имеют значение. Для каналов с параллельными стенками предельные размеры капилляров в 2 раза меньше, чем для каналов круглого сечения. Формы пор разнообразны. Преобладают межзерновые поры, обусловленные первичным, или деформационным, неплотным прилеганием друг к другу зерен; они образу-

Группировка горных пород по среднему размеру пор

Группы горных пород	Характер пор	Средние поперечные размеры пор, мм	Преобладающие формы движения растворов и растворенных веществ	Фильтрационная способность	Условия минералообразования
1. Сверхтонкопористые	Субкапиллярные	0—0,0002	Диффузия	Не фильтрующие	Замещение
2. Тонкопористые	Капиллярные	0,0002—0,02	Диффузия и ламинарная фильтрация	Слабо фильтрующие	Отложение в пустотах
3. Сверхмелкопористые	»	0,02—0,2	Ламинарная фильтрация	Фильтрующие	То же
4. Мелкопористые	Главным образом капиллярные	0,2—0,5	Ламинарная и частью турбулентная фильтрация	»	»
5. Сверхнизкопористые	Сверхкапиллярные	0,5—1,0	Главным образом турбулентная фильтрация	»	Заполнение поровых полостей
6. Низкопористые	»	1,0—3,0	Турбулентная	Сильно фильтрующие	То же
7. Пористые	»	3,0—10,0	»	То же	»
8. Высокопористые	»	10,0 и более	»	»	»

ют сверхтонкие или тонкие извилистые каналы с параллельными стенками. Физические свойства пород определяют их тектонические свойства и характер гидротермальных и прочих изменений.

Изучение пористости и определение степени ее влияния на размещение минерализации по всей площади рудного поля (месторождения) нецелесообразно. Но в то же время она существенно влияет на распределение минерализации в связи с такими структурными элементами, как отдельные крупные трещины, контакты даек, поверхности стратификации, испытавшие сильное динамическое воздействие (сжатие). Изучение распределения пористости осуществляется путем лабораторного определения

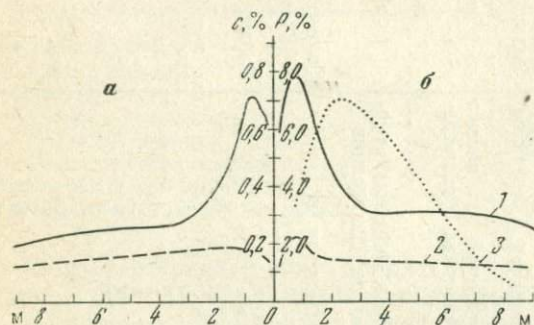


Рис. 1. Распределение пористости пород (P) и содержаний свинца (c) в зонах влияния трещин и контактов даек со стороны висячего (а) и лежащего (б) боков:

1 — общая пористость; 2 — эффективная пористость; 3 — содержание свинца

значений общей эффективной пористости на образцах, отобранных на разных интервалах удаления от интересующего структурного элемента. Такие исследования, выполненные в различных типах пород и позициях (Королев и др., 1968), выявляют устойчиво повторяющуюся картину распределения пористости, представленную на рис. 1.

Аналогичное распределение имеет и минерализация, исследованная путем группировки результатов анализов содержаний по сходным интервалам удаления (см. рис. 1, кривая 3). При этом модальное значение содержаний обычно не совпадает с максимальной пористостью. Для каждой породы существуют некоторые оптимальные ее значения для локализации минеральных образований.

Тектонические свойства. Под тектоническими свойствами понимаются особенности поведения горных пород в условиях природных деформаций. При данном характере силового поля эти свойства могут проявляться по-разному в зависимости от состава, сложения, физического состояния пород, условий их нахождения и сочетания с другими породами. Физико-механические свойства горных пород в природных условиях во многом реализуются иначе, чем у твердых тел при лабораторных испытаниях. Рассмотрим это на примере элементарной схемы деформации сжатия — растяжения.

Деформация подчиняется общей тенденции увеличения продольного размера тела ϵ (удлинение) в направлении, способствующем «высвобождению» вещества из-под нагрузки, перпендикулярно действию сжимающей силы, вызывающей в породе напряжение σ . Выделяются три вида деформации — упругая, пластическая и хрупкая. Для каждой из них внутреннее содержание воздействия на горные породы и его геологические результаты различны.

При упругой деформации изменение формы геологического тела под воздействием внешних сил не нарушает внутренних связей в породе, и после удаления этих сил оно принимает первоначальную форму и объем. Упругими называются породы с широким интервалом деформации $0-\epsilon_1$ между началом приложения внешних сил и удлинением, отвечающим пределу упругости σ_1 . Все твердые горные породы в той или иной степени упруги, благодаря чему передают сейсмические и звуковые волны, но они отличаются от других материалов — к породам неприменим закон Гука. Их упругость уменьшается при возрастании напряжения, неодинакова в разных направлениях и резко различается при сжатии и растяжении. Вследствие обратимости упругой деформации она не оставляет непосредственных следов в горных породах, однако, несомненно, оказывает существенное воздействие на кинематику тектонических процессов и условия образования структурных форм.

3148
Переход к пластической деформации наступает при достижении предела упругости σ_1 . Деформация происходит с сохранением объема породы и без ее разрушения, за счет перестройки связей в кристаллической решетке минералов, взаимного скольжения минеральных частиц в направлении высвобождения материала. Она имеет необратимый характер, при снятии нагрузки сохраняется остаточная деформация. Геологическими проявлениями пластической деформации являются складчатость, кливаж в осадочных толщах, текстуры течения, инъекции в изверженных породах, различные формы будинажа.

С возрастанием напряжения до величины предела пластичности σ_2 наступает хрупкая деформация, сопровождающаяся нарушением сплошности горной породы за счет образования трещиц отрыва и скалывания. Формирование трещин подчиняется той же тенденции максимального удлинения деформируемого объема пород путем выдавливания клиньев по трещинам скалывания и приоткрывания трещин отрыва в направлении высвобождения.

В результате хрупкой деформации образуются разрывы всех типов — сколы, отрывы, мелкая трещиноватость.

Таким образом, виды деформаций различаются внутренним механизмом высвобождения горных пород под действием тектонических сил и последовательно сменяют друг друга; они представляют стадии единого процесса деформации. Изложенное по-



нимание пределов развития видов деформации отличается от общепринятого, поэтому определения понятий пластичности и хрупкости горных пород следует рассмотреть отдельно.

В теории деформаций твердых тел после достижения предела упругости выделяются два этапа — этап упрочнения, когда для возрастания деформации требуется увеличение нагрузки, и этап падения сопротивления деформации, где деформация продолжается при уменьшении напряжения. Последнее называется явлением ослабления или ползучести. Оба этапа обычно относятся к пластической деформации, а под хрупким разрушением понимается лишь сам момент распада испытуемого образца при напряжении, которое определяется как предел прочности (Белоусов, 1952).

Указанные представления основаны на изучении одноосной деформации однородных по составу образцов в лабораторных условиях и не применимы к объяснению природных деформаций. Тектонические деформации происходят при всестороннем напряженном состоянии, когда разрушение деформируемого блока не может сразу привести к полному разобщению его частей и вследствие этого традиционное понятие предела прочности теряет свою определенность. Микроскопическое изучение деформированных пород приводит к заключению, что падение сопротивления, предшествующее разрушению, в действительности вызывается не пластической деформацией, а значительным разрывом связей частиц вещества, и, таким образом, явление ползучести по существу отвечает уже началу хрупкой деформации. Поэтому падение сопротивления деформации нельзя относить к собственно пластической ее стадии; оно должно рассматриваться как самостоятельная стадия хрупкой деформации. Соответственно пластичными должны называться породы с широким интервалом деформации ϵ_1 — ϵ_2 между пределами упругости и пластичности, а не упругости и прочности; хрупкими — с узким интервалом между первыми. Пластичные породы способны испытывать длительную деформацию без разрушения, хрупкие — разрушаются практически сразу по достижении предела упругости или после незначительной пластической деформации.

Прочностью горных пород называется их способность противостоять деформациям и передавать давление. Она зависит от прочности минералов, составляющих породы, а также от их текстурных особенностей и пористости. Для тектонических деформаций моментом полного разрушения, отвечающего пределу прочности, нужно считать появление сквозных трещин, разрывов, пересекающих внутренние структурные элементы породы и разобщающих ее на отдельные блоки. Прочные породы отличаются высокими значениями пределов упругости и пластичности. Таким образом, соотношения упругости, пластичности и хрупкости выражаются формой кривой деформации, прочность — ее общей высотой.

Охарактеризованные особенности природных деформаций горных пород обусловлены в первую очередь их полиминеральным составом. Минералы различаются по физико-механическим свойствам, обладают различными пределами упругости, пластичности и прочности (см. табл. 1). В то время как одни минералы проходят стадию пластической деформации, другие еще проявляют упругость, а третьи уже испытывают хрупкое разрушение. Вследствие этого внутренняя деформация породы гетерогенна, а стадии ее перекрываются. Постепенное выполаживание восходящей кривой до предела пластичности и последующее ее падение отражают переход от преобладающей пластической к преобладающей хрупкой деформации.

В условиях объемного напряженного состояния породы, обладающая остаточной пластичностью, сохраняет свою сплошность и на стадии хрупкой деформации, вплоть до момента достижения предела прочности.

Неоднородность деформаций горных пород проявляется не только на уровне микроструктуры, но и в массиве вследствие их анизотропии. Последняя обусловлена тем, что физико-механические свойства пород в разных направлениях различны. Анизотропия связана со слоистостью, сланцеватостью, план-параллельными структурами.

Специфическим свойством горных пород, отличающим их от всех других твердых тел и имеющим важное геологическое значение, является компетентность. Под компетентностью понимается способность горной породы испытывать хрупкую деформацию без разрушения. Это свойство, на первый взгляд противоречащее самому понятию хрупкой деформации, вызвано способностью некоторых пород к самозалечиванию возникающих трещин за счет растворения и перетложения собственного минерального вещества (см. табл. 1). Наиболее ярко выраженной компетентностью обладают карбонатные породы. Компетентностью обусловлена способность карбонатных пород передавать одностороннее давление и выдерживать нагрузку, которая определяется нами как несущая способность. С ней связаны также некоторые другие черты своеобразного поведения этих пород в процессе тектонических деформаций — образование тектонических пакетов, особенности строения зон разломов и др.

Тектонические деформации горных пород в основном зависят от пластичности — хрупкости, анизотропии и компетентности. Их совокупность определяет собой тектонические свойства; они изучаются с помощью специальных методик, характеризующихся ниже.

Пластичность и хрупкость пород — это важнейшие тектонические свойства горных пород, в значительной мере определяющие как характер деформаций, так и отношение пород к рудоотложению. Эти свойства противоположны, но не исключают друг друга. Как было показано выше, практически они вза-

имосвязаны. В одной и той же породе они проявляются одновременно в различной степени в зависимости от продолжительности и условий развития деформации, от действия на породы растворов, взаимодействия пород друг с другом.

В первом приближении можно принять, что при прочих равных условиях хрупкость — пластичность пород зависит от свойств и количественного соотношения в ней породообразующих минералов.

Главные породообразующие минералы можно расположить в ряд (см. табл. 1) по понижению их хрупкости и повышению пластичности: 1) кварц, 2) полевые шпаты, 3) амфиболы, пироксены, оливин, 4) биотит, мусковит, серицит, карбонаты, 5) хлорит, тальк, каолинит. Примем номера групп этого ряда за показатели относительной оценки (баллы) степени пластичности — хрупкости минералов. Тогда можно дать сравнительную количественную характеристику степени развития этих свойств в различных горных породах по данным их минерального состава. Для этого содержание каждого минерала в процентах к объему породы умножается на соответствующий балл; сумма произведений для породы в целом и будет сравнительным показателем ее пластичности — хрупкости (табл. 4).

По этой шкале высший показатель хрупкости равен 100, а пластичности — 500. Пластичность возрастает от кислых изверженных пород к основным, изменяясь от 170 до 300 в интрузивных и до 230 в эффузивных породах. Значительные ее колебания наблюдаются в осадочных породах — от 120 для кварцевого песчаника до 485 для глин. Карбонатные породы обладают повышенной пластичностью, но из них доломиты всегда более хрупки, чем известняки. Важными свойствами минералов, характеризующими их пластичность — хрупкость, являются микротвердость и упругость. Предлагаемые показатели пластичности — хрупкости не могут иметь самостоятельного значения, а должны приниматься во внимание в совокупности с другими проявлениями и признаками.

Для пород относительно изотропных существенно разрывные деформации, относительно анизотропных — складчатые. С тектонической трещиноватостью нельзя смешивать трещины кливажа, которые, как известно, в большинстве случаев представляют собой поверхности, параллельные осевой линии складки; по этим поверхностям происходят микроскальвания, приводящие к общему течению пород в твердом состоянии. Эти специфические трещины не имеют ни мощности приоткрывания, ни минерального заполнения и на глубине практически не существуют. Они проявляются в породе только при снятии литостатического давления вблизи земной поверхности. Таким образом, трещиноватость кливажного типа характеризует не степень хрупкости, а степень пластичности породы.

Показатели пластичности — хрупкости (ПХ) горных пород

Группы	Породы	Содержание породообразующих минералов*					ПХ	ПХ, по шкале Н. А. Ники- форова
		1	2	3	4	5		
Магматические	Интрузивные кислые	26—38	43—67	До 20	До 15	—	170—210	470—530
	средние	5—22	53—75	До 20	До 17	—	200—230	—
	основные	—	40—50	50—60	—	—	250—260	—
	ультраосновные	—	3—4	96—97	—	—	300	—
	Эффузивные кислые	30—35	55—65	До 8	До 7	—	170—180	—
	средние	До 3	65—85	15—35	—	—	215—235	—
основные	До 4	70—75	20—30	—	—	220—230	220—230	
Осадочные	Песчаники	70—90	До 10	До 3	До 10	До 10	120—180	—
	Алеврит	30	20	—	20	30	300	—
	Глины	5—30	—	—	До 6	70—90	380—480	3700
	Глина известковистая	—	—	—	15	85	485	3700
	Мергель	—	—	—	50	50	450	—
	Известняк	До 4	До 2	—	93—97	До 1	385	1950
Метаморфические	Кварцит	95—100	До 3	—	До 2	—	100—110	100—140
	Сланец алевролитовый	49	—	—	44	7	280	—
	Сланец аспидный	29	1	—	40	30	340	—
	Сланец биотитовый	11	10	—	79	—	350	—
	Амфиболит, эпидозит	—	—	5—8	92—95	—	290—300	1900
	Филлит	До 30	До 2	—	70	—	310	—
	Змеевик	До 4	До 4	До 6	80	До 6	380	—
	Тальковый сланец	—	—	4	10	86	480	3650

* 1 — кислое стекло, гранат, кварц; 2 — магнетит, анатит, ильменит и другие аксессуарные минералы, полевые шпаты; 3 — турмалин, эпидот, амфиболы, пироксены, оливин; 4 — биотит, мусковит; 5 — хлорит, тальк, мусковит.

Хрупкость и пластичность карбонатных пород зависят не столько от состава, сколько от их структуры и текстуры. Массивные толстослоистые известняки, мраморы и особенно доломиты при достаточно быстрой деформации могут проявлять повышенную хрупкость, а среднеслоистые, тонкослоистые и ленточные характеризуются пластичностью. Смешанные по составу карбонатно-силикатные породы проявляют еще более широкие интервалы пластичности — хрупкости.

Рассмотренные тектонические свойства и их влияние на локализацию оруденения изучаются главным образом лабораторными методами и путем сопоставления качественных характеристик интенсивности проявления этих свойств с показателями интенсивности минерализации.

Физическая анизотропия. Свойства породы определяются не только свойствами слагающих ее минералов, но и особенностями их сочетания. Почти все породообразующие минералы в разной степени физически анизотропны; большое значение имеют спайность, ее ориентировка, степень развития, отношение к форме кристаллов. Механическая анизотропия зависит также от сланцеватости, а в осадочных породах — от слоистости.

Для магматических пород и продуктов их метаморфизма предлагается выделять следующие группы пород по возрастающей механической анизотропии:

1) массивные породы (интрузивные и эффузивные), у которых ориентировка минералов макроскопически не устанавливается;

2) породы с макроскопически заметными линейными и плоскостными элементами течения и ориентировки кристаллов, подтверждаемыми петроструктурным методом; явно стратифицированные, но не рассланцованные эффузивные породы;

3) милонитизированные интрузивные породы, гнейсы, эффузивные породы с хорошо выраженной флюидалной текстурой или слабо рассланцованные;

4) различные кристаллические сланцы, более тонко стратифицированные и рассланцованные эффузивные и пирокластические породы;

5) метаморфические сланцы — биотитовые, серицитовые, хлоритовые и тальковые.

Этот ряд в общих чертах характеризует последовательное возрастание пластичности и убывание хрупкости пород.

Для решения ряда вопросов происхождения структур рудных полей и месторождений необходимо более глубокое исследование анизотропии, которое можно провести методом петроструктурного анализа. Как указывает Л. И. Лукин, одной из обычных задач применения петроструктурного метода является выяснение генезиса ориентированного сложения горных пород. Не меньшее значение метод имеет для изучения развития и типов разрывных нарушений, морфологии и морфогенезиса рудных тел.

Степень физической анизотропии осадочных пород зависит от

их слоистости, т. е. от количества макроскопически различных поверхностей, разделяющих слои, в расчете на 1 м мощности пород — удельная слоистость. Удельную слоистость можно оценивать в баллах по следующей шкале: 0 — меньше одной поверхности разделения слоев на 1 м мощности; 1 балл — меньше 10; 2 балла — от 10 до 20; 3 балла — от 20 до 50; 4 балла — от 50 до 100 и 5 баллов — свыше 100 поверхностей на 1 м мощности отложений. В конкретных условиях значения интервальных оценок слоистости могут быть выбраны иными.

Рассланцевание параллельно слоистости еще более усиливает физическую анизотропию пород; таким образом, массивные известняки или песчаники могут приобрести анизотропию более высокого класса. В этом случае слоистость и сланцеватость иногда трудно различимы, и для их распознавания приходится применять петроструктурный метод. Так, в мраморизованных и рассланцованных известняках кальцит может приобрести ориентировку, свойственную В-тектониту и находящуюся в соответствии с направлением сланцеватости пород.

Для макроскопической оценки степени сланцеватости может применяться тот же метод баллов, что и для оценки первичной механической анизотропии пород; объективный материал дают также и лабораторные исследования. Данные испытаний на сжатие параллельно слоистости и перпендикулярно ей могут быть приняты для характеристики анизотропии пород. Прочность на сжатие перпендикулярно слоистости у терригенных пород всегда выше, чем параллельно слоистости, а у известняков — наоборот.

Анизотропия определяет преобладание деформации изгиба. Весьма пластичные породы сохраняют сплошность при складкообразовании. При течении они не могут передавать ориентированного давления, но способны к нагнетанию в плоскости отслоения. Весьма хрупкие породы передают ориентированное давление, но сами незамедлительно подвергаются массовому трещинному дроблению, при котором нарушается первоначальная форма пласта и изменяются направления передаваемых усилий ориентированного давления.

Компетентные породы обладают умеренной хрупкостью — пластичностью и деформируются с залечиванием трещин. Залечивание наиболее быстро и полно производится кальцитом и доломитом, более редко и медленно — кварцем, еще более редко — другими минералами. Поэтому карбонатные породы резко отличаются от силикатных повышенной несущей способностью. Кальцитовое выполнение трещин, возникающих при складкообразовании, представляет материал не менее, а иногда и более прочный, чем сама карбонатная порода; таким образом, общая прочность деформируемой породы почти не изменяется.

В силикатных породах трещины залечиваются кварцем и редко другими минералами. Выделения кварца в полостях трещин

характерны для пород с высоким содержанием свободного кремнезема, но они образуются более медленно, чем кальцитовое заполнение в карбонатных породах. В целом же силикатные породы обладают значительно меньшей компетентностью, чем карбонатные.

Гидротермальная минерализация резко усиливает возможность залечивания трещин и таким образом повышает компетентность пород. Часто этого повышения оказывается достаточно для образования в осевых частях складок отслоений, вмещающих промышленные рудные тела согласного типа.

Общая перекристаллизация пород в условиях регионального метаморфизма, так же как и залечивание трещин, способствует сохранению сплошности при складкообразовании.

Мощность пласта и степень его компетентности пропорциональны. Промышленные седловидные рудные залежи формируются между такими пластами, мощности которых измеряются по крайней мере десятками метров. Очень тонкий пласт, расположенный среди мощных пластов пород с другими свойствами, не может проявить своей несущей способности.

Отслаивание чаще всего проявляется в ядрах складок и в местах флексурных изгибов моноклиналей в случае, если пласты пород резко различаются по своим физико-механическим свойствам, т. е. если один пласт способен к пластическим деформациям, а другой — к упругим (Пэк, 1939). Следует иметь, однако, в виду, что при определенных условиях даже хрупкие породы проявляют иногда склонность к пластическим деформациям (например, маломощный пласт конгломератов в толще эффузивов).

Размеры и кривизна складок имеют существенное значение для проявлений несущих свойств. Вследствие пластичности всей массы слоистых пород возможности передачи ориентированного давления вдоль пласта ограничены, и оно не может распространяться на большие расстояния. Поэтому компетентность пород проявляется лишь в складках сравнительно небольших радиусов кривизны, обычно не свыше 200—250 м. Стратифицированные комплексы эффузивных пород кислого и среднего состава образуют только широкие плавные складки; при более значительных изгибах в них развивается трещиноватость; залечивание протекает медленно и поэтому отслоения возникают редко.

Предлагается следующая группировка главных типов горных пород по убыванию компетентности.

1. Породы высокой компетентности — массивные и толсто-слоистые известняки, доломиты и мраморы.

2. Породы низкой компетентности — ленточные известняки, известковые сланцы, песчаники с карбонатным цементом и их метаморфические аналоги.

3. Породы, редко проявляющие компетентность, не имеющие в своем составе существенной примеси карбонатов и не обладающие чрезмерно выраженными свойствами хрупкости или пла-

стичности. Сюда относятся различные силикатные породы — конгломераты и песчаники, туффиты и некоторые туфы, алевролиты и кремнистые сланцы, кварцево-серицитовые сланцы, большинство кристаллических сланцев.

4. Породы, совсем не проявляющие компетентности. В эту группу входят как весьма пластичные, так и весьма хрупкие породы. К первым относятся глины и глинистые сланцы, очень тонкослоистые известняки, хлоритовые, тальковые и серицитовые сланцы, легко подвергающиеся течению. Ко вторым принадлежат кварциты, плотно сцементированные туфы, игнимбриты, излившиеся породы различного состава и разнообразные интрузивные породы.

ОТНОШЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД К МЕТАМОРФИЗМУ И ОРУДЕНЕНИЮ

Большинство типов изменений пород в результате гидротермального метаморфизма характерны для ранних этапов рудообразующего процесса. Поэтому оруденение, как правило, накладывается на уже измененные породы, ассоциируя с их новым минеральным составом. Это вызывает необходимость специального картирования измененных пород с документацией их выходов на геологических и рудничных планах и разрезах.

Замещение по пороодообразующим минералам всегда развивается избирательно, полнота его в значительной мере зависит от возможности заимствования петрогенных элементов на месте. При одинаковой интенсивности, например, серицитизации существенно полевошпатовая порода может быть замещена почти нацело, а порода с преобладанием темноцветных компонентов — лишь затронута изменением; обратное соотношение будет наблюдаться в тех же породах при их хлоритизации.

Нередко более поздние изменения, в том числе сопутствующие рудоотложению, накладываются на более ранние и частично стирают следы их проявления. В таких случаях необходимо по реликтам минералов реставрировать общую картину каждой предыдущей стадии изменения. Методика такого анализа исходит из учета закономерностей проявления изменений в главных типах пороодообразующих минералов. Она положена в основу оценки в баллах, предложенной А. В. Королевым и разработанной им совместно с Е. Н. Ищенко на примере пород Кармазара.

Нужно различать процессы с полным изменением исходной породы (скарны, серицититы, кварциты) и частичным изменением (пиритизация, карбонатизация и др.).

Для достоверной и сравнимой оценки изменений до начала картирования рекомендуется составлять трехмерную эталонную коллекцию. В ней на каждый тип породы отводится один лоток, в котором в одном направлении подбираются все типы изменений, характерные для района и поддающиеся картированию, а в

другом — образцы, характеризующие определенную интенсивность в баллах.

Каждый эталонный штаф следует проконтролировать шлифом с количественной оценкой под микроскопом интенсивности изменений, а в нужных случаях и с химическим анализом части штафа. Одним из основных требований при составлении эталонной коллекции является четкая характеристика общего облика и таких визуальных признаков той или иной степени интенсивности изменения, которые обеспечивали бы правильную ее оценку в процессе картирования. Обычно для оценки интенсивности изменений пород вполне достаточной оказывается четырехбалльная шкала. В ней кроме нулевого балла, соответствующего отсутствию признаков изменений, выделяются три балла, последовательно характеризующие слабую, среднюю и сильную степени изменения.

В процессе детального геологического картирования рудных полей Кармазара особенно детально изучались процессы предрудного скарнирования, серицитизации и пиритизации.

Скарнирование интрузивных пород гранодиоритового состава иногда развивается при их залегании над толщей известняков с «висячим» наклонным контактом. В этих условиях вынос окиси кальция из известняков приводит к образованию в гранодиоритовых породах «инфильтрационных» скарнов вдоль трещин и других путей движений высокотемпературных восходящих растворов. Замещение породы гранатом и пироксеном происходит в определенном порядке: сначала замещаются цветные минералы, затем полевые шпаты (в последовательности: плагиоклазы → калиевые полевые шпаты) и, наконец, кварц. Относительная степень изменения пород может быть определена в данном случае по четырехбалльной (включая нулевое значение) шкале оценки.

0 (нулевая). Отсутствие изменений (нулевой балл). Все породообразующие минералы имеют свою естественную окраску и блеск на плоскостях спайности минералов. Под микроскопом характерные скарновые минералы не обнаруживаются.

I. Слабая степень изменения (1 балл). Пироксен и гранат замещают роговую обманку и биотит почти полностью, а полевые шпаты — слабо, составляя в общем не более 20% объема породы. Вместо прежних цветных минералов с их формами, окраской и блеском появляются темные участки, сложенные мелкозернистым агрегатом скарновых минералов. Структура исходной породы и ее окраска почти всегда сохраняются.

II. Средняя степень изменения (2 балла). Гранат и пироксен полностью вытесняют цветные минералы исходного гранодиорита и в значительной мере полевые шпаты, но по их остаткам и по кварцу можно установить прежний состав породы. Имеются прожилки скарновых минералов. Скарновые минералы составляют от 20 до 60% объема породы. Структура породы еще сохраняет первичный зернистый облик, но по сравнению со слабой степенью изменения окраска ее стала темнее; удельный вес породы увеличивается.

III. Сильная степень изменения (3 балла). Гранат и пироксен замещают почти все первичные минералы и составляют свыше 60% объема породы. Макроскопически в ней почти невозможно установить остатки исходных ми-

нералов. Порода имеет темную окраску, новую зернистую структуру и повышенный удельный вес. Первичный состав и происхождение породы в этом случае могут быть установлены только в процессе картирования путем прослеживания и изучения переходов между нею и исходной неизменной породой.

Все описанные степени изменений легко различаются макроскопически, что дает возможность проводить границы между ними на детальных планах и зарисовках в полевых условиях.

Серицитизация интрузивных пород кислого и среднего состава представляет особенно широко распространенный тип изменений. При картировании и документации целесообразно учитывать следующие степени интенсивности серицитизации.

0 (нулевая) — отсутствие серицитизации. Порода имеет свежий облик, сохраняет цвет и структуру. Полевые шпаты, роговая обманка и биотит сохраняют окраску и характерный для них блеск на плоскостях спайности.

I — слабая степень изменения (1 балл). Серицитом замещаются плагиоклазы полностью или частично, с потерей блеска на плоскостях спайности и слабым изменением цвета. Биотит почти не затронут замещением, а роговая обманка изменена частично. Развитие серицита не превышает 20—25% объема породы. Породы сохраняют первоначальную структуру и окраску, но несколько изменяют свой внешний вид.

II — средняя степень изменения (2 балла). Тонкочешуйчатые агрегаты серицита полностью вытесняют плагиоклазы и цветные минералы, но калиевый полевой шпат и кварц затронут серицитизацией частично. Серицит составляет от 20—25 до 60—70% объема породы. Структура исходной породы еще различается, чему способствуют псевдоморфозы серицита по идиоморфным кристаллам плагиоклаза, первичный кварц и пластинчатые псевдоморфозы мусковит-серицита по биотиту. На данной степени изменения при исследовании пород под микроскопом иногда обнаруживаются тонкие метасоматические серицитовые прожилки.

III — сильная степень изменения (3 балла). Порода почти полностью замещена серицитом с примесью мелких зерен кварца. Остатки первичных минералов в ней редки, и прежняя структура почти неразличима даже под микроскопом. Общий объем серицита превышает 60—70%. Макроскопически порода выглядит на выходах желтовато-белой бесструктурной массой, а на глубине имеет зеленовато-серую окраску. Установить макроскопически, какая порода подверглась серицитизации, можно только путем изучения переходов. В породах с порфиридной и порфириковой структурами этому могут помочь уцелевшие от замещения фенокристаллы кварца.

Интенсивность процесса пиритизации приходится изучать не только за пределами зоны окисления, где это достаточно просто, но и в зоне окисления на выходах пиритизированных пород на поверхность, где пирит дает начало различным лимонитовым образованиям, как псевдоморфным, так и перенесенным. Выделяют следующие степени пиритизации (в баллах).

0 (нулевая) — отсутствие пиритизации; в участках глубже зоны окисления устанавливается при просмотре образцов под лупой и шлифов под микроскопом. В них отсутствуют вкрапления и пятна лимонитовых образований.

I — слабая степень изменения (1 балл). В сульфидной зоне порода характеризуется наличием мелких (обычно не более 1 мм) вкрапленный пирита. Прожилки, содержащие пирит, отсутствуют или они редки и тонки (до 1 мм). Общее содержание пирита в породе не превышает 5% по объему. В зоне окисления и на выходах в одних случаях присутствуют бурые вкрапления гетита, заместившего пирит и являющегося его эквивалентом при оценке

Оценки степени послемагматических изменений пород в баллах
(для работы в поле)

Тип изменения	Степень изменения в баллах				
	1	2	3	4	5
Скарнирование	Наблюдаются скарно-минералы (гранат, пироксен и др.)	Развитие скарных минералов главным образом по темноцветным минералам, в меньшей степени по полевым шпатам	Частичное или полное замещение темноцветных минералов и полевых шпатов, появление гнезд и прожилков скарных минералов	Скарн с реликтами незамещенной породы	Скарн
Альбитизация	Кирпично-красная окраска полевых шпатов			Скарн и прожилки альбита; новообразование альбита в основной массе	Скарн и обилие прожилков альбита; участки поля альбита в породе
Эпидотизация	Частично замещены темноцветные минералы, полевые шпаты	Полное замещение темноцветных минералов и полевых шпатов, появление гнезд и прожилков эпидота	Полное замещение темноцветных минералов и полевых шпатов. Обилие гнезд и прожилков эпидота	Эпидотовая порода с реликтами первичной породы	Эпидозит
Серицитизация	Зерна плагиоклаза частично замещены серицитом (цвет белый, блеск тусклый)		Полное замещение плагиоклаза серицитом; развитие серицита по темноцветным минералам и в виде гнезд и прожилков по основной массе	Осветление породы с сохранением элементов первичной структуры и состава	Осветленная серицитовая порода
Ортоклазитизация	Развитие ортоклаза по полевым шпатам (бледно-розовый), появление новообразований ортоклаза		Много прожилков, гнезд, агрегатных скоплений ортоклаза	Новообразования ортоклаза занимают более 50% породы, но различны остатки первичных минералов и структуры	Ортоклазовая бледно-розовая порода
Хлоритизация	Частично замещены темноцветные минералы		Замещены темноцветные минералы, частично полевые шпаты; появление гнезд и прожилков хлорита	Среди хлорита распознаются участки слабо измененных пород	Хлоритовая порода
Окварцевание	В породе присутствуют гнезда и прожилки кварца (до 10%)	Затронуты отдельные минералы, образуют агрегатные скопления, прожилки (до 20%)	В значительной степени замещены породообразующие минералы, порода рассечена густой сетью кварцевых прожилков	Среди сливного кварца наблюдаются остатки первичной породы	Вторичный кварцит
Карбонатизация	Отдельные зерна карбоната	Начало частичного замещения темноцветных плагиоклазов	Полное замещение темноцветных и плагиоклазов, появление прожилков кальцита	Количество прожилков кальцита 30—40%	Обилие прожилков кальцита
Пиритизация	Отдельные зерна пирита	Содержание пирита до 2%	Содержание пирита от 2 до 5%	Содержание пирита более 5%	Содержание пирита более 10%
Каолинизация	Помутнение отдельных зерен полевых шпатов	Полевые шпаты частично или нацело замещены (рыхлый, зернистый облик)		Осветленная рыхлая порода с реликтами менее измененной породы	Рыхлая глинистая порода

интенсивности. В других случаях пирит выщелочен; вокруг отрицательных по нему псевдоморфоз, иногда выражающихся пустотами кубической формы, развиваются ореолы пропитывания породы бурым или красновато-бурым гидрогетитом. Имеются также небольшие бурые пятна того же типа, распространяющиеся вдоль трещин. Бурые пятна и ореолы несколько изменяют окраску породы.

II — средняя степень изменения (2 балла). В сульфидной зоне пирит образует более крупные вкрапления и скопления зерен размером до 2—3 мм, а также заполняет прожилки мощностью до 5 мм. Общее количество пирита составляет от 5 до 10%. В зоне окисления и на выходах отрицательные или положительные (гетит) псевдоморфозы по пириту более часты и более крупны. Ореолы и пятна пропитывающего гидрогетита распространены широко. Присутствуют прожилки гидрогетита, часто окрашивающего стенки трещин. Порода приобретает характерный пятнистый облик. В окраске гидрогетитовых перемешанных образований преобладают желто-бурые тона. Обмер псевдоморфных образований и в данном случае позволяет проконтролировать правильность оценки притизации.

III — сильная степень изменения (3 балла). В зоне сульфидных руд по сравнению с предыдущим типом увеличиваются количество и размеры скоплений зерен и прожилков пирита. Общее количество его обычно колеблется в пределах 10—20% по объему.

В зоне окисления и на выходах кроме возрастания количества и размеров псевдоморфных образований увеличиваются размеры пятен перенесенных, окрашивающих и пропитывающих гидрогетитов. Порода приобретает глубоко пятнистый облик и общую желтовато-бурю окраску.

Описанные приемы расчленения пород, подвергшихся метаморфизму, по степени его интенсивности могут быть применены к любым типам изменений (табл. 5). На тех же основаниях может быть произведена предварительная оценка интенсивности самого разнообразного оруденения. При наличии комплексных изменений желательнее оценивать в баллах интенсивность каждого типа изменения, но можно разработать единую систему баллов для их совокупности. Так, например, грейзенизация может быть оценена в целом без разделения на мусковитизацию и окварцевание. Подобным образом могут изучаться пропилитизация, лиственитизация и другие сложные изменения.

Для решения задач картирования изменений могут быть применены точные методы изучения. Современная техника лабораторных исследований вполне допускает применение массовых количественных химических анализов или подсчета объемов минеральных новообразований. Пример такого решения представляют результаты количественного минералогического опробования буровых скважин Коунрадского медного месторождения и основанная на его данных минералогическая карта Коунрада, составленная Я. Ю. Готманом. Им выделены зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения, выяснено распределение андалузита и других минералов. Для изучения размещения вторичных новообразований серицита и кварца точность сделанных наблюдений оказалась излишней.

Рудовмещающие породы. В процессе формирования месторождений рассмотренные выше свойства пород проявляются в одном и том же объеме геологического пространства и влияют на отложение руд совместно. Не всегда можно сразу определить, чем именно в большей мере вызвана благоприятность для оруденения той или иной части разреза пород — благоприятным ли составом или повышенной проницаемостью, так как признаки эти обычно коррелируемые. Поэтому первая оценка степени благоприятности пород производится по совокупности свойств, с характеристикой по возможности вероятного значения каждого из них.

Приведем некоторые примеры определения закономерностей размещения руд в зависимости от свойств пород.

В скарново-шеелитовом месторождении Ингички Н. Н. Королева установила зависимость распределения оруденения от состава вмещающих его главным образом пироксеновых скарнов и, в частности, от содержания в них доскарнового кальцита. Промышленные руды локализуются в скарнах, содержащих от 3 до 15% такого кальцита. Предполагалось, что развитие шеелита обусловлено не только возможностью заимствования кальция, но и благоприятными физико-механическими свойствами среды. При микроскопическом исследовании выяснилось, что шеелит развивается в основном по кальциту и реже замещает пироксен. Скарны без кальцита или с содержанием его не более 3% оказались слишком плотными и труднее подвергались внутрирудным деформациям и замещению шеелитом. Скарны с избыточным количеством кальцита (более 15%) относятся к тектоническим воздействиям и рудообразованию так же, как прилегающие мраморы. Они подвергаются не хрупким, а преимущественно пластичным деформациям: возникающие в них трещины залечиваются кальцитом. Поэтому при всей видимой благоприятности химического состава эти скарны, как и мраморы, остались безрудными.

Стратиграфо-литологическое изучение разреза. Особенности горных пород, необходимые для выяснения их поведения при тектонических деформациях и рудообразовании, отражаются на литограммах. Приведем возможный перечень граф литограммы, характеризующий направления и содержание возможных исследований: 1. Номер пласта (свита). 2. Стратиграфическое разделение. Фауна и флора. 3. Литологическая колонка. 4. Мощность пласта. 5. Гранулометрические данные. 6. Слоистость (в том числе удельная). 7. Пористость (общая и эффективная). 8. Химический состав, карбонатность, доломитистость. 9. Минеральный состав; состав цемента, его количество. 10. Удельная трещиноватость (в отдельных случаях удельное растяжение). Прожилки залечивания, их объем. 11. Характеристика метаморфизма; типы изменений, их интенсивность (в баллах). 12. Геохимическая характеристика (данные спектрального и других

Свойства основных типов

Наименование пород, состав группы	%	Формы залегания	Минеральный состав
Сланцевая: филлиты, серицитовые, хлоритовые, кварцево-биотитовые и другие флишоиды	80	Мощные толщи	Силикатный с карбонатами. Средние и щелочные
Песчано-конгломератовая; различного состава молассоиды	15	Линзы разных размеров. Мощные толщи	Силикатный; от кислых до основных
Эффузивная: кислые, средние, основные лавы, туфы, туфолавы	—	Линзы, караван разных размеров. Стратифицированы	Силикатный; от кислых до основных
Интрузивная: от кислых до ультраосновных	—	Караван, штоки, дайки разных размеров	Силикатный; от кислых, щелочных до ультраосновных

горных пород

Структуры и текстуры	Пористость	Прочность, кгс/см ²			Упрочнение	Получение
		на разрыв	на сжатие	на орошение		
Массивные, слоистые	Известняки 15—20%; доломиты до 30%	30—80, среднее 50	2—3000, среднее 1000	20	Высокое	Трансляция по спайности, текучесть
Слоистые и тонкослоистые, сланцеватые	Наименьшая	160—300	600—1000	2—3	Значительное	
От тонко- до грубослоистых	Высокая 3—25%	Зависит от цемента 6—80	300—2000, среднее 750	n·10	Отсутствуют	
Порфировая, стекловатая и другие структуры. Массивная, флюидальная текстура	Пористость 0,4—2%. Мелкая трещиноватость обычна	Зависит от состава базиса Среднее 60	1700—4500	20 и более	Отсутствуют	
Зернистые, трещиновидные. Массивные, слабопелосчатые	Низкая, в среднем меньше 1%. Трещиноватость	50—100	1000—4000, среднее 1500	5—10	Проявляются	

Пластичность — хрупкость (ПХ)	Анизотропия	Компетентность	Типичные деформации
Тонкослоистые — течение, гофрировка; ПХ-300—400. Тонкослоистые — изгибание с трещинами; ПХ-250—300. Массивные, мраморы — хрупкие; ПХ-150—250	Зависит от слоистости; небольшая	Высокая. Быстрое прочное заживление трещин	Обособленная деформация отдельных пластов. Складки с течением
Высокая пластичность; изоклинальные складки, микрогофрировка; ПХ-400—500	Наибольшая	Отсутствует. Трещины сливаются	Складки с гофрировками нескольких порядков. Изоклинали. Кливаж
Зависит от цемента; ПХ изменяются от 150 до 400	Большая	Зависит от цемента. Трещины сохраняются	Простые складки с сопряженными разломами
Повышенные жесткость и хрупкость; ПХ-150—200	Существенная	Низкая	Широкие складки. Горсты и грабены
Повышенная хрупкость; ПХ-100—200	Квазиизотропная	Низкая	Разрывные

Разломы	Химическая активность	Типичные изменения	Основные рудные скопления
Сложной формы, с малоэнергичными зонами. Залеченные	Высокая растворимость, замещение, метасоматоз. Осаждение рудных элементов	Скарны, доломиты, мраморы	Руды Pb—Zn, Fe, W, Hg, Sb (особенно в контактовых частях)
Быстро угасают. Проявляются разломы со смещением больше мощности толщ сланцев	Инертны, водонепроницаемы. Экранированы	Роговики, сланцы	Иногда обогащены U, V, Sn, Cu, Ba, Sr, Au и др.
Крупные сложные разломы и трещины. Зоны дробления	Зависит от состава; избирательная	Зависят от состава. Роговики, сланцы, скарны, серицит, хлорит	Обогащение Cu, Sn, Au
Обычны всех масштабов. Обильная трещиноватость	Растет от кислых к основным. Благоприятны для замещения и отложения руд, особенно при повышенной щелочности	Роговики, метаморфизованные сланцы	Разнообразные, чаще халькофилы
Эндокинетическая трещиноватость и крупные разломы хорошо раскрыты	Средняя. Благоприятны для замещения и отложения руд, особенно при повышенной щелочности	Грейзены, амфиболиты, серпентиниты	Разнообразные, чаще литофилы

анализов). 13. Геофизические свойства. 14. Проявления рудной минерализации (состав, интенсивность). 15. Дополнительные сведения: цвет, включения, особенности текстуры. 16. Отношения со смежными породами. 17. Особые свойства: продуктивность фактическая и потенциальная, экранирование, проницаемость, хрупкость, несущая способность, маркирующий горизонт.

Анализ литограммы позволяет разделить толщу на свиты, часто имеющие циклическое строение. Цикличность разрезов представляет характерную черту осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Она выражается в разнообразных изменениях свойств пород, которые и нужно выявить.

Особое внимание следует уделить продуктивным свитам и горизонтам — фактическим и потенциальным. Оруденелые продуктивные горизонты и вмещающие их свиты доставляют информацию для установления состава и относительной значимости рудоконтролирующих факторов — тех свойств пород, которые влияют на локализацию оруденения. Потенциально продуктивные свиты сравниваются с продуктивными для выяснения тех условий, в которых они могут оказаться продуктивными.

Ю. А. Розановым (1952) и его сотрудниками и последователями (Никифоров, 1969 и др.), детально изучавшими физико-механические свойства (эффективная пористость, модуль Юнга, коэффициент Пуассона) вмещающих пород на ряде эндогенных месторождений Средней Азии и других рудных провинций СССР, убедительно показано, что минерализованные породы резко отличаются от неизмененных разностей, однако вопрос о том, каковы были их исходные параметры (до гидротермальных преобразований), не всегда может быть решен однозначно.

Общая характеристика основных типов горных пород. Описанные выше свойства пород позволяют дать их общую характеристику (табл. 6). Каждое свойство описывается одним числом, и эти характеристики остаются постоянными при изменениях системы координат геологического пространства. Такие величины являются скалярами.

Все свойства пород в той или иной мере влияют на возможности отложения (локализации) руд в данной точке геологического пространства. Для целей прогнозирования необходимо изучить их отношение к оруденению: качественно — с помощью математической статистики и пространственно — с помощью карт размещения.

Структурные особенности рудных полей и месторождений зависят не только от перечисленных свойств пород как таковых, но в значительной мере определяются характером сочетания их в разрезе. По строению и виду сочетания в разрезах палеозойских формаций Средней Азии А. В. Королев выделил три группы разрезов — однородные, двучленные и трехчленные, в связи с которыми возникают структуры различных типов. В группе двучленных разрезов наиболее распространены сочетания с пере-

крыванием (или подстиланием) таких пар, как карбонатные — сланцевые, карбонатные — карбонатные с различными механическими и тектоническими свойствами, карбонатные — вулканогенные. В трехчленных обычных сочетания (сверху вниз): вулканогенные — карбонатные — сланцевые, карбонатные — вулканогенные — сланцевые.

При перекрывании хрупких толщ относительно более пластичными в первых возникает блоковая тектоника, а в вышележащих может развиваться интенсивная складчатость. Например, в разрезах Западного Узбекистана грубослоистые и массивные известняки девона, залегающие на мощной толще кислых эффузивов, сминаются в крутые тесно сжатые складки, протягивающиеся на десятки километров. В Кураминском хребте аналогичные известняки среднего палеозоя, залегающие на сланцевой толще палеозоя, на первом этапе тектогенеза вместе с ней подвергались складчатости; на втором этапе после внедрения в сланцы гранитоидных массивов — деформированы с образованием сложной блоковой структуры, вне зависимости от складчатых форм. Соответственно в первом случае сформировалось полиметаллическое рудное поле с преобладанием согласных рудных тел, а во втором — со сложными секущими и контактовыми телами.

Глава 2

ДЕФОРМАЦИИ ПОРОД И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Деформации горных пород происходят под действием различных эндогенных и отчасти экзогенных сил. Эти силы создают напряженное состояние земной коры и вызывают механические перемещения отдельных ее частей. Сила тяжести и создаваемое ею давление в общем направлены отвесно вниз и возрастают с глубиной. Эндогенные силы представляются следствием саморазвития материи Земли, и наряду с радиальными направлениями их действия развиваются также тангенциальные усилия.

Деформации пород могут быть обусловлены растяжением или сжатием вещества. Эти два типа напряжений проявляются в данном направлении одновременно в различных частях земной коры и последовательно в одной и той же ее части. Примером одновременного развития различных по знаку напряжений может служить процесс инверсии подвижных поясов, когда развитие геантклинального поднятия в них сопровождается разрастанием краевых прогибов. Последовательное развитие разных по знаку движений в подвижных поясах фиксируется в смене опусканий поднятиями, что вызывает ритмичность накапливающихся осадков. Деформации сжатия сопровождаются, как

правило, поднятием, а растяжения — опусканием. Поднятие и сжатие, с одной стороны, опускание и растяжение — с другой, соответственно представляют две стороны единого процесса деформации. При этом сила тяжести то суммируется с вертикальной составляющей эндогенных сил, то вычитается из нее.

В условиях сплошной неоднородной среды, какую представляет собой земная кора, характер пластичных и хрупких деформаций, происходящих на глубине, будет несколько иным, чем в условиях земной поверхности, где снято литостатическое давление. Пластичная деформация развивается при течении материала под влиянием внешних усилий без нарушения его сплошности. При этом в земной коре происходит то или иное изменение формы геологических тел, подвергающихся деформации, с некоторым уменьшением, увеличением или сохранением их объема. Хрупкая деформация — это изменение формы тела с нарушением сплошности, сопровождающаяся, как правило, некоторым увеличением общего его объема за счет приоткрываний возникающих трещин. Таким образом, пластические и хрупкие деформации, сменяя друг друга, создают общую деформацию пород.

Типы деформаций, как уже упоминалось, зависят от свойств пород, особенно от степени их однородности или неоднородности. Поэтому типы деформаций квазиизотропных, неоднородных и анизотропных пород существенно различаются. Различаются также задачи и методы изучения деформаций разных типов.

Куб деформаций. Деформации горных пород происходят под воздействием тектонических сил, действующих как вертикально (радиально), так и горизонтально (тангенциально). Анализ возникающих механических деформаций дан в работах А. В. Пэжа (1939), Г. И. Гуревича (1955), Г. Д. Ажгирея (1956), В. М. Крейтера (1956), В. В. Белоусова (1977).

При рассмотрении деформаций горных пород обычно принято оперировать понятием «эллипсоид деформации»; более наглядно, однако, в ряде случаев использовать для этих целей другой способ — отражение характера напряжений в породах и их последующих разрушений на так называемом «кубе деформаций».

Пусть на две противоположные грани элементарного куба породы действуют перпендикулярные им сжимающие силы, а остальные четыре грани свободны от них (одноосное горизонтальное сжатие). Тогда куб деформируется так, что размеры его в направлении давления уменьшатся, а в других двух направлениях соответственно и равномерно увеличатся; куб превратится в призму. Круги, вписанные в квадраты граней куба, при этом также деформируются: на гранях, перпендикулярных давлению, они останутся кругами, но увеличатся в размере; на остальных четырех гранях они превратятся в эллипсы. Соответствующим образом деформируется и шар, вписанный в куб; он превратится в эллипсоид вращения. Если при тех же условиях деформации

две противоположные грани будут заблокированы, то высвобождение напряжений будет возможно только вверх. Деформация куба приведет в этом случае к образованию прямоугольной призмы, а шар превратится в трехосный эллипсоид. При действии на грани куба пары сил, вызывающих скалывающие напряжения, он деформируется в косую призму, у которой горизонтальные и наклонные грани остаются квадратами, а вертикальные становятся параллелепипедами с основанием и высотой, равными стороне куба. При этом вписанный в него шар преобразуется в наклонно ориентированный трехосный эллипсоид.

Характер пластических деформаций можно изображать при помощи сечений эллипсоида (эллипсов), или при помощи четырехугольников (сечений деформированного куба); в последнем случае диагонали или высоты этих четырехугольников по направлению совпадут с осями вписанных в них эллипсов.

При хрупких деформациях изменение формы и объема тела будет происходить путем образования трещин и передвижения по ним разобщенных блоков. Подобные трещины скалывания чаще всего возникают по поверхностям, близким к круговым сечениям эллипсоида. Трещины отрыва (разрыва) естественно образуются в плоскости напряжения, т. е. перпендикулярно к растяжению.

Представление об эллипсоиде деформации облегчает восприятие характера пластических и упругих деформаций и их анализ; вместе с тем этот прием упрощает фактическую картину деформаций. Полевые исследования приводят к однозначному выводу, что ни совокупность упругих и пластических деформаций, ни вся сумма систем трещин при хрупких деформациях не укладываются в ограниченное число критических направлений эллипсоида деформаций. Поиски выхода из этого противоречия привели ряд исследователей к представлениям о многократном изменении направления действующих сил. При этом одни и те же направления осей эллипсоида оказывались то сжатыми, то растянутыми, что в природных условиях далеко не всегда согласуется с общим ходом тектонического процесса.

Причина несоответствия теории эллипсоида деформации природным фактам заключается в ее несовершенстве. Следует помнить, что природные деформации являются объемными, возникающими под одновременным воздействием сил различного направления. Общий случай при тектонических процессах представляет совместное действие тангенциальных и радиальных сил, причем последние направлены снизу вверх. При гравитационном тектогенезе вертикальные силы будут направлены вниз. Если их исключить из рассмотрения, то можно считать, что высвобождение напряженных горных пород будет направлено главным образом к поверхности земли, т. е. вверх. В соответствии с этим расположатся главные оси деформации (рис. 2): ось А — вертикально; вдоль нее происходит, с одной стороны, сжатие пород

под влиянием литостатического давления, а с другой — их подъем и высвобождение; ось *Б* — горизонтальная и будет ориентирована в направлении наибольших сжимающих напряжений; ось *В* (перпендикулярная к оси *Б*) — горизонтальная, т. е. будет ориентирована в направлении относительного растяжения пород.

В плоскости каждой пары осей образуется своя плоская фигура деформации, не сходная с другими. На рис. 2, *а* в плане изображены все главные плоскости деформаций, а на рис. 2, *б* дано их перспективное изображение. В горизонтальной плоско-

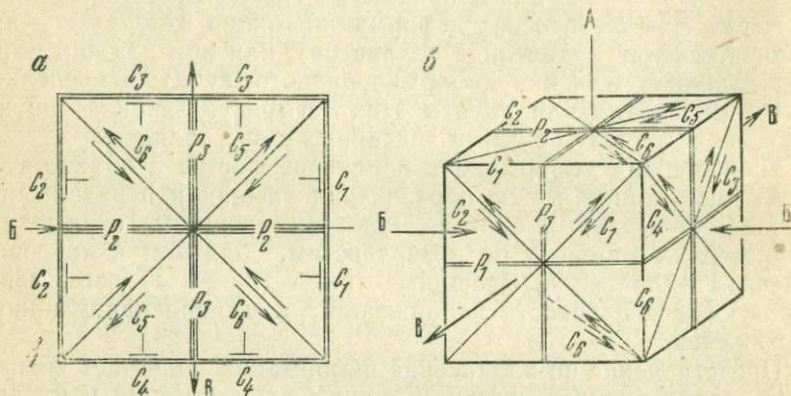


Рис. 2. Основные плоскости деформаций:

а — в плане; *б* — в пространстве. Плоскости: C_1 и C_2 — взброса; C_3 и C_4 — сброса и взброса; C_5 и C_6 — сдвига; P_1 — горизонтального отрыва; P_2 — отрыва; P_3 — сжатия

сти *СВ* происходит сжатие по оси *Б* и растяжение по оси *В*, т. е. движение блоков вдоль оси *В* со сдвиговыми перемещениями по вертикальным плоскостям C_5 и C_6 , ориентированным по диагоналям куба. Кроме того, в вертикальной плоскости, параллельной оси *Б*, могут возникать отрывы P_2 . Вертикальная плоскость *АВ* изображена в перспективе на кубе справа. На ней наблюдается столкновение противоположных тенденций движения, которые реализуются вдоль одних и тех же плоскостей C_3 и C_4 , параллельных оси *Б*. В случае преобладания растяжения вдоль оси *В* по плоскостям C_3 и C_4 развиваются сбросовые перемещения и одновременно возникает отрыв P_2 . В случае же преобладания подъема вдоль оси *А* по плоскостям C_3 и C_4 образуются взбросы. Одновременное дифференциальное развитие взбросовых движений по системам плоскостей C_1C_2 и C_3C_4 приводит к образованию конической поверхности скальвания.

Вдоль вертикальных плоскостей *АВ*, расположенных параллельно оси *Б*, происходит сжатие по оси *Б* и высвобождение вдоль оси *А*, но только вверх; эта плоскость изображена на рис. 2, *б* как лицевая сторона куба. Здесь имеет место выжимание материала вверх вдоль оси *А*, со взбросовыми движениями

по наклонным плоскостям C_1 и C_2 , параллельными оси В; могут возникать также горизонтальные отрывы P_1 . Наконец, в вертикальных плоскостях АВ, параллельных оси В, происходит относительно растяжение вдоль оси В и высвобождение вверх вдоль оси А, а в вертикальной плоскости, перпендикулярной оси В,—сплющивание P_3 .

Таким образом, в напряженном блоке пород имеется девять поверхностей наиболее вероятного направления перемещения материала, а именно: горизонтальная P_1 и вертикальная P_2 плоскости отрывов, вертикальная плоскость сплющивания P_3 , вертикальные диагональные плоскости сдвигов C_5 и C_6 , наклонные параллельные оси В плоскости взбросов C_3 и C_4 , наклонные параллельные оси В плоскости взбросов C_1 и C_2 .

В конкретных условиях геологической среды и деформаций в ней перемещения минеральных масс могут развиваться только по некоторым из этих направлений, а часто — лишь по одному из них. Повторные деформации могут происходить и по другим направлениям. Однако мало вероятен случай проявления в каком-либо блоке пород деформаций по всем девяти плоскостям. Вместе с тем фактически наблюдаемые в породах результаты деформаций, например системы трещин, обычно не укладываются в ограниченное число критических направлений плоской фигуры эллипсоида деформации.

В итоге получаются следующие плоские фигуры деформации. В горизонтальной плоскости ВВ (см. рис. 2, а) это эллипс, который обычно фигурирует во всех построениях. В вертикальной плоскости АВ, при условии высвобождения только вверх, фигура деформаций будет не эллипсом, а овоидом. Верхняя его часть, где происходит деформация, будет эллиптической, нижняя, где окружающая среда создает непреодолимые препятствия для деформаций, — круговой. В вертикальной плоскости АВ фигура деформаций также будет представлять собой овоид, но с иными, чем у овоида плоскости АВ, параметрами. Очевидно, эти три фигуры не могут быть объединены в один трехосный эллипсоид. Однако для иллюстрации деформаций на плоскости в сечениях эллипсоида удобны и поэтому используются при дальнейшем изложении.

Рассматривая различные характерные условия геологической среды (породы), в которой развиваются деформации, нужно учитывать тектонические свойства пород и особенно их изменчивость. С этой точки зрения можно выделить породы, представляющие собой почти изотропную среду (квазиизотропные), затем породы, создающие умеренно неоднородную среду, и породы, создающие анизотропную среду.

В случае квазиизотропной среды развиваются преимущественно хрупкие деформации, использующие все девять главных направлений. Анизотропная геологическая среда характеризуется развитием преимущественно пластических деформаций и

складчатости. В этих условиях рассмотренные главные плоскости перемещения материала также сохраняют свое значение; при этом, очевидно, ось горизонтального сжатия B будет перпендикулярна оси складки. Горизонтальная плоскость отрыва P_1 выявится в приоткрываниях отслоений в осевых частях складок. Вертикальные отрывы, обычно пересекающие складки, соответствуют плоскости P_2 . Вертикальные косые сдвиги и раздвиги появляются в случаях хорошо оформленных складок и соответствуют плоскостям C_5 и C_6 . Наклонные плоскости C_1 и C_2 отвечают положению крыльев складок и направлениям межпластовых скольжений, а также надвиговым перемещениям крыльев. Наклонные плоскости C_3 и C_4 реализуются в волнообразных изгибах оси складки в вертикальном направлении (ундуляции). Наконец, в связи с растяжением пород в осевой части складки возникают вдоль оси еще трещины отрыва P_3 .

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕЛКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Мелкой трещиноватостью горных пород называется совокупность небольших трещин, недоступных для индивидуального картирования. Такие трещины являются важными свидетелями условий развития деформаций горной породы. Они в значительной мере определяют как физические и деформационные свойства породы, так и условия минералообразования (сводные материалы по этому вопросу можно найти в ряде работ — Пэк, 1939; Болк, 1946; Королев, 1951; Елисеев, 1953; Бородаевский и др., 1955; Михайлов, 1956 и др.). Детальное изучение мелкой трещиноватости необходимо для решения различных структурно-геологических задач.

Мелкие трещины в горных породах образуются в результате деформаций при диагенетических превращениях осадочных пород, при остывании и контракции изверженных пород и их последующих изменениях, при тектонических деформациях, минерализационных оседаниях и обрушениях пород и по иным причинам. Нередко эти процессы охватывают значительные объемы горных пород, а иногда развиваются локально. В мелкой трещиноватости фиксируется суммарный их результат.

Полевое изучение мелкой трещиноватости должно проводиться по единой программе.

Для массового замера трещин рекомендуется следующая форма журнала: 1. Номер по порядку. 2. Азимут падения. 3. Угол падения. 4. Ширина разверзания (мощность). 5. Длина трещин. 6. Форма и рельеф стенок. 7. Минеральное заложение.

Для характеристики отдельных систем трещин используется несколько иная схема: 1. Номер или название системы. 2. Эле-

менты залегания системы (средние и пределы колебаний). 3. Оценка достоверности замера. 4. Удельная трещиноватость и частота. 5. Удельное растяжение. 6. Размеры и формы трещин. 7. Генетический тип трещин. 8. Соотношение с другими трещинами.

Геологической позицией точки наблюдений называется ее пространственное положение в горной породе определенного типа и в определенных отношениях к форме и условиям ее залегания. Так, например, точки наблюдений, расположенные вблизи северного или южного контактов интрузивного массива или в центральной его части, находятся в различной геологической позиции; изменение элементов залегания контакта также будет обуславливать разную геологическую позицию, в осадочных породах различные геологические позиции характерны для осевых частей или крыльев складок, зон разломов и т. д.

Замеры элементов залегания производятся обычными приемами. Ширину разверзания трещин можно учитывать упрощенным способом — оценкой как абсолютной (в см), так и относительной (в баллах) мощности их раскрытия. Степень раскрытия крупных (более 1 см по мощности) трещин следует измерять индивидуально.

Форма, размер трещин и рельеф стенок определяются свойствами вмещающей породы и силовым полем, вызвавшим ее деформацию. Как известно, трещины отрыва и скола различаются по форме и рельефу стенок. Выделяются следующие группы трещин: а) прямолинейные, б) слабо изогнутые; в) волнистые, г) ломаные. Волнистые и ломаные формы обычны для трещин отрыва, имеющих очень неровную поверхность — от шероховатой до зубчатой. Трещины сколов и сдвигов, наоборот, характеризуются притертой, иногда с зеркалами и бороздками, в общем довольно ровной поверхностью.

Учет трещин по длине удобно проводить так же, как и по мощности, с помощью их группировки. А. В. Королев выделял следующие группы: I — короткие, менее 0,5 м; II — от 0,5 до 2,0 м; III — от 2,0 до 5,0 м; IV — свыше 5 м.

Размеры и форма трещин зависят не только от механизма образования, но и от состава и структуры породы. Так, в Кураминском хребте (Тянь-Шань) в почти мономинеральных хрупких вторичных кварцитах, образованных за счет интрузивных пород, развились прямолинейные тонкие трещины. Сходные трещины возникли также в кварцевом порфире. В сиенитах появляются разветвления и искривления трещин, вследствие чего узор их мелкой трещиноватости более сложный. В сиенит-диоритах, имеющих полиминеральный состав, трещины быстро изменяются по ширине разверзания, искривляются, часто сопрягаются в пучки, иногда напоминающие структуру конского хвоста.

По составу минерального заполнения трещины разделяются на три группы: I — полые; II — заполненные продуктами разру-

шения вмещающих пород (брекчия, дресва, тектоническая глина и т. п.); III — выполненные продуктами отложения из растворов (их следует разделять по минеральному составу заполнения).

Обычно выделяются системы трещин, т. е. пространственные их совокупности, обладающие одинаковыми или близкими элементами залегания. Опыт статистического изучения мелкой трещиноватости показывает, что элементы залегания трещин подчиняются нормальному закону распределения. Это означает, что наибольшее число трещин данной системы имеет близкие эле-

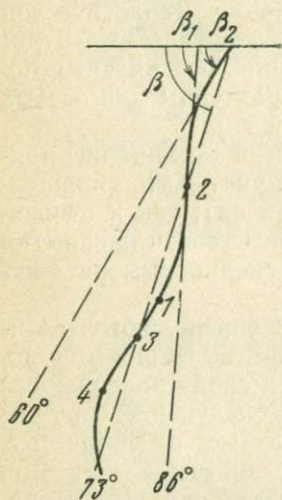


Рис. 3. Схема позиций точек замеров элементов залегания

менты залегания, определяя полюс системы. Постоянно уменьшающееся число трещин имеют все более отклоняющиеся друг от друга элементы залегания, образуя ореол рассеяния вокруг своего полюса, обычно не превышающий 20—25° как по азимутам, так и по углам падения. Описанное свойство мелкой трещиноватости способствует четкому обособлению полюсов трещин при нанесении их на стереографическую сетку.

Оценка достоверности замеров элементов залегания трещин производится при их единичных замерах. Следует различать два вида оценки достоверности качества замеров. Первый представляет достоверность, обусловленную точностью компасного замера. В зависимости от конструкции компаса и навыка измеряющего точность замера колеблется в пределах $\pm (3-5^\circ)$. Так как эта погрешность может иметь разный знак, то она не носит систематического характера и обычно

ее пренебрегают. Второй вид ошибки обусловлен случайностью позиции сделанного замера. Так как всякая геологическая поверхность волниста, то сделанный на ней замер может отклоняться от генерального значения изучаемой поверхности. В зависимости от характера волнистости эти отклонения могут колебаться в пределах от 0 до $\pm (10-15^\circ)$, иногда даже больше (рис. 3) и нередко имеют однозначное направление. Соответственно значительными могут быть ошибки дальнейших геометрических построений. Целесообразно различать позиции общего положения, экстремальных отклонений и случайно совпавшие. Степень достоверности замеров должна определяться в процессе полевой обработки путем: 1) сопоставления фактической линии выхода изучаемой геологической поверхности (разлом, трещина, контакт) с построенной известными методами по данным сделанного случайного замера, 2) сопоставления случайного замера отдельной трещины со средними элементами ее залегания,

определенными по серии компасных замеров в разных позициях.

Удельная трещиноватость является объективным показателем интенсивности массовых деформаций данной породы, обладающей определенными свойствами. Это — число макроскопически видимых трещин, приходящихся на линейный метр обнаженной поверхности породы. При оценке удельной трещиноватости учитываются все трещины, независимо от их систематики. А. Е. Михайлов (1956) для удельной трещиноватости предлагает термин «интенсивность трещиноватости», А. И. Силин-Бекчурин — «модуль трещиноватости», Е. Н. Пермяков (1949) — «удельная густота трещин», а И. Н. Томсон (1962) — «плотность трещин».

Кроме удельной трещиноватости следует различать частоту трещин. Частота характеризует число трещин данной системы, приходящееся на 1 м в направлении вкрест простирания и перпендикулярно падению системы. В некоторых случаях частота может совпадать с удельной трещиноватостью.

Для правильной оценки удельной трещиноватости большое значение имеют выбор направления замера, а также количество этих направлений. В сложнотрещиноватых породах лучше всего измерять удельную трещиноватость в трех направлениях и выводить среднее арифметическое. Выбирать направление замера нужно сообразно с внутренними структурными элементами породы: в слоистой толще или в дайке замеры следует производить по линиям простирания, падения и мощности, в интрузивном массиве — вдоль наибольшего удлинения его оси, линии, ей перпендикулярной, и по вертикали. Для квазизотропных пород с трудноуловимыми структурными элементами можно использовать направления по меридиану, широте и вертикали.

Величина удельной трещиноватости весьма важный (сравнительный) показатель свойств горных пород. Так, например, удельная трещиноватость некоторых гранитоидных пород Кураминского хребта прямо пропорциональна степени раскристаллизации породы и обратно пропорциональна размерам интрузивных тел; в гранодиоритовом плутоне удельная трещиноватость составляет 3—5, несколько выше она в небольшом вытянутом массиве гранит-порфира, еще выше в мощной дайке диоритового порфира и достигает наибольшей величины (30—40) в маломощной дайке диабазового порфирита.

А. А. Богданов (1947) наблюдал изменение удельной трещиноватости, обратно пропорциональное мощности пластов песчаника. Для пластов мощностью 0,6—0,8 м удельная трещиноватость составила 2—3, при мощности 0,3—0,5 м она равна 4—7. В этом же разрезе пласты другого состава — известняки, мергели, аргиллиты — имеют различную, но в общем более высокую, чем в песчаниках, удельную трещиноватость.

В эндогенных месторождениях удельная трещиноватость может быть определенным образом увязана с оруденением. Так, например, в скарново-шеелитовой рудной зоне среди гранитоидов месторождения Чорух-Дайрон В. Н. Петров вычислил, что удельная трещиноватость пород, с которыми связаны богатые промышленные руды, превышает 20, а в рядовых рудах не достигает и 10.

Удельное растяжение является объективным показателем степени разгрузки породы от давления в тот или иной период. Это — процентное отношение объема приоткрываний в трещинах ко всему объему породы; обычно приоткрытые полости заполнены минералами или частицами породы. Необходимо подчеркнуть, что при деформациях больших объемов горных пород в них очень часто возникают приоткрытые трещины, образовавшиеся не только в процессе непосредственного растяжения, но и при сжатии, сопровождающемся боковым высвобождением. Возможность появления таких трещин уменьшается с глубиной.

Для того чтобы определить величину удельного растяжения, нужно знать число и величину разверзания трещин в данном объеме породы. Для этого удельное растяжение замеряется на линейном метре путем подсчета суммарной ширины трещин в сантиметрах. В этом случае также можно применять прием учета ширины трещин путем оценки в баллах. Для полноты характеристики удельного растяжения породы нужно делать замеры в трех направлениях.

Показатель удельного растяжения может быть использован для характеристики оруденения, если трещины заполнены рудным материалом, для оценки водопроницаемости породы и ее устойчивости при проходке выработок, а также для сравнения пород между собой и изучения механизма дислокационных процессов. Так, А. В. Королев изучал удельное растяжение в известняках карбона близ сел. Ургаз в Алмалыкском районе, где известняки слагают синклиналию складку. На ее крыльях суммарный объем тонких карбонатных прожилков, имеющих массовое развитие в породе, колеблется от 2 до 3%, а в осевой части возрастает до 22% с одновременным увеличением удельной трещиноватости. Таким образом, не вызывает сомнений связь мелких трещин с формированием складки.

На меднопорфировом месторождении Алмалык систематически определялось удельное растяжение по оси керн. Вмещающие оруденение изверженные породы подверглись массовому дроблению, а затем были насыщены кварцевыми и сульфидными прожилками; по этим прожилкам среднее минерализованное удельное растяжение определилось в 6%.

Величина активной поверхности взаимодействия породы с раствором имеет значение для развития минеральных новообразований, возникающих как путем заполнения пустот, так и путем замещения. При ослаблении роли процессов метасоматиче-

ского замещения минералы образуются вдоль самой поверхности, и относительный объем их зависит не только от удельной трещиноватости, но и от величины удельного растяжения. При повышенной роли замещения минералообразование происходит главным образом в блоках между трещинами; при этом возможность проникновения растворов от трещин внутрь блоков зависит от размеров активной поверхности. Для изучения подобных явлений необходимо проводить систематическое определение удельных показателей по площади с изображением результатов в изолиниях.

Соотношения трещин имеют значение для выяснения условий трещинных деформаций, характера и направления создавших трещины усилий и взаимоотношения процессов трещино- и минералообразования.

Для систематических записей соотношений трещин удобно каждой системе трещин сразу же присвоить номер или литер. Тогда в графе «соотношения трещин» запись будет простой, например: пересекает трещину «а» или смещает трещину «б» против часовой стрелки и т. п.

Закономерности условий залегания трещин могут быть выяснены методом единичных спорадических замеров систем трещин и методом массовых замеров. Метод спорадических замеров систем трещин обычно применяется при геологическом картировании. Наблюдения трещиноватости производятся на каждом пикете, а точки характерных проявлений трещинной тектоники особо наносятся на карту. При этом особое внимание должно быть уделено выяснению генезиса трещин. Прежде всего трещины нетектонического происхождения должны быть отделены от тектонических, а среди первых — эндогенные от экзогенных. В интрузивных породах обязательно должны быть выделены эндокинетические (Ермаков, 1962) и более поздние тектонические трещины. В осадочных породах устанавливаются соотношения трещин с залеганием пластов. Для успешного применения этого метода необходимо еще в поле интерпретировать системы трещин. Данные соседних пунктов должны быть взаимно увязаны для выяснения закономерностей изменения залегания системы трещин в зависимости от ее геологической позиции. Метод спорадических замеров не требует значительных затрат времени, но его недостатком является неизбежная субъективность в выборе средних элементов залегания систем и в их интерпретации.

Метод массовых замеров трещин применяется для объективного выяснения закономерностей распределения трещин. Массовые замеры — достаточно трудоемкая работа, и поэтому они производятся в исключительных случаях, наиболее важных и характерных по геологической позиции. Для уверенной интерпретации данных массовых замеров необходимо иметь достаточное количество наблюдений. Положение полюса каждой системы трещин четко определяется при помощи 40—60 замеров индивидуальных

трещин этой системы. Чем больше систем трещин намечается в данной точке, тем больше трещин нужно замерить. В обычных условиях необходимо иметь 250—300 замеров.

Фотографии и зарисовки трещин, позволяющие более ярко охарактеризовать их особенности, должны сопровождать как спорадические, так и особенно массовые замеры.

Обработка результатов массовых замеров трещин выполняется различными графическими способами, с помощью диаграмм. Систематический обзор и описание различных способов построения таких диаграмм имеются в работе А. Е. Михайлова (1956). Этот обзор показывает, что из всех способов наибольшей наглядностью обладают круговые диаграммы в изолиниях.

Основой круговой диаграммы в изолиниях служит полярная сетка. Она представляет собой круг диаметром 18 см, в котором проведены радиусы через 5° и концентрические окружности через 5 мм. Эти окружности соответствуют углам падения через интервал 5° (от 90° на внешней окружности до 0° в центре круга). Вдоль окружности по часовой стрелке надписываются азимуты от 0 до 360° .

Для составления круговой диаграммы на полярную сетку (Вульфа, Шмидта и др.) накладывается восковка с обозначенной окружностью и меридианом. Первоначально на эту восковку точками или другими значками наносится положение каждой трещины по ее элементам залегания. Затем определяется частота распределения трещин. Для этого используется метод скользящего статистического окна. В данном случае своеобразие применения этого метода заключается в непостоянстве площади статистического окна в связи с изменением размеров площадок, околтуренных радиусами и окружностями сетки. Поэтому в качестве элемента статистического окна удобно взять сами эти площадки в 5° , а не какие-либо иные геометрические контуры постоянного размера (окружности, квадраты). Размер статистического окна зависит от количества наложенных на диаграмму замеров-точек: чем больше точек, тем меньше может быть взято окно и соответственно точными будут дальнейшие построения. При числе точек, превышающем 300, и отчетливом их расположении в виде нескольких групп размер окна может быть принят в 5° . При числе точек 200—300 и недостаточной отчетливости их размещения следует принять размер окна в 10° . Определение частоты распределения трещин заключается в том, что нужно подсчитать количество точек, расположенных на площади статистического окна, и это число надписать над точкой, поставленной в центре площадки.

Обработка данных массовых замеров трещин заканчивается изображением закономерностей их распределения в изолиниях. Изолинии можно строить на той же восковке; приемы их проведения обычны (с применением простой интерполяции). Значения изолиний удобно выбирать с неравными интервалами, что

позволяет лучше изобразить нужные детали распределения трещин; обычно удобно увеличивать интервал по мере увеличения значения изолиний, выбирая, например, такую шкалу: 1—2—3—5—7—10—15—25—35—50. Выбранные значения изолиний выписываются около диаграммы. С помощью изолиний отчетливо выявляются участки сгущения трещин с расположенными на них точками наибольшего сгущения — полюсами (рис. 4).

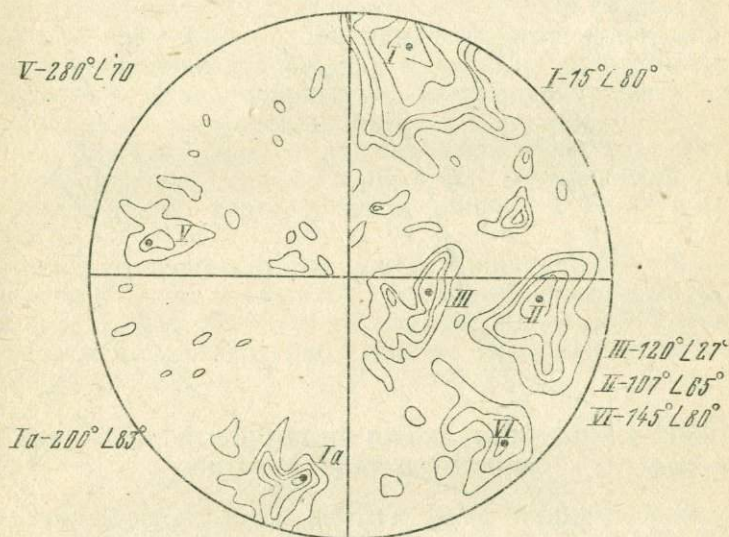


Рис. 4. Изолинии плотности трещин. 300 замеров. Азимуты и углы падения основных шести (I—VI) систем трещин

В заключение обработки замеров обозначаются все полюса и определяются их элементы залегания, которые и будут отвечать средним элементам залегания систем трещин. Кроме того, на диаграмме легко можно определить следующие величины: 1) количество трещин, входящих в каждую систему; 2) рассеивание системы, т. е. пределы отклонений азимутов и углов падения от среднего, и т. д.

Имеется много способов изображения систем трещин на карте (рис. 5), в частности они могут быть изображены стрелками или кружками, в которых нанесены результаты интерпретации замеров.

Для ускорения процесса сбора и обработки данных по изучению мелкой трещиноватости горных пород предложены различные приемы документации с помощью перфокарт. Так, В. В. Овечкин, А. М. Самойлов и А. Д. Швецов (1970) разработали методику документации трещин на специальных дуаль-картах, по-

зволяющих вводить получаемую полевую информацию по характеристике трещин непосредственно в ЭВМ.

За единицу статистической совокупности ими принята трещина, характеризующаяся набором определенных признаков, объединенных в несколько групп (азимут и угол падения, форма трещины и т. д.), в качестве первичного носителя информации

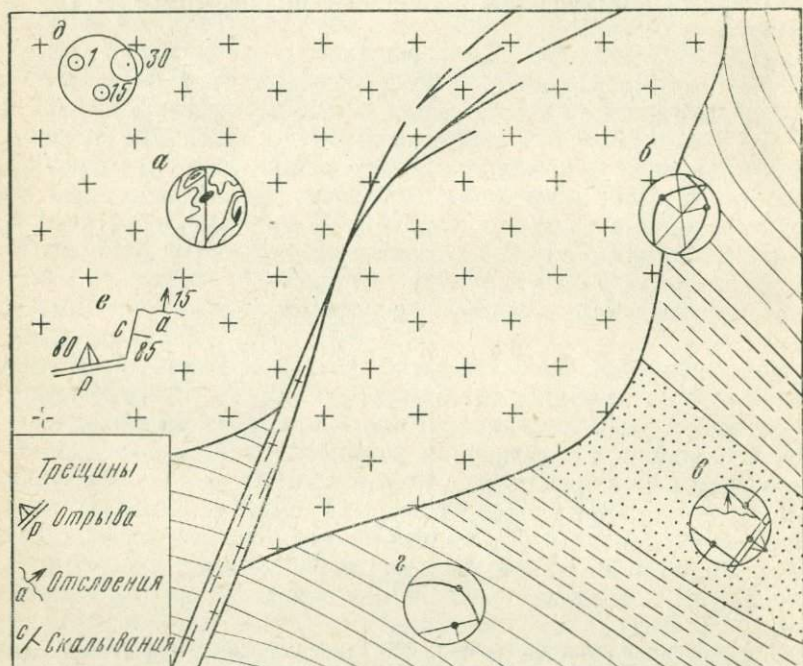


Рис. 5. Разные способы изображения замеров мелкой трещиноватости (пример геологической документации зоны контакта изверженных и осадочных пород):

а — изолиниями; *б* — дугами; *в* — векторами; *г* — комбинированный; *д* — кружками, показывающими частоту трещин на полюсе; *е* — графически, в схематизированном виде.

использована 27-колонная машинная дуаль-перфокарта. Отметка признаков производилась непосредственно на обнажении зачеркиванием гнезд в соответствующих колонках и позициях карты. Нужные гнезда в процессе полевой работы отыскивались достаточно быстро, поскольку частные признаки показаны на макете либо в индексной форме, либо в виде числовых значений. Одна дуаль-карта заводилась на одну трещину. В принципе объем дуаль-карты при соответствующей макетировке лицевой и оборотной сторон позволяет документировать три трещины.

Основная задача обработки информации по мелкой трещиноватости — это установление распределения частот встречаемости трещин в двухмерном поле элементов залегания и нахождение

полюсов, представляющих модальные значения элементов залегания отдельных систем трещин. Частота определялась по десятиградусному статистическому окну.

Полному циклу обработки подвергались отдельные массивы перфокарт по каждой стадии замера трещиноватости, затем — укрупненные массивы по геологически однородным блокам и объединенный массив по рудному полю. Весь цикл машинной обработки состоял из трех последовательных этапов. В первый этап анализировалась вся совокупность трещин из данного массива, во второй — выборки по единичным признакам (например, трещины прямолинейной формы); в третий этап обрабатывались выборки по сочетаниям признаков (например, трещины мощностью более 2 см, выполненные кварцем и пиритом).

Для обработки полевых данных использован комплект счетно-перфорационных машин: перфоратор считывающий ПС-80, перфоратор ПР-80, сортировальная машина С 80-5М и табулятор Т-5М.

Переход на новую форму документации мелкой трещиноватости горных пород и машинную обработку полевых материалов освобождает геолога от весьма непроизводительной и кропотливой работы по составлению большого числа структурных диаграмм.

ТРЕЩИННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В КВАЗИИЗОТРОПНОЙ СРЕДЕ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Квазиизотропными называются такие горные породы, внутренние структурные или текстурные элементы которых не оказывают существенного влияния на характер их деформаций; эти породы обычно обладают относительно однообразным составом, но текстурные их элементы имеют определенную ориентировку. Примером квазиизотропных пород могут служить гранитоидные батолиты. Направление внешних сжимающих их сил обычно ориентировано перпендикулярно удлинению интрузивных тел, а высвобождение материала идет преимущественно вверх. В квазиизотропной среде возникают почти исключительно трещинные деформации. В этих условиях развиваются прежде всего взбросы и надвиги C_1 и C_2 (продольные), затем косые сдвиги C_5 , C_6 и иногда пологие отрывы P_1 .

Разрывные нарушения, представленные надвигами и взбросами (C_1 , C_2), в относительно более пластичных породах круче, в более жестких — положе. Каждая возникающая сколовая трещина развивается в надвиг или взброс. Перемещение блоков происходит при сильном боковом сдавливании (рис. 6). В условиях одностороннего движения масс возникает одна система сколовых трещин и образуются ступенчатые взбросы и надвиги. Усилие может реализоваться в едином большом надвиге или в серии мелких.

Отмечаются характерные признаки надвиговых трещин: 1) форма рельефа трещины — волнистая, 2) простирается соответствующим направлением общей тектонической структуры, 3) падение от пологого до крутого, 4) смещение в основном взбросовое, иногда значительное по амплитуде, 5) притирание стенок трещин и дробление прилегающих пород, 6) приоткрывания трещины — на более пологих участках.

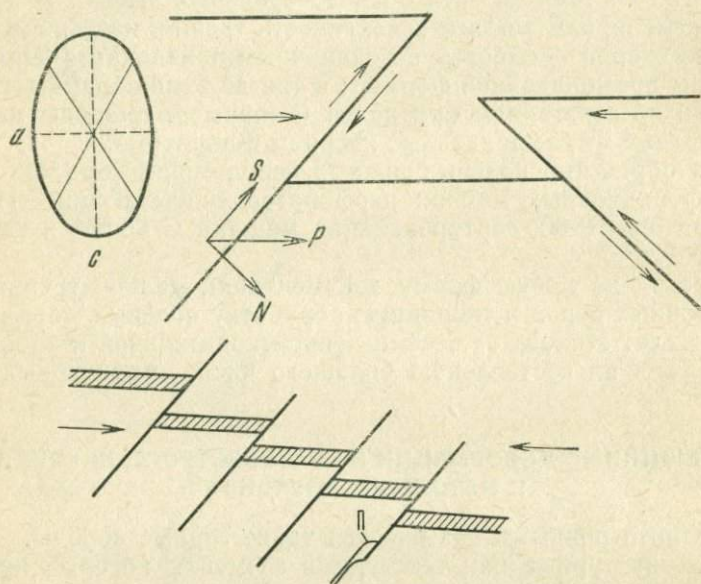


Рис. 6. Трещины скалывания, возникающие при высвобождении пород вверх и приводящие к образованию надвигов

П — приоткрытая часть трещины. Штриховкой выделен маркирующий пласу. Вверху слева — эллипсоид деформации и схема векторов

Глубина заложения трещин обычно тем больше, чем больше смещение по ним. В толщах более крупных пород при небольшом смещении вертикальный размах трещин может ограничиваться только мощностью этих пород.

Надвиги и взбросы глубокого заложения часто имеют значительные глубоких выводных каналов для рудоносных растворов. Сами они редко содержат руды, которые отлагаются главным образом при малых смещениях, способствующих местному приоткрыванию трещин, но не приводящих к истиранию пород, закупоривающих канал тектонической глиной. В сколовых трещинах этого типа в пределах развития одних и тех же пород структурные соотношения выдерживаются на значительных протяжениях, благодаря чему образовавшиеся в них рудные столбы могут быть весьма выдержанными.

При образовании сдвиговых трещин (C_5, C_6) усилия действуют в горизонтальном направлении, а преобладающее высвобождение напряжений направлено по простиранию тектонической структуры. В этих условиях ось сжимающих напряжений (Б) расположится горизонтально и перпендикулярно простиранию общей тектонической структуры, а ось относительного растяжения (В) — параллельно простиранию этой структуры (рис. 7). Трещины сколов с вертикальным падением располагаются косо к направлению сжимающего усилия. Длина трещин сколов ограничена мощностью литологической толщи, в пределах которой они развиваются. Каждая зародившаяся трещина при дальнейшей деформации в процессе разложения усилия будет стремиться к превращению в сдвиг. Сдвиговые трещины благоприятны для местных приоткрываний в искривленных участках и для возникновения зон массового дробления в сопряжениях. Приоткрытые части имеют крутое залегание.

Для сдвиговых трещин характерны следующие признаки: 1) плоский или слабоволнистый рельеф поверхностей, 2) косое (по отношению к общему) простирание, 3) крутое до вертикального падение, 4) сравнительно небольшое смещение и приоткрывание в искривленных участках.

Если в подобных трещинах размещается оруденение, то оно представлено рудными столбами на глубину.

Деформации в неоднородной среде реализуются вдоль уже имеющихся структурных элементов — поверхностей трещин и разломов, контактов пород, поверхностей стратиграфических несогласий и др. Эти элементы непосредственно влияют на характер и развитие деформаций, способствуя локальному изменению ориентировки действующих сил. Для анализа может быть использовано представление о кубе деформаций, но в данном случае одна из главных поверхностей перемещения (C_5, C_6 или C_1, C_2) совпадает с той или иной поверхностью структурной неоднородности. При этом в общем случае куб займет в пространстве наклонное положение.

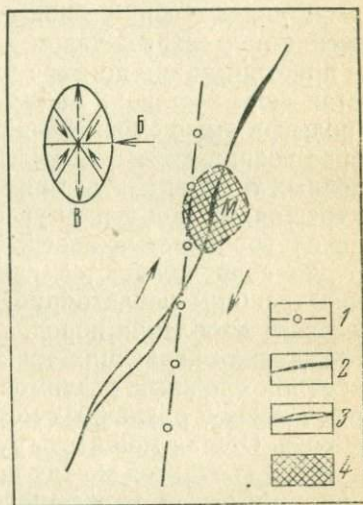


Рис. 7. Трещина скалывания, при высвобождении пород по простиранию приводящая к образованию сдвига (план).

1 — направление основной структуры; 2 — сколовое нарушение; 3 — участок приоткрывания; 4 — закрытый участок (массовое дробление). Вверху слева — эллипсоид деформации. Б — ось сжимающих напряжений; В — ось относительного растяжения

Сдвиговые смещения в условиях обновления трещин имеют большое значение для рудообразования, так как при этом вмещающие породы подвергаются интенсивным деформациям. В хрупкой среде возникают оперяющие трещины отрыва (P_2), особенно легко развивающиеся в более разгруженном всياчем боку. Эти трещины приоткрытые и весьма благоприятные для рудообразования. Характерными признаками оперяющих трещин отрыва являются их тесная связь с основной трещиной и расположение под острым углом к направлению смещения, уменьшение приоткрывания по мере удаления от основной трещины, волнистая форма стенок, независимость величины приоткрывания от рельефа стенок трещины. В пластичной среде в этих условиях скорее возникают трещины скольжения S_6 , оперяющие системы основных трещин S_5 . Для них характерно сопряжение с основными трещинами под тупым углом к направлению смещения и плоские слабоволнистые поверхности; эти трещины закрытые; они нередко сопровождаются глиной трения. Для рудоотложения такие трещины неблагоприятны, но могут послужить причиной массового дробления пород.

Значение оперяющих трещин исключительно велико для образования сложных разломов и мощного развития прожилково-вкрапленных и различных метасоматических руд вдоль основной трещины. Общая мощность рудных тел при этом возрастает. Поверхности контактов между породами с разными тектоническими свойствами имеют то же значение, что и трещины. Перемещения вдоль контактовой поверхности могут осложняться сколовыми и разрывными оперяющими трещинами; они преимущественно развиваются в одной из контактирующих пород, вместе с тем для их возникновения всегда благоприятнее всячий блок.

В природе часто встречается случай совместной деформации пластичных и хрупких пород с образованием поперечных к наслоению трещин отрыва, ориентированных параллельно действующей силе. Условия возникновения этих трещин можно объяснить растягиванием хрупкой породы при соприкосновении с выдавливаемой пластичной.

Из признаков поперечных трещин отрыва наиболее характерный — положение: нормальное к общему простиранию тектонической структуры. Эти трещины имеют крутое или вертикальное падение при волнистом характере стенок. Мощность не зависит от изменений элементов залегания. Смещения отсутствуют или ничтожны при почти полном отсутствии продуктов перетирания. Размеры трещин ограничены шириной блока хрупких пород; трещины группируются в системы, образуя сгущения и разрежения. Трещины этого типа благоприятны для размещения оруденения и перспективны на глубину в пределах заключающей их хрупкой породы.

Рассмотренные условия возникновения поперечных трещин отрыва характерны также для внутренней тектоники гранитоид-

ных интрузивов. В них развиваются поперечные к удлинению интрузива крутопадающие трещины растяжения и отрыва, часто заполненные пегматитовыми жилами и различными эндогенными минеральными образованиями.

ИЗУЧЕНИЕ РУДОНОСНЫХ РАЗЛОМОВ

Разрывные нарушения служат каналами для движения рудообразующих растворов. Основным методом изучения разломов в связи с их ролью рудопроводящих и рудовмещающих структур является картирование. Прежде всего нужно выяснить их отношение к вмещающим породам, величину смещения и глубину заложения. Одновременно выясняется история развития движений, имевших место вдоль изучаемых тектонических нарушений.

Разломы картируются так же, как и другие геологические протяженные элементы. Они прослеживаются или непосредственно или способом поперечных пересечений. В обоих случаях для характеристики разлома в зависимости от геологической обстановки составляются документированные разрезы с учетом приведенных ниже правил расположения документированных пересечений.

Правило рельефа состоит в том, что разрезы располагаются во всех точках перегиба линии разлома в плане. Как известно, эти перегибы образуются в связи с волнистостью рельефа или благодаря изменению элементов залегания разлома.

Правило элементов залегания предусматривает фиксирование документированными разрезами всех существенных изменений элементов залегания. Если в смежных разрезах элементы залегания резко различны, то посередине между ними необходимо провести еще один разрез. Такое сгущение следует повторять до тех пор, пока характер изменения элементов залегания не будет выяснен достаточно детально. Критерием достаточной детальности должна быть взята точность замеров компасом, т.е. 2—5°.

Правило однородности строения и состава заключается в том, что мощность разлома, его строение, состав заполнения, а также вмещающие породы в смежных разрезах должны быть сходными (для уверенной интерполяции между профилями).

По правилу масштаба расстояния между разрезами в большинстве случаев должны быть сходными или доступными для уверенной интерполяции: расстояния между разрезами следует выдерживать в пределах от 1 до 5 см на плане.

Над геологическим профилем одновременно с его составлением строятся графики: 1) удельной трещиноватости и удельного растяжения, 2) интенсивности проявления послемагматических изменений, 3) результатов замеров радиометрического фона, 4) распределения минерализации и т. д.

На геологическом профиле привязывается положение отбираемых образцов, выносятся результаты замеров элементов залегания трещин, контактов, сместителя разлома, жил, даек и т. д. Особое внимание при картировании разломов должно уделяться изучению их окончаний. Это может быть простое затухание с постепенным уменьшением амплитуды, расщепление и превращение в зону трещиноватости, исчезновение в пластичных породах, примыкание к другому разлому, сопряжение или слияние с ним. С этой точки зрения интересны скрытые рудоконтролирующие разломы, выявляемые особыми приемами картирования (Томсон, 1962; Кушнарев, 1977).

В заключение напомним о трех наиболее распространенных ошибках, допускаемых при отстроении разрывных нарушений; на них указывает Г. Д. Ажгирей (1956).

Первая ошибка заключается в проведении разрывов без достаточных к тому оснований. Этой ошибки можно избежать, имея прямые указания на наличие разрыва, как, например, трещины и нарушенные зоны, смещения, дайки и изменения пород, геоморфологические признаки. Следует, однако, иметь в виду, что обнаружение дайки интрузивных пород не обязательно указывает на наличие разрывного нарушения сколько-нибудь значительного масштаба: дайки могут внедряться и в небольшие трещины, раскрывая их под действием магматического давления.

Вторая ошибка касается определения величины и направления смещения по разрыву. Г. Д. Ажгирей рекомендует проверять полученные представления путем реконструкции первоначального расположения и залегания пород.

Третья ошибка состоит в непонимании причин кажущихся неувязок при построении нарушения в различных сечениях. При этом забывают о большой изменчивости величины и направления смещений, морфологии и физического выражения разрывов в зависимости от ориентировки строящихся разрезов.

Важное значение имеет отношение разломов к вмещающим породам. В толщах осадочно-метаморфических и эффузивных пород выделяются разломы секущие, продольные и согласные.

Секущие разломы ориентированы косо или перпендикулярно к простиранию пород. Вследствие этого вдоль разлома на всем его протяжении происходит частая и разнообразная смена пород. Эта смена сопровождается изменениями мощности, строения, состава минерального заполнения, формы поверхности, элементов залегания разлома. В пределах полос примыкания к разлому однородных пород его геологическая характеристика, вероятнее всего, будет постоянной. Эти полосы однородного строения разлома расположатся в соответствии с залеганием вмещающих пород. В секущих разломах однородные полосы будут занимать наклонное положение. Задача изучения разлома состоит в том, чтобы дать характеристику строения каждой та-

кой полосы и показать их размещение на поверхности разлома.

Направление продольных разломов совпадает с простиранием пород. По падению разлома возможны разные сочетания пород. Согласные разломы и перемещения происходят вдоль одного пласта. Они отличаются более однородной характеристикой; протяженность согласных частей разломов относительно невелика.

В интрузивных массивах ориентировка разломов определяется характером контакта с вмещающими породами, а также внутренних структурных элементов интрузива. В общем строение разломов здесь более однородно. Один и тот же разлом может пересекать породы в различных залеганиях, становясь то секущим, то продольным, то согласным.

Роль и значение разломов в эндогенном рудообразовании в значительной мере зависит от глубины их заложения. Критериями глубинности разломов являются их размеры, длительность развития и выполнение (Пейве, 1956). Размеры разломов определяются их протяженностью и величиной смещения. Для суждения о глубине заложения разлома нужно рассмотреть его размеры в соответствии с формой, составом и мощностями формаций, пересекаемых разломами.

Между протяженностью разломов и наибольшей возможной величиной смещения имеется определенная зависимость. Величина смещения редко достигает одной четверти протяженности разломов; чаще она значительно меньше.

Протяженность разломов должна быть признана наиболее важным критерием их глубинности. По-видимому, глубина распространения разломов не может быть больше их протяженности. Для нарушения разломами пластичных пород необходимо, чтобы размеры разлома существенно превосходили их мощность; в противном случае пластическое перераспределение материала в разломе приведет к его погашению. Прочные массивные геологические тела, например батолиты, при тектонических процессах сами являются причиной возникновения разломов; вследствие этого разломы в них затухают.

Длительность развития разломов свидетельствует об их связи с глубинными процессами и перемещениями масс. Поэтому рассматриваемый критерий очень важен при оценке глубинности разломов.

Основные признаки длительности жизни разлома выясняются по фациальным и стратиграфическим соотношениям вмещающих пород. Различия в фациальном облике одновозрастных пород по обе стороны разлома указывают на движение по нему во время формирования этих пород.

Известное значение могут иметь и тектонические критерии. Так, более поздние складки, возникающие в разных блоках пород у разлома, часто не увязываются между собой.

Выполнение разлома магматическими и послемагматическими породами также косвенным путем определяет глубину его заложения. Например, размещение в разломе даек и других магматических тел, особенно основного ряда, свидетельствует о связи его с глубинными очагами.

В морфологической характеристике разломов существенное значение для размещения руд имеют: 1) изменчивость и распределение элементов залегания, 2) строение разлома и 3) распределение сжатых и разгруженных участков.

Изучая распределение элементов залегания разлома, необходимо учитывать, что они могут существенно не совпадать с залеганием самого разлома. Происходит это по той причине, что внутри разлома, особенно сложного, развиваются трещины и частные перемещения сопряженных направлений.

В разломах различаются три группы элементов залегания.

Первую группу составляют элементы залегания основной поверхности разлома. Она характеризуется наибольшим вдоль нее перемещением, отчетливым оформлением, интенсивным динамометаморфизмом. Однако достаточно часты случаи и неотчетливого ее проявления. В этом случае основная поверхность может быть прерывистой, кулисообразной, переходить с лежащего бока на висячий и наоборот. Все элементы залегания основной поверхности будут близки между собой; азимуты падения редко различаются более чем на 30° , углы падения обычно изменяются еще меньше.

Вторую группу составляют элементы залегания второстепенных трещин разлома — оперяющих трещин скальвания и отрыва разных направлений. Их азимуты и углы падения могут сильно отклоняться от основной поверхности, но обязательно имеют с ними известную закономерную связь.

Третью группу элементов залегания таких закономерностей не имеет. К ним относятся залегания слоистости, кливажа, элементов прототектоники боковых пород. Нередко залегание трещин второй группы оказывается искаженным и подчиненным перечисленным элементам.

Надежное изучение элементов залегания разлома обеспечивается способом массовых замеров в характерных позициях и единичных замеров в промежутках между ними. Расположение пунктов наблюдений регулируется перечисленными ранее правилами.

Строение разломов может быть самым разнообразным; оно определяется типами и взаимным расположением трещин, образующих разлом (Кушнарев, 1977). Когда изверженные породы залегают в разломе в виде даек или штоков, они лишь подчеркивают его. Но иногда в больших разломах размещаются крупные удлиненные интрузивные тела. Они имеют интрузивные контакты с вмещающими породами и как бы поглощают разлом. По-видимому, в отличие от даек, обычно являющихся продукта-

ми внедрения, эти штоки возникают частично в результате магматического замещения. Подобные соотношения показаны на рис. 8. Баштавакский разлом в Кураминском хребте возник еще в каледонскую орогеническую эпоху и развивается до настоящего времени. На схеме показан шток варисских гранитоидов, внедрившийся в зону разлома.

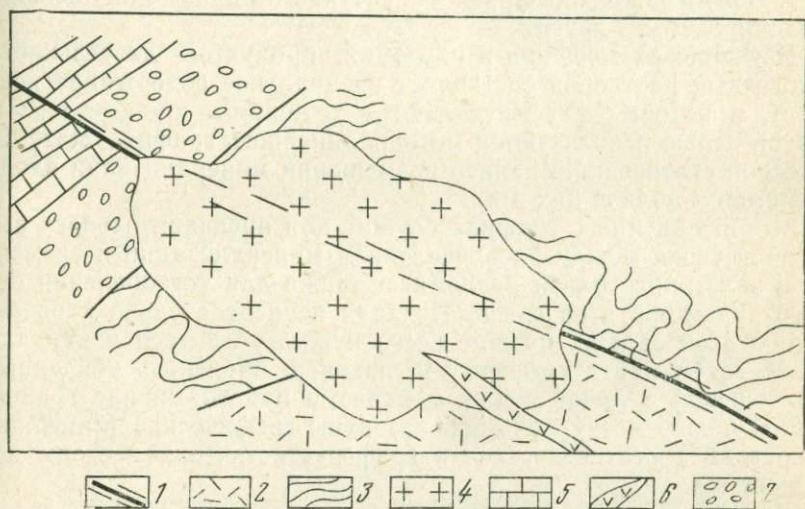


Рис. 8. Схема геологического строения части Баштавакского разлома:
 1 — Баштавакский разлом; 2 — эффузивы верхнего палеозоя; 3 — сланцы нижнего палеозоя, 4 — гранитоиды; 5 — породы среднего палеозоя, 6 — дайка; 7 — конгломераты

Таким образом, один и тот же разлом в разных своих частях может иметь разное (то простое, то сложное) строение, а местами может проявляться весьма слабо. Поэтому даже исчезновение признаков разлома (например, в неблагоприятных породах) не может служить исчерпывающим доказательством его полного затухания на глубине.

Трещиноватость сопровождает разломы на всем их протяжении, но распределяется неравномерно; в сжатых участках разлома возникают единичные трещины, а в разгруженных образуются мощные зоны брекчирования и мелкой трещиноватости. Трещиноватость не только развивается внутри зоны разлома, но и поражает прилегающие блоки пород. Однако брекчированные и трещиноватые зоны в этих двух различных позициях размещаются в разных планах. Трещиноватость блоков пород, прилегающих к разлому, зависит, конечно, от свойств этих пород, но при прочих равных условиях она определяется характером движений пород в блоках.

Все разломы по характеру их окончания разделяются на неограниченные, полуограниченные и ограниченные. Неограниченные разломы свободно затухают в результате постепенного уменьшения величины смещения (и количества движения) под влиянием смены пород или ослабления усилий. Ограниченные разломы с обеих сторон упираются в другие разломы (иногда контакты), благодаря чему величина смещения по ним не затухает. Полуограниченные разломы затухают в одном направлении и блокированы в другом.

Изучение размещения в разломах продуктов деятельности эндогенных растворов составляет специальное содержание всех работ, в которых рассматриваются трещинные рудные жилы. С этой целью используются методы линейного графика, математической статистики, анализа размещения минерализации вдоль разломов и вблизи них и др.

Метод линейного графика служит для предварительного выявления связи между распределением минерализации и элементами залегания граней разлома, а также для установления общего характера этой связи. Подходя последовательно к разрешению этой задачи, прежде всего нужно убедиться в наличии связи, затем найти ее форму и, наконец, объяснить найденные соотношения с точки зрения механизма приоткрывания граней. С этой целью могут быть использованы графические (линейные и круговые) статистические и графостатистические методы исследования.

Для быстрого предварительного установления наличия связи между залеганием и минерализацией служит метод составления линейного графика. Нужно иметь геологический план разлома с данными опробования; желательно также построить проекции его поверхности в изолонгах. На проекции или на плане разлом разделяется на участки однородного залегания (грани), и для этих участков вычисляются средние взвешенные характеристики минерализации.

На рис. 9 изображен случай полной обратной зависимости между анализируемыми элементами: изменение азимута от широтного до меридионального сопровождается уменьшением угла падения; совместное их уменьшение сопровождается увеличением метропроцентов. Последние имеют на всех участках кривые одного наклона, противоположного наклону элементов залегания. Если принять южное падение граней, то приоткрытыми будут те из них, которые имеют более меридиональное простирание и более пологое падение; это указывает на движение пород всякого бока вверх и к востоку относительно лежащего, т. е. сбросо-сдвиговое движение. Приведенный случай взаимоотношений кривых графика возможен только для двугранно-коробленной или гофрированной поверхности. Любое усложнение этой структуры приведет к иным соотношениям кривых на графике.

Структурные осложнения приводят к формированию в разломах трехгранно- и четырехгранно-коробленных поверхностей, грани которых имеют азимут простираия трех групп: наибольшие, средние и наименьшие. В общем случае ребра таких граней не горизонтальны или вертикальны, а наклонны. Линия выхода разлома на поверхность вскрывает различные грани. Грани наибольшего азимута обладают самыми крутыми углами падения, а среднего — самыми пологими. Наиболее приоткрытыми являются грани с наименьшими азимутами и средними углами падения. Грани с наибольшими азимутами и углами падения будут опорными.

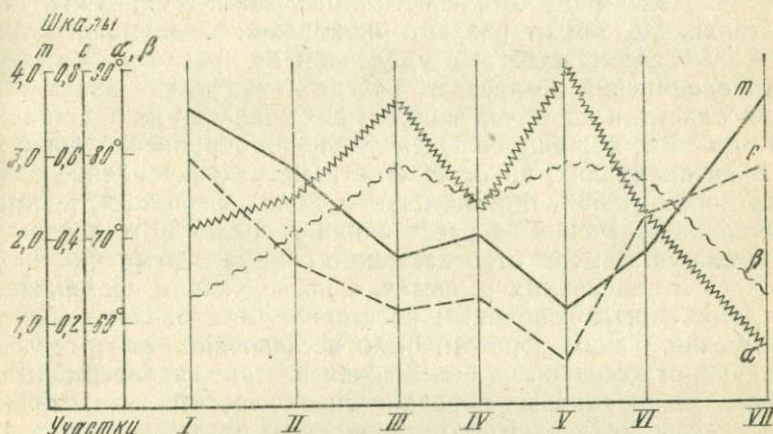


Рис. 9. Линейный график зависимости интенсивности минерализации от элементов залегания разлома:
 α — азимут простираия; β — угол падения; γ — мощность (в м); δ — содержание (в %)

Метод линейного графика позволяет сделать предварительные выводы о форме структурной поверхности. Только в случае двугранно-коробленной поверхности будет существовать линейная форма связи между элементами залегания и минерализацией; в остальных случаях эта связь будет нелинейной.

В случаях нелинейной связи рекомендуется использовать для выяснения характера связи параметров оруденения с элементами залегания те же стереографические сетки, что и для обработки данных по мелкой трещиноватости. В этом случае положение грани отмечается на проекции точкой, у которой приписывается значение того или другого параметра. Затем методом статистического окна проводится сглаживание, и результаты в поле элементов залегания изображаются в изолиниях. По их поведению можно сделать вывод о характере связи параметров оруденения с элементами залегания.

Изучение изменений вмещающих пород вдоль зон разломов осуществляется в ходе их картирования.

Сочленение разломов с продуктивными пластами создает комбинированные структуры, благоприятные для формирования минеральных тел Т-образного и Г-образного сечений. К ним относятся, например, так называемые «шпоры» в месторождении Бендиго. Однако в большинстве случаев сами разломы практически безрудны. Интерес представляет выяснение закономерностей распределения оруденения в зависимости от расстояния до разлома.

В Хайдаркане гидротермальное окремнение пласта известняков, предшествовавшее оруденению, имеет почти одинаковое распространение в синклиналиях и антиклиналиях, одновременно находясь в зависимости от близости к разломам. В синклиналиях на расстоянии до 5 м от разлома окремнение захватывает около половины объема пласта; с удалением от разлома интенсивность окремнения возрастает, иногда захватывая почти весь объем пласта, и достигает наибольших значений на расстояниях от 10 до 25 м; при еще большем удалении окремнение ослабевает. В антиклиналиях, на первых пяти метрах окремнение также не превосходит 50% объема пласта, затем возрастает, достигая наибольших значений на расстояниях от 10 до 30 м, после чего уменьшается. Замеры относительного объема окремнения производились в поперечных разрезах, с последующим составлением диаграмм в осях координат: расстояние от разлома — объем окремнения. Таким образом, было исследовано распределение киновари, отложенной на более позднем этапе гидротермального процесса в окремненных породах. Оказалось, что интенсивность оруденения с удалением от питавшего его разлома сначала возрастает, достигая наиболее высоких значений на интервалах от 10 до 35 м — для синклиналей и от 5 до 15 м — для антиклиналей, а затем уменьшается. Известны в Хайдаркане, однако, и случаи локализации оруденения непосредственно вдоль зон рудоподводящего разлома (Кара-Арчинский взбросо-надвиг; С. А. Айрапетян, 1978 г.).

В раздробленных и оруденелых блоках между двумя сближенными параллельными разломами следует выяснить те поперечные разломы блоков, при которых они приобретают промышленное оруденение. В наблюдавшихся случаях интервалы между разломами колеблются от 2 до 10 м. При увеличении расстояния между трещинами дробление прекращается.

В клинообразных блоках между трещинами массовое дробление и промышленное оруденение развиваются только до определенного значения ширины блока между двумя трещинами. Это расстояние и необходимо выяснить, последовательно изучая зависимость метропроцентов оруденения от ширины клинообразного блока. Элементы залегания трещин дают возможность определить склонение рудного тела вдоль ребра пересечения трещин, образующих клинообразный блок.

Пересечения трещин могут анализироваться теми же метода-

ми. Массовое дробление в них чаще всего развивается в блоке, составляющем висячий бок по отношению к обоим пересекающимся трещинам, а склонение рудных тел определяется линией этого пересечения.

СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В АНИЗОТРОПНОЙ СРЕДЕ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В анизотропной среде широко развиты деформации изгиба, хотя значение разрывных деформаций также велико. Среди складок выделяются следующие разновидности: складки изгиба с концентрическим скольжением, складки скалывания, складки послонного течения, диапировые складки (Ажгирей, 1956); основное значение для размещения оруденения имеют складки изгиба. Особый интерес вызывают пустоты и трещины, возникающие в процессе складкообразования.

В складчатых деформациях пластичные, хрупкие и компетентные породы проявляют себя по-разному. Пластичные породы при изгибе испытывают течение без разрывов сплошности, хрупкие подвергаются изгибу с нарушением сплошности. Несущие породы образуют своды без разрывов сплошности вследствие залечивания.

Образование складок в жестких породах сопровождается развитием трещиноватости. При продольном изгибе в одной плоскости возникает концентрический тип складок, не сопровождающийся изменением мощностей пластов. Индивидуализированные пласты имеют возможность скользить друг по другу. В верхней части у каждого пласта появляется зона растяжения, в нижней — зона сжатия, разделяемые нейтральным участком. В целом антиклинальная часть растянута, а синклиальная сжата. В результате в концентрических складках возникают трещины трех типов: 1) трещины скольжения по наслоению — C_3 и C_4 , более всего развитые в крыльях складок; 2) трещины растяжения при изгибе — P_3 , располагающиеся на выпуклой стороне изгиба пласта вблизи осевых частей складок, и 3) поперечные трещины отрыва — P_2 , представляющие результат высвобождения напряжений по простиранию.

При опрокидывании складок на крутых их крыльях развиваются взбросы, которые частично используют ранее возникшие трещины растяжения P_3 . Они также соответствуют сколовым поверхностям C_3 или C_4 , но идут не по наслоению, а пересекают слои, образуя воздымающиеся клинья. Воздымания и погружения осей могут вызывать растяжение и сжатие складок по простиранию, что приводит к образованию трещин C_1 и C_2 или C_5 и C_6 . Трещины C_5 и C_6 со сдвиговыми перемещениями возникают преимущественно при растяжении.

При образовании складок в результате поперечного изгиба слои находятся в растянутом состоянии. Зоны сжатия отсутству-

ют; для антиклиналей можно различать лишь более растянутые (верхние) и менее растянутые (нижние) зоны слоев. Эти условия наиболее благоприятны для развития систем трещин C_3 и C_4 со сбросовым перемещением по ним. Клинообразные блоки, образуемые встречными трещинами, опускаются, компенсируя растяжение складки.

В периоды опусканий и эффузивной деятельности в относительно жестких породах возникают структуры поперечного изгиба. Характерно при этом, что в осевых частях опусканий образуются трещины растяжения при изгибе, расширяющиеся кверху и последовательно заполняемые дайками, представляющими корни излияний лав. Таким образом, возникают пояса порфиритовых и других даек. Мощности отдельных даек выдержаны на значительных протяжениях и не зависят от рельефа поверхности вмещающих их трещин, что типично для условий нормального приоткрывания при отрыве. Эти дайки размещаются в продольных трещинах отрыва по направлению P_2 . Подобные трещины могут иногда иметь большое значение для рудо-локализации.

Складки в пластичных породах возникают при продольном и поперечном изгибах и имеют разный характер. При продольном изгибе часто образуются «подобные» складки. В них происходит течение материала из сжатых крыльев в осевые части, разгруженные от бокового давления. Обычно в этих условиях развивается кливаж, ориентированный параллельно осевой плоскости складки.

При поперечном изгибе образуются субсингенетичные складки поднятия с уменьшением мощности пластов в сводах антиклиналей.

Для возникновения структурных пустот и трещин в пластичных породах условия не особенно благоприятны. Однако если между пластичными свитами имеются пласты хрупких пород, то в них могут возникнуть деформированные участки повышенной проницаемости.

При изучении складчатых структур с точки зрения размещенных в них руд требуется установить форму и строение складки, выяснить условия ее образования, наметить место минералообразования по отношению ко времени формирования складки и выявить структурные закономерности размещения руд. Все эти задачи решаются методами геологического картирования и сопровождающих его структурных построений.

Исследование вопроса о значении формы складок для размещения оруденения состоит в том, чтобы изучить распределение в складке отслоений, трещиноватости и других нарушений. Изучаются отдельно продуктивные пласты, а затем и породы складок в целом.

Выяснение относительного значения антиклинальных и синклинальных складок как локализаторов оруденения может вы-

полняться с помощью отдельного учета запасов в них, а в ряде случаев — сопоставлением средних содержаний как характеристик интенсивности оруденения.

Распределение ослабленных зон и приоткрытых участков зависит от механизма образования складок. Рассмотрим, например, антиклинальные складки в относительно пластичных породах, созданные тангенциальными силами. В них происходит пластическое течение вещества от сжатых крыльев к осевым частям складки. Если складка сложена разнородными пластами, то в относительно разгруженных частях складок в горизонтах будут возникать ослабленные, приоткрытые участки.

В зависимости от формы складок оруденение будет локализоваться в различных их частях, чаще всего в сводовых. В пластах сундучных складок и куполов оруденение размещается на переходах от крутых крыльев к широкому своду; благоприятных условий для проникновения растворов в сводовую часть здесь не возникает. В асимметричных и опрокинутых складках необходимо знать сравнительную характеристику рудоносности их крыльев, находящихся в различных геологических позициях. В брахитектонических формах особенно следует отметить периклинальные окончания складок. Так, периклинальные части антиклиналей находятся в наиболее выгодном положении в отношении разгрузки от давления, поэтому они чаще всего несут оруденение.

Складчатые формы различных порядков и связанные с ними разрывы имеют неодинаковое значение для размещения руд. Порядок складчатых форм определяется тем, что подчиненные складки закономерно размещаются по отношению к структурам основных складок. К складкам первого порядка относятся антиклинории и синклинории, т. е. такие деформации, которые охватывают весь комплекс пород района. Складки второго порядка охватывают целые формации; в них обычно наблюдаются смены фаций, вызванные синороженным накоплением осадков. В ядрах складок первого и второго порядков часто размещаются интрузивные тела типа батолитов.

Далее идут структуры более низких порядков. Так, в известняково-сланцевой толще хр. Ишметау кроме главного антиклинория выделяются еще четыре порядка складок (рис. 10). Складки третьего порядка длиной до 2,5 км простираются под острым углом к предыдущим; они охватывают несколько литологически разнородных толщ разреза, имеющих мощность в несколько сот метров. К четвертому порядку относятся складки, развитые на крыльях складок третьего порядка. Ширина их — расстояние между двумя одноименными осями складок 15—80 м, длина — несколько сот метров. Еще более мелкие складки отнесены к складкам пятого порядка. Они представляют собой структуры, фиксирующиеся пластами, литологически обособленными относительно более пластичных пород: тонкослоистых известняков и

сланцев. Развиваются на крыльях складок третьего и четвертого порядков и часто имеют одинаковое с ними простирание или связаны с крупными разрывными нарушениями. Наконец, шестой порядок составляют самые мелкие складки шириной в несколько метров, захватывающие отдельные слои наиболее пластичных пород.

Складки первого и второго порядков контролируют размещение рудных полей; часто именно от них зависят условия проявления основных рудовмещающих структур. Отчетливо устанавливается связь оруденения со структурами третьего порядка,

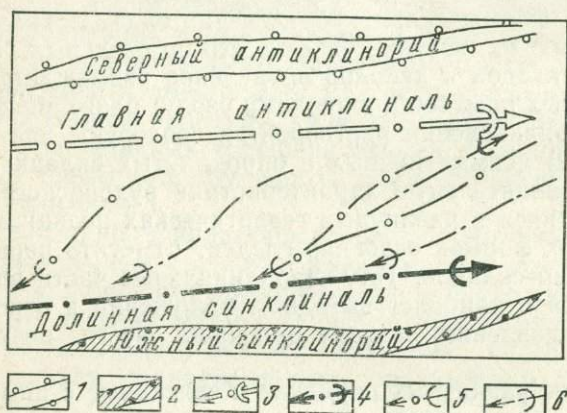


Рис. 10. Схема расположения осей складок различного порядка в хр. Ишметая:

1, 2 — антиклинали и синклинали первого порядка; 3, 4 — структуры второго порядка; 5, 6 — антиклинали и синклинали третьего порядка

так как к ним приурочены отдельные рудные участки. Структуры четвертого порядка определяют размещение промышленных рудных тел. Наконец, структуры пятого и шестого порядков вызывают неравномерность размещения руд внутри рудных тел.

Выяснение перспективных для размещения оруденения размеров складок проводится для отдельных продуктивных пластов. Свойства пластов отчасти зависят от степени их искривления при изгибе. Этот фактор учитывается количественно по данным систематических поперечных разрезов. Измерение радиусов изгиба для антиклинальных и синклиналиных складок производится путем простейших геометрических построений. Одновременно с замерами радиусов определяются площади оруденения и содержания металлов.

Для совместного анализа размещения оруденения в системах складок различных форм и размеров нельзя ограничиваться подбором данных только по разрезам. В этом случае необходим структурный план с нанесенным на нем распределением оруденения по площади. При рассмотрении такого плана устанавливаются те же закономерности, что и в разрезах, но план позволяет подходить к решению задач на основе более широких пространственных соотношений.

Возможность проникновения гидротермальных растворов в значительной мере определяется деформациями горных пород. В слоистых стратифицированных толщах важным показателем деформаций является дислоцированность пород. Для выяснения оптимальных условий проявления факторов локализации в пределах каждого однородного участка путем анализа структурной карты в изогипсах маркирующего горизонта выявляется наибольшая амплитуда вертикального смещения горизонта на крыльях складок. Кроме того, в каждом геологически однородном участке определяется амплитуда перемещения пород по сбросам и взбросам и величина вертикального перемещения по надвигам. Сложение этих показателей дает суммарную амплитуду перемещений пород по всем разломам участка. Отношение суммы перемещений по разломам к ширине участка является показателем степени дислоцированности пород, связанной с разломами. Показатели общей дислоцированности, определенные таким способом для всех однородных участков, могут колебаться в широких пределах — от 4,50 до 0,10. Наиболее часто встречаются значения от 2,50 до 0,90.

В основу определения показателя пластичности толщ положена методика вычисления пластичности — хрупкости пород. Совместный анализ показателей относительной пластичности толщ и их дислоцированности позволяет выделять на глубинных разрезах однородные участки, характеризующиеся каждый своим интервалом значений этих показателей.

Сопоставление показателей пластичности и дислоцированности на карте размещения геологически однородных участков показывает, что определенному значению пластичности литологических комплексов, как правило, соответствует определенная степень их дислоцированности. Влияние складчатых и разрывных дислокаций на суммарную величину дислоцированности участков, как правило, неравноценно из-за различий тектонической обстановки и соотношений в разрезе мощностей разных литологических комплексов. Иной характер дислоцированности имеют участки, сложенные породами с контрастными тектоническими свойствами. В хрупких породах (роговики, листовениты и др.) разрывные дислокации почти всегда преобладают над складчатыми, в высокопластичных (сланцы, серпентиниты и др.) наблюдаются обратные соотношения. Таким образом, геологическая карта может быть районирована по признаку однородной дислоцированности.

Движение рудообразующих растворов сквозь толщи осадочных пород возможно, как это уже неоднократно подчеркивалось, главным образом благодаря трещинным деформациям. Эти деформации закономерно связаны с развитием и морфологией складок; размещение разрывных и трещинных деформаций в теле складок в какой-то мере определяет и распределение минеральных новообразований.

Для систематического описания каждой складки удобно пользоваться программой, приведенной ниже.

1. Номер по карте и по каталогу или принятое название складки.
2. Местоположение складки.
3. Состав пород, слагающих складку. Основные стратиграфические и литологические соотношения пород в разных ее частях.
4. Морфология складки; порядок складки; длина прослеженная и предполагаемая; падение крыльев в характерных участках разреза. Поведение оси: главные участки воздымания и погружения, наклоны осевой плоскости; окончания складки.
5. Осложнения складчатыми формами других порядков; морфология и положение осложнений.
6. Проявления отслоений: скольжения, отставания и дробления пластов; их размещение.
7. Мелкая трещиноватость в разных породах; ее выражение, интенсивность, залегание и распределение в зависимости от геологических позиций. Трещины кливажа, их связь с составом пород и формой складки.
8. Размещение интрузивных тел в связи с составом вмещающих их пород и формами складок.
9. Разрывные нарушения; их связь с формой и составом пород складки; внутрисластовые крупные трещины.
10. Проявления термального, динамического и послемагматического метаморфизма; их связь с составом пород, формой складки, интрузивными телами и разрывными нарушениями.
11. Проявления оруденения; их зависимость от перечисленных в п. 10 факторов. Минеральный состав руд и стадийность минералообразования. Положение фактически и потенциально рудоносных пластов.
12. Поверхностное выражение складки, ее влияние на формы рельефа.
13. Возраст складки и механизм ее формирования.
14. Условия образования складки; глубина формирования от земной поверхности, направление движения горных масс, возникновение осложнений более мелкими складчатыми формами и разрывными нарушениями, размещение интрузивных пород. Положение рудообразования в общей схеме развития складки.
15. Связь с другими складками и роль в общей тектонике района.

ДЕФОРМАЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Магматические расплавы и интрузивные магматические тела создаются в результате тектонических деформаций, облегчающих их движение в горных породах. В этом смысле все интрузивные тела представляют образования синтетектонические. Таким образом, чем интенсивнее тектонические движения, тем легче развивается интрузивный процесс. Интрузивные тела представляют собой показатели интенсивности тектонических движений, не менее важные, чем складки, разломы или трещиноватость.

Интрузивные тела как синтетектонические образования оказывают большое влияние на распределение гидротермальных месторождений, которые размещаются в периферических и апикальных частях интрузивов. В зависимости от элементов их внутренней тектоники гидротермальные месторождения развиваются в контактных зонах батолитов и штоков или следуют вдоль даек,

образуя большую и важную группу контактовых месторождений. Внедрение магмы происходит при участии наиболее высокотемпературных и химически активных растворов, энергичная деятельность которых и способность к продвижению широким фронтом нередко сильно затемняют признаки зависимости размещения интрузивов от более ранних или одновременных с ними деформаций.

Выделяются два типа магматических интрузивных пород. Одни представляют результат магматического замещения, не достигшего стадии полного расплавления, другие — продукт кристаллизации магматического расплава. Разделяя эти два типа, необходимо подчеркнуть их единство в качестве сменяющих друг друга продуктов магматического процесса. Магматическое замещение может происходить не только на больших глубинах, но и в гипабиссальных условиях. Условия размещения интрузивных пород типа магматического замещения и типа затвердевания расплавов различны.

К главным факторам, контролирующим размещение интрузивных тел, относятся состав и свойства вмещающих пород, деформации этих пород (складки, разломы и мелкая трещиноватость), более ранние интрузивные тела, а также геологическая позиция, в которой происходит развитие интрузивного тела.

Высокая температура и химическая активность сквозьмагматических растворов обуславливают их особенно высокую проникающую способность, что позволяет им замещать породы любого состава и структуры. Замещение (а затем и расплавление) происходит с различной скоростью и имеет избирательный характер, связанный с составом и свойствами исходных пород. В общем случае скорость процесса зависит еще от глубины его развития.

На небольших глубинах карбонатные и силикатные породы по-разному относятся к магматическому замещению. Карбонатные породы, несмотря на их высокую химическую активность, оказываются более устойчивыми, чем силикатные. Так, например, в Койташском рудном поле свита среднекарбонатовых известняков, находящаяся среди сланцев, задерживает развитие магматического процесса, как бы экранируя его. Подстилающая песчано-сланцевая толща легко ассимилируется. В Кармазарском рудном районе (Тянь-Шань) мощные известняки среднего палеозоя налегают на сланцевую толщу силура и сами после размыва покрываются эффузивной толщей верхнего палеозоя. В осевой части главной антиклинали разместился среднекарбонатовый гранодиоритовый плутон. Почти повсюду сланцы замещены и ассимилированы гранодиоритовой магмой, вплоть до покрывающих известняков, и известняки образуют как бы «прокладку» между интрузивом и эффузивными породами. Эта прокладка мощностью от 3—5 до 500—700 м задержала распространение гранодиоритов. Причины этих закономерностей, по-

видимому, объясняются различной теплопроводностью карбонатных и силикатных пород.

Силикатные осадочно-метаморфические породы также подвергаются магматическому замещению в избирательном порядке. Во флишеидных толщах легкопроницаемые и обогащенные кремнеземом песчаники в первую очередь подвергаются заме-

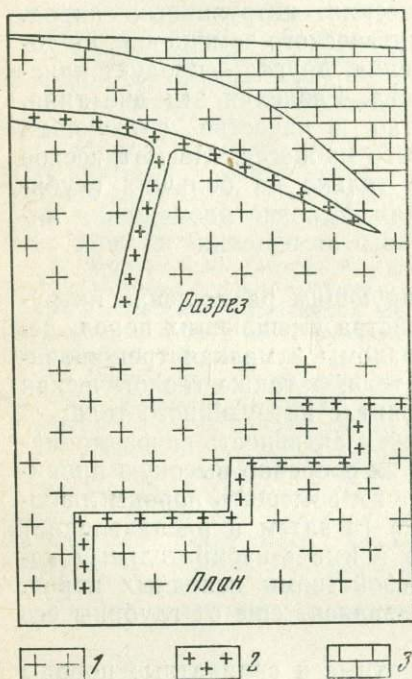


Рис. 11. Дайка лейкократового гранита в гранодиоритах месторождения Ингичке:

1 — гранодиориты; 2 — лейкократовые граниты; 3 — известняки

ской отдельности. Таким путем образуются Г- и Т-образные дайки (рис. 11).

В других случаях инъекции проходят попеременно вдоль продольных и поперечных трещин гранодиорита, слагая угловатые в плане, крутопадающие дайки. Направление поперечных трещин особенно часто оказывается благоприятным для размещения более поздних аплитовых и пегматитовых жил и даек; иногда в них появляются двукратные и многократные дайки одинакового или различного состава.

Периферические, апикальные, килевые части, искривленные участки боковых ограничений и вытянутых батолитовых тел наи-

зещению магматическим материалом, в то время как более богатые глиноземом и непроницаемые сланцевые прослои остаются незамещенными. Так возникают мигматиты, в которых граниты тонко переслаиваются с метаморфическими сланцами, образуя характерные текстуры. Компетентные породы создают участки ослабленного давления, в которые проникают сквозьмагматические растворы и магматические расплавы, создающие силлы и факолиты.

В размещении интрузивных тел решающее значение имеют морфология и внутренняя тектоника вмещающих их ранних интрузивов. Так, дайки часто локализируются вдоль прототектонических трещин. В районе Ингичке (УзССР) в гранодиоритовом плутоне более поздние аляскитовые граниты образуют крутые дайки широтного простирания по продольным трещинам. От последних они распространяются по очень пологим трещинам перифериче-

более благоприятны для размещения различных более поздних интрузий. Повторные разрывы образуются также вдоль провесов кровли и удлинённых скиалитов.

Вопросы методики изучения морфогенезиса интрузивных тел разработали и описали ряд исследователей (Г. Клоос, А. А. Полканов, Р. Болк, Н. А. Елисеев). Много ценных данных содержит книга коллектива авторов под руководством Г. Д. Афанасьева (1960).

Основным методом исследования взаимоотношений интрузивов с вмещающими породами является сопоставление элементов внутренней тектоники интрузива с тектоникой вмещающих пород. Сопоставление производится на геологических картах, в разрезах и блок-диаграммах, как это описано Н. А. Елисеевым (1953). Его методика исходит из представления о движении магматических расплавов и сопряженности возникающих текстур с поверхностью контакта. Но в магматических породах могут существовать полосчатые текстуры, ориентированные ксенокристаллы, скиалиты и другие элементы, оставшиеся от магматического замещения и сопряженные не с контактовой поверхностью, а с пластами вмещающих пород. В этом случае сопоставление их залеганий приводит к совсем другим выводам, которые должны подкрепляться установлением переходов между интрузивом и вмещающими его породами (Поспелов, 1958).

Даже единое интрузивное тело может быть многократным. Различный относительный возраст разных по составу интрузивных тел является обычным. Выяснение возрастных взаимоотношений в этом случае не всегда представляет легкую задачу.

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

Среди рудоконтролирующих факторов во многих случаях ведущая роль принадлежит тектоническим процессам и структурам. Кинематика геологических тел создает структуру рудного поля. Его исследование должно выявить взаимосвязь и последовательность событий, составляющих геологический процесс. При изучении складчатых деформаций важно уловить этапы дифференциальных перемещений и свойственные им мелкие нарушения, зафиксированные минеральными новообразованиями. Так, в северной части Карамазара А. В. Королев отметил в толще карбонатов известняков две системы тонких залечивающих прожилков, сопутствующих складкообразованию. Первая система представлена белым кальцитом и отвечает послесреднекарбонатовому этапу складкообразования. Вторая система трещин пересекает первую и заполнена бурым карбонатом типа анкерита; она возникла после размыва известняковой толщи и отложения на ней эффузивной свиты верхнего палеозоя. Для выяснения истории формирования складок могут быть использованы раз-

личные интрузивные породы, образующие факолиты, силлы и дайки внутри складок.

Еще более благоприятный материал для расшифровки условий формирования складок представляют продукты растянутого во времени послемагматического процесса со сменяющимися друг друга различными минеральными комплексами.

В разломах продукты дробления вмещающих пород, разные по составу и возрасту дайки, продукты различных послемагматических изменений и жильные минеральные образования, их взаимные пересечения доставляют нужный материал для обоснования общей схемы последовательности развития разлома. Большую помощь оказывает изучение мелкой трещиноватости, в особенности трещин, залеченных минеральными новообразованиями. Изучение истории движения в интрузивных породах требует ряда специфических, описанных выше наблюдений.

Изучение метаморфизма в различных его проявлениях дает обильный материал для понимания движений и деформаций горных пород. Петрографическое и петроструктурное исследования выявляют такие особенности массовых деформаций, которые недоступны другим методам. Термальный метаморфизм в ореолах интрузивов протекает обычно в более спокойных условиях. Но и его проявления в связи с изучением мелкой трещиноватости, метаморфических прожилков и этапов дроблений, предшествующих или сопутствующих этому метаморфизму, дают возможность разобраться в последовательности движений и деформаций. Это, в частности, достигается при исследовании проявлений пневматолитового и гидротермального метаморфизма, характеризующихся сменой минеральных новообразований, позволяющей наиболее детально изучить сопутствующие деформации.

Одна из главных задач тектонической (структурной) карты — выявление возможных путей движения минерализующих растворов и оформление границ рудного поля. Последними служат обычно внешние структурные элементы — крупные разломы, оси складок, контрастные контакты; ими определяется локальный план деформаций в рудном поле.

В условиях замкнутых тектонических контуров, какими обычно являются рудные поля и районы, относительные перемещения отдельных тектонических блоков неизбежно взаимосвязаны. Обычно вектор смещения совпадает с наиболее пологой из линий сопряжений разломов, ограничивающих блок. Тектоническое состояние отдельных участков разломов определяется их элементами залегания. Поэтому на тектонической карте показываются в горизонтальной проекции ребра, разделяющие участки разлома с существенным (более 10°) изменением генерального простирания.

Характер проявления деформаций пород зависит от их тектонических свойств и сочетаний. Например, известняки в соче-

тании с эффузивами проявляют пластические свойства, а в сочетании со сланцами — хрупкие. Поэтому на картах должны найти отражение не столько площади развития пород определенного состава, сколько линии, их разделяющие.

Глава 3

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ (ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ)

Горные породы, с присущими им свойствами и способностью к деформациям, образуют геологические тела (осадочные, магматические, тектонические), слагающие земную кору и в том числе — наиболее своеобразные и сложные образования — месторождения полезных ископаемых.

Гидротермальное оруденение является составной частью единого геологического процесса. Рудные месторождения всегда находятся в закономерных генетических, возрастных и пространственных взаимоотношениях с другими геологическими телами, размещаются в тесной зависимости от их состава, морфологических особенностей, внутреннего строения. Форма и условия залегания месторождений контролируются сочетанием геологических поверхностей (напластования, контактов, разрывных нарушений и др.), которые мы в дальнейшем будем называть продуктивными структурными поверхностями.

Прогноз месторождений требует совместного изучения всех форм связи оруденения с геологической средой размещения. Оно должно осуществляться разными способами, но на единой методической основе. Такой объединяющей основой для прогнозных исследований является геологическое картирование.

Картирование понимается не просто как процесс изображения геологического строения на топографической карте, а как метод комплексного изучения геологических тел и их пространственных взаимоотношений. Познавательные возможности картирования определяются такими его основными особенностями, как широта и всесторонность охвата геологических явлений, высокая объективность данных, трехмерность исследования и возможность анализа процессов во времени.

Геологические карты подразделяются на мелкомасштабные (1 : 5 000 000 — 1 : 1 000 000 и мельче), среднемасштабные (1 : 200 000 — 1 : 100 000), крупномасштабные (1 : 50 000 — 1 : 25 000) и детальные (1 : 10 000 и крупнее). Составление карт каждой из перечисленных категорий отвечает определенным стадиям геологического изучения территорий, площадей и рудных объектов. Основу детального прогноза составляют крупномасштабные и детальные геологические карты и планы. Карты от-

личаются от планов по типу геодезической основы, целевому назначению, содержанию и технике выполнения.

Карты отражают комплексную характеристику общей геологической ситуации на основе типизации пород по составу, относительному возрасту, морфологическим особенностям, пространственным взаимоотношениям и характеру связи с ними полезных ископаемых. Они охватывают пределы масштабов от 1 : 50 000 до 1 : 10 000, составляются в общегосударственной пол листной разграфке, в географической системе координат, на основе единой легенды. Точность нанесения геологической ситуации обычно уступает геодезическим требованиям масштаба, допускаются элементы значительного обобщения, экстраполяции и интерполяции, полуинструментальная привязка данных. Соответствующие прогнозные карты составляются в процессе геологосъемочных и поисковых работ, предусматривают прогноз всех возможных для района типов полезных ископаемых и, таким образом, также являются ситуационными документами.

Геологические планы имеют узкоспециализированный характер — они обеспечивают постановку поисково-оценочных и геологоразведочных работ. Планы являются основой для анализа локальных закономерностей размещения оруденения, проектирования разведочных работ, подсчета запасов при промышленной оценке месторождений и составляются в пределах геологических контуров изучаемого объекта. Они выполняются в масштабах 1 : 10 000 — 1 : 1 000 и крупнее, в прямоугольной системе координат, с высокой геометрической точностью. Требования к содержанию геологических планов определяются их целевой направленностью. Они должны иметь структурный характер и содержать всю геологическую информацию, необходимую для анализа условий размещения месторождений и правильного выбора направления геологоразведочных работ. Прогнозные построения на основе геологических планов предназначены для обоснования интерполяции данных между разведочными сечениями, а также для экстраполяции их на глубину и на фланги месторождения при подсчете запасов по нижшим категориям.

Несмотря на указанные различия карт и планов, они отражают две стороны единого метода исследования — геологического картирования. Поэтому между задачами, условиями и техническими приемами их составления нет резкой грани. Категории масштабов карт и планов также могут несколько перекрываться, но в целом первые отвечают понятию крупномасштабного, а вторые — детального геологического картирования.

Ниже рассматриваются способы крупномасштабного картирования, разработанные при участии Ж. Н. Кузнецова, Е. Н. Ищенко, В. А. Арапова, В. В. Акимова, М. Е. Запрометова и др. применительно к условиям хорошо обнаженных районов с высокой сложностью геологического строения. Они используются при составлении геологических карт масштабов 1 : 10 000 —

1 : 25 000 для обоснования прогнозной оценки рудных полей. Отдельно характеризуются особенности детального картирования при составлении геологических планов.

ГЛАВНЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Охарактеризованные выше возможности геологического картирования как метода обоснования прогноза могут быть реализованы при соблюдении следующих методических условий.

Комплексность. Предусматривает охват в результате комплексного изучения всех типов геологических образований и их взаимоотношений с применением всех доступных методов исследования.

Трехмерность. Определяется объемным характером изучаемых геологических тел, в прикладном плане — необходимостью осуществления прогнозов скрытого оруденения на глубине.

Полнота наблюдений. Отвечает конкретной задаче исследования и определяется по заранее продуманной схеме сбора информации по каждому его направлению. Применительно к изучению отдельного геологического тела мерой необходимой полноты следует считать такой объем данных, который характеризует его: 1) вещественный состав, 2) морфологию и условия залегания, 3) особенности внутреннего строения и 4) относительный возраст с детальностью, позволяющей определить генетическую принадлежность и взаимоотношения с другими геологическими телами. Перечисленные черты направления наблюдения должны считаться равноценными и осуществляться совместно.

Сложность и многообразие фактического материала требуют непрерывного сопоставления и осмысливания данных, частных обобщений и получения ориентировочных выводов непосредственно в процессе съемки; дальнейшие наблюдения строятся на основе их проверки и уточнения (метод рабочих гипотез).

Объективность наблюдений. Первичный материал должен быть независим от выводов и обобщений на всех стадиях картирования. Это требует четкого отделения идей и выводов от фактических данных во всех геологических документах.

Направленность изучения. Маршруты и линии наблюдений ориентируются с учетом пространственного положения геологических тел и элементов их внутреннего строения.

Непрерывность изучения. Наблюдения в отдельных точках доставляют выборочные данные, а сами геологические тела непрерывны. Соответственно, исследование должно проводиться на основе последовательных и непрерывных наблюдений. В случае необходимости интерполяции нанесение предполагаемых контуров пунктиром должно быть геологически обосновано.

Оценка числом и мерой наблюдаемых геологических явлений. Наиболее удобным при геологическом картировании является применение сравнительных количественных оценок, основанных на системе условных баллов (см. главу 1).

Геодезическая точность. Точная привязка элементов геологической структуры к топографическому плану или карте дает возможность получить их координаты и использовать для решения любых геолого-геометрических задач.

Документальность. Наблюдения, зафиксированные в геологических материалах, должны строго соответствовать фактическим соотношениям.

Систематичность. Принятая система расположения и оформления данных первичных наблюдений должна обеспечивать возможность быстрого обращения к любым материалам полевых наблюдений для выборки, сопоставления и анализа, независимо от их авторства, условий и времени получения. Заключение в них информация должна быть полной, однородной, стандартизированной.

Одним из главных условий, определяющих степень систематичности материала, является единство подхода к классификации и группировке данных с помощью систематики геологических явлений применительно к условиям района съемки. Систематика в дальнейшем может претерпевать изменения и дополнения, но всегда должна оставаться общей для всех исполнителей. Четкая систематика геологических явлений и терминологии позволяет упростить и свести к минимуму полевые описания.

Графичность. Предусматривает необходимость максимального сокращения текстовых записей за счет оформления результатов наблюдений в графической форме — в виде карт, разрезов, чертежей, схем и зарисовок, черно-белых и цветных фотографий.

Разномасштабность исследования. Геологические образования неодинаковы по сложности и масштабам проявления, неравноценны по значимости для решения задач исследования и поэтому требуют изучения с различной детальностью. Выбор масштаба определяется необходимой детальностью исследования. Он должен отвечать масштабу и значимости геологических явлений.

Трудновыполнимое, на первый взгляд, требование проводить картирование в изменяющихся масштабах осуществляется следующим образом. Геологическая съемка расчленяется на два составляющих элемента — картирование в основном и в дополнительных масштабах. Картирование в основном масштабе полностью отвечает общепринятому пониманию собственно геологической съемки. Картирование в дополнительных масштабах заменяет текстовые описания.

В основном масштабе на карту наносятся все геологические образования и показываются все взаимоотношения, которые от-

вечают масштабу, независимо от их характера и кажущейся значимости. Картирование в дополнительных масштабах ведется путем выборочного изучения тех геологических объектов и взаимоотношений, которые важны для исследователя. Детальность, масштаб и объем картирования выбираются в соответствии с геологическими особенностями объекта.

Таким образом, полнота наблюдений при основном картировании определяется возможностями его масштаба, при дополнительном — требованиями поставленной геологической задачи. Картирование в целом приобретает необходимые черты графического метода исследования.

КАРТИРОВАНИЕ В ОСНОВНОМ МАСШТАБЕ

Процесс картирования строится на методе рабочих гипотез. Первичные обобщения наблюдений заключаются предположительным выводом о вероятном характере геологических взаимоотношений в тех или иных пунктах предстоящих наблюдений. Дальнейшие наблюдения направляются на проверку этих предположений. Подтвердившиеся выводы учитываются, не подтвердившиеся — сменяются новыми. Первая рабочая гипотеза появляется с началом полевых наблюдений, и вся дальнейшая работа представляет собой непрерывный процесс проверок, обоснований и опровержений очередных предположений и выводов.

Охарактеризованный подход отрицает возможность картирования по какой-либо заранее предусмотренной сети точек наблюдений. Исходя из основных методических условий картирования, принципы выбора маршрутов могут быть сформулированы следующим образом:

1) сочетание приемов прослеживания и пересечения. Пересечение вкрест простираения способствует выявлению состава и внутреннего строения геологических тел, прослеживание по простираению — выяснению особенностей их формы и условий залегания, а также расшифровке морфологических и возрастных взаимоотношений с другими геологическими телами;

2) соответствие требованию проверки рабочих гипотез;

3) наиболее полное изучение всех геологических образований участка;

4) сокращение «пустых» интервалов маршрута за счет его проложения по наиболее обнаженным участкам.

Геологическая карта составляется непосредственно в поле. Содержание карты — сумма геологических выводов, каждый из которых представляет собой результат подтверждения одной из рабочих гипотез. Поэтому степень обоснованности отдельных выводов может быть различной. Между тем условие объективности требует достоверности полученных данных, а игнорирование или искажение самых незначительных фактов в пользу даже самой привлекательной идеи недопустимо. В связи с этим особенно

важное значение приобретают приемы отделения фактически наблюдаемых данных от выводов и обобщений. Для полевой геологической карты этот вопрос сводится к уяснению ее взаимоотношений с картой фактического материала и с окончательной картой.

Полевая карта (рис. 12) является основным рабочим документом геологической съемки. На нее наносятся не только фактически наблюдаемые данные, но и все геологические выводы, полученные путем интерполяции и экстраполяции. Таким образом, на полевой карте отражаются как фактические взаимоотношения, так и рабочие гипотезы различной степени обоснованности. Разделение их осуществляется четким оконтуриванием закрытых участков, указанием всех фактических точек и линий (в масштабе съемки) и применением пунктиров для построения предполагаемых контуров.

Контуры обнажений, прослеженные геологические линии, значки элементов залегания, линии и точки маршрутов и наблюдений, горные выработки ежедневно закрепляются тушью. В этой части карта является окончательной. Предполагаемые контуры остаются в карандаше, они могут быть исправлены; то же относится и к значкам вещественного состава пород. Полевая карта, таким образом, совмещает в себе элементы содержания собственно геологической карты и карты фактического материала.

Полевая карта должна составляться с предельной тщательностью и аккуратностью. В связи с этим выполнение ее как так называемого «чернового варианта» геологической карты с последующим перенесением данных на чистовую топооснову, что нередко встречается в практике, представляется нерациональным. Полевая карта должна быть чистовой, что легкоосуществимо при соблюдении элементарных требований.

Полевая карта по содержанию может разделяться на геологическую и карту фактического материала.

Геологическая карта — результат длительного труда исследователя, отображающая его выводы и заключения. Часть их в последующем подтверждается или отвергается фактическим материалом; часть за недостатком прямых данных остается в форме предположений и общих логических выводов. Геологические построения автора могут быть показаны на карте наравне с фактически наблюдаемыми данными. Четкое разделение их здесь не обязательно. Однако такая геологическая карта обязательно дополняется четкой и достоверной картой фактического материала, где не обязательны данные авторской интерпретации, зато сам фактический материал должен отличаться полнотой и документальностью.

Таким образом, разделение данных полевой карты между геологической картой и картой фактического материала должно

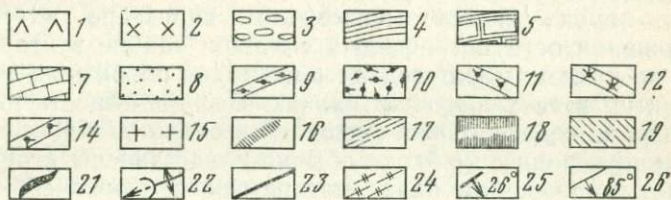
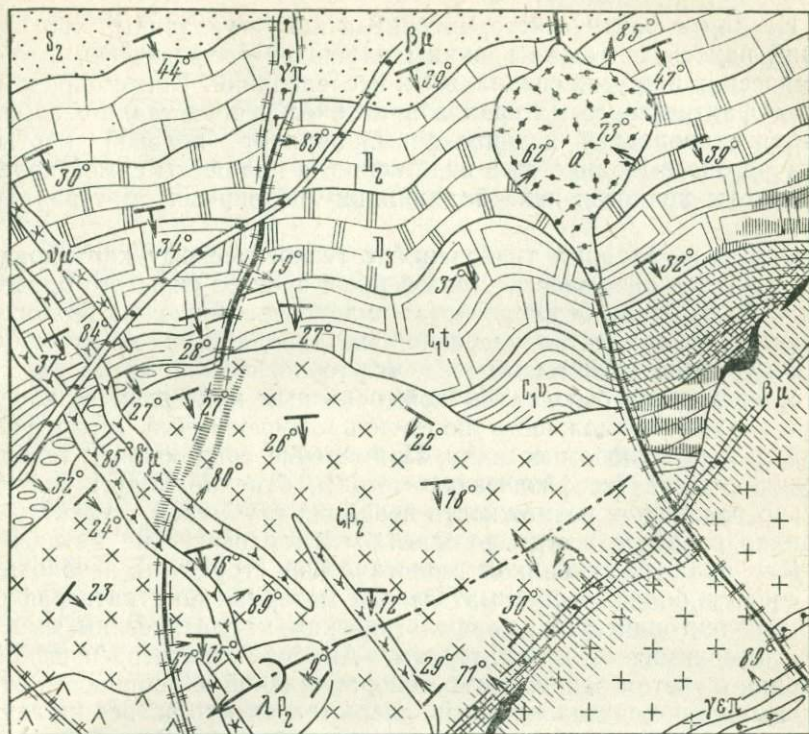


Рис. 12. Макет полевой геологической карты (без исходного фактического материала):

Осадочные и эффузивные комплексы: 1 — ллариты верхней перми; 2 — дациты верхней перми; 3 — конгломераты верхней перми; 4 — глинистые сланцы визейского яруса нижнего карбона; 5 — известняки турнейского яруса нижнего карбона; 6 — доломиты верхнего девона; 7 — известняки среднего девона; 8 — песчаники верхнего силура. *Интрузивные и субвулканические комплексы:* 9 — дайки диабазов; 10 — андезиты жерловой фации; 11 — дайки диоритовых порфиритов; 12 — дайки габбро-порфиритов; 13 — дайки гранодиорит-порфиритов; 14 — дайки гранит-порфиритов; 15 — гранодиориты. *Постмагматические образования:* 16 — кварцевые жилы; 17 — хлоритизация; 18 — мраморизация; 19 — эпидотизация; 20 — скарнирование; 21 — рудные тела. *Тектонические структуры:* 22 — ось складок; 23 — сколовые нарушения; 24 — зоны дробления; 25 — элементы залегания слоистых толщ; 26 — элементы залегания контактов

являться главным способом отделения фактов и наблюдений от обобщений и выводов.

На карте фактического материала кроме указанных обозначений наносятся также границы площадей геофизических, геохимических и других специальных исследований. Таким образом, карта фактического материала практически представляет собой откорректированный и дополненный вариант полевой карты. Обычно она выполняется в виде копии, а планшеты самой полевой карты хранятся как подлинники первичных материалов съемки.

Одним из главных требований к геологическому картированию является объемность. Достоверный прогноз скрытого оруденения невозможен без «прогноза» рудоконтролирующих геологоструктурных элементов, уверенной экстраполяции их на глубину. А. В. Корблев (1962) указывал, что геологическая карта прежде всего должна быть глубинной, основным критерием ее качества служит возможность построить обоснованный геологический разрез в любом сечении. Применение современных технических средств (геофизические методы, бурение и др.) значительно расширяет возможность познания глубинной структуры (однако в основе всегда должны быть геологические методы).

Для анализа глубинной геологической структуры необходимо собрать большой систематический материал по стратиграфическим, тектоническим, морфологическим, магматическим, минералого-геохимическим критериям. Анализ стратиграфической колонки с учетом закономерностей фациальной изменчивости отдельных ее подразделений позволяет отстраивать разрез на глубину; количественный учет степени и характера дислоцированности пород — судить о возможном характере их залегания, положении осей погребенных складок; знание векторов смещений по разломам — определять взаимное положение выделенных структур в тектонических блоках. Весьма существенно и сопоставление вертикальных смещений в смежных блоках разломов, так как в поднятом блоке обычно представлены структуры, которые в опущенном блоке еще не вскрыты эрозией. Важными показателями, свидетельствующими о присутствии тех или иных образований на глубине, являются узкие блоки пород (тектонические пакеты) в зонах разломов, вынесенные из подстилающих частей разреза, а также различные эрозионные «окна» и останцы.

Изучение морфологических особенностей и условий размещения геологических тел позволяет предвидеть их положение и форму на глубине, а закономерности их сочетаний (складок со складчатыми разломами, зон разломов с малыми интрузиями, апофиз с межпластовыми отслоениями и др.) — судить по присутствию одних геологических образований о наличии и залегании других.

Среди магматических критериев наиболее важными являются

ся: элементы первичной тектоники и зональности интрузивных массивов, позволяющие оценивать возможный характер смены структуры и состава тел с глубиной; наличие и распределение ксенолитов в магматическом теле, характеризующие состав пересекаемых на глубине пород. Комплексное применение таких критериев позволило, в частности, Ж. Н. Кузнецову и В. Н. Байкову достоверно охарактеризовать форму, условия залегания Кармазарского лакколитообразного плутона и уверенно выполнить интерпретацию последующих геофизических исследований (Байков, 1972).

Минералого-геохимические критерии могут использоваться для анализа глубинной структуры как стратифицированных, так и секущих тел. Так, в Кармазарской рудной провинции интенсивные проявления эпидотизации и карбонатизации в вулканогенных породах, связанные с выносом кальция из подстилающих карбонатных пород, служат признаком наличия этих пород на глубине.

Все геологические явления, которые могут быть использованы как критерии глубинной геологической структуры, должны специально картироваться, документироваться, подвергаться количественной оценке и совместному анализу. Главным способом обобщения данных является построение геологических разрезов.

Геологические разрезы должны строиться одновременно с картированием и составлять в таком количестве, чтобы полностью освещать структуру площади. Наиболее эффективно построение сети взаимно пересекающихся разрезов. В условиях сложной структуры рекомендуется средняя частота сечений через 10 см в масштабе карты — по простиранию и вкрест простирания основных структур; при этом разрезы должны быть приурочены к участкам, охарактеризованным критериями глубинного строения и выявленным по материалам геофизических исследований и буровых скважин. Отдельные разрезы строятся по простиранию зон главных разломов. Такие разрезы совмещают контуры геологических тел как лежащего, так и висячего боков разлома (удобно выделять их линиями разного цвета) и дают возможность по разобщению следов общих геологических поверхностей и их сочетаний в блоках надежно определять векторы смещений.

Разные разрезы могут обладать неодинаковой достоверностью. Их пересечения дают возможность последовательно переносить геологические контуры с одного разреза на другой, дополнять «встречные» построения, уточнять, исправлять и дополнять картину возникающих структурных взаимоотношений в целом. Построения на разрезах целесообразно сочетать с одновременной геометризацией в изогипсах одной из пологих геологических поверхностей (контакт, маркирующий горизонт), что придает изучению геологической структуры черты подлинно объемного метода.

КАРТИРОВАНИЕ В ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ МАСШТАБАХ

Этот вид картирования ведется путем выборочного изучения геологических объектов. В Карамазарской рудной провинции Средней Азии систематизация данных картирования осуществляется на специальных карточках документации стандартного формата, предусмотренных для каждого вида наблюдений.

Дополнительная геологическая съемка на карточках выполняется параллельно с картированием в основном масштабе. Наблюдения группируются непосредственно в маршруте. По возвращении из маршрута карточки помещаются в общую картотеку по разделам документации. Таким образом, новая информация, систематизированная уже в окончательном виде, в тот же день становится доступной всем исполнителям, картирующим смежные участки площади.

Документация на карточке ведется в графической форме (план, разрез или зарисовка обнажения), а также в виде табличных и текстовых записей. Графическая и табличная формы документации являются главными, текстовая — имеет вспомогательное значение.

Таблицы содержат адресные сведения и краткую схему-вопросник по регистрации основных геологических характеристик, обязательных для данного вида наблюдений. Табличные записи выполняются в единой, специально разработанной системе номенклатуры и терминологии, обязательной для всех исполнителей.

Текстовые записи производятся на оборотной стороне карточки документации. В них кратко приводятся все данные наблюдений, не предусмотренные содержанием схемы-вопросника, пояснения к табличным записям и чертежу, выводы и соображения. В заключение формулируется задание на камеральную обработку и перечень необходимых аналитических исследований.

Карточки каждого вида имеют единую нумерацию и хранятся в общей картотеке. В текстовой ссылке приводятся номер и буквенный индекс документации, ссылка на чертеже обозначается номером документации в рамке установленной формы. Ниже приводится краткая характеристика основных видов документации.

Документации осадочных эффузивных пород составляются в виде обычных колонок, а в таблицу выносятся лишь собственное название, возрастной индекс толщи, ее мощность и способ составления разреза. Отдельный вид документации составляют карточки сборов ископаемых фауны и флоры. Они содержат подробную характеристику условий сбора ископаемых остатков и в случае необходимости вместе с последними направляются на определение специалистам-палеонтологам.

Документации интрузивных тел применяются в основном для характеристики так называемых малых интрузий. Табличная за-

пись содержит сведения о составе, размерах, условиях залегания и размещения тела, принадлежности его к определенному морфогенетическому типу. В правой верхней части карточки помещается схематический разрез пересекаемых телом пород, позволяющий учесть возможное влияние ассимиляции на его состав (рис. 13). Сходную форму имеют документации субвулканических тел; их вопросник предусматривает лишь получение некоторых дополнительных сведений, отражающих специфические особенности тел этого генетического типа.

Документации постмагматических минеральных образований (жильных тел и зон минерализации) содержат расширенную таблицу-вопросник, позволяющую дать им всестороннюю полевою характеристику (рис. 14). При обнаружении признаков рудной минерализации карточка оформляется как документация рудопроявления, а сам объект подвергается специальному изучению.

Несколько отличаются по способу выполнения от охарактеризованных выше карточки документаций разломов — сколовых нарушений. Характеристика этих протяженных структур не может быть выполнена в одном обнажении, она имеет сводный характер и производится в табличной форме по приведенной в главе 2 схеме.

Характеристика возрастных взаимоотношений осуществляется в графической форме (рис. 15).

Документации генетических взаимоотношений включают специальные наблюдения вещественного состава, особенностей внутреннего строения, морфологии и условий размещения, а также характера общих пространственных взаимоотношений геологических тел. Конкретная задача исследования кратко формулируется в заголовке карточки. В остальной форма и порядок ведения аналогичны документациям возрастных взаимоотношений.

Особое место в системе наблюдений занимают карточки площадной характеристики геологических образований. Они применяются при изучении площадей, сложенных однородными и трудно поддающимися расчленению непосредственно в поле породами, например, для характеристики интрузивных массивов и эффузивных толщ. В последующем данные отдельных карточек обрабатываются и обобщаются в виде схемы стратиграфического, литолого-петрографического или возрастного расчленения образований.

Образцы, отобранные в процессе составления карточек документаций, имеют единую многолетнюю систему нумерации.

Наиболее полно документируются типичные геологические явления. В дальнейшем их документация в аналогичных геологических условиях не повторяется, а фиксируются лишь особенности и отклонения от первичных характеристик. Вследствие этого точки наблюдений на полевой геологической карте распо-

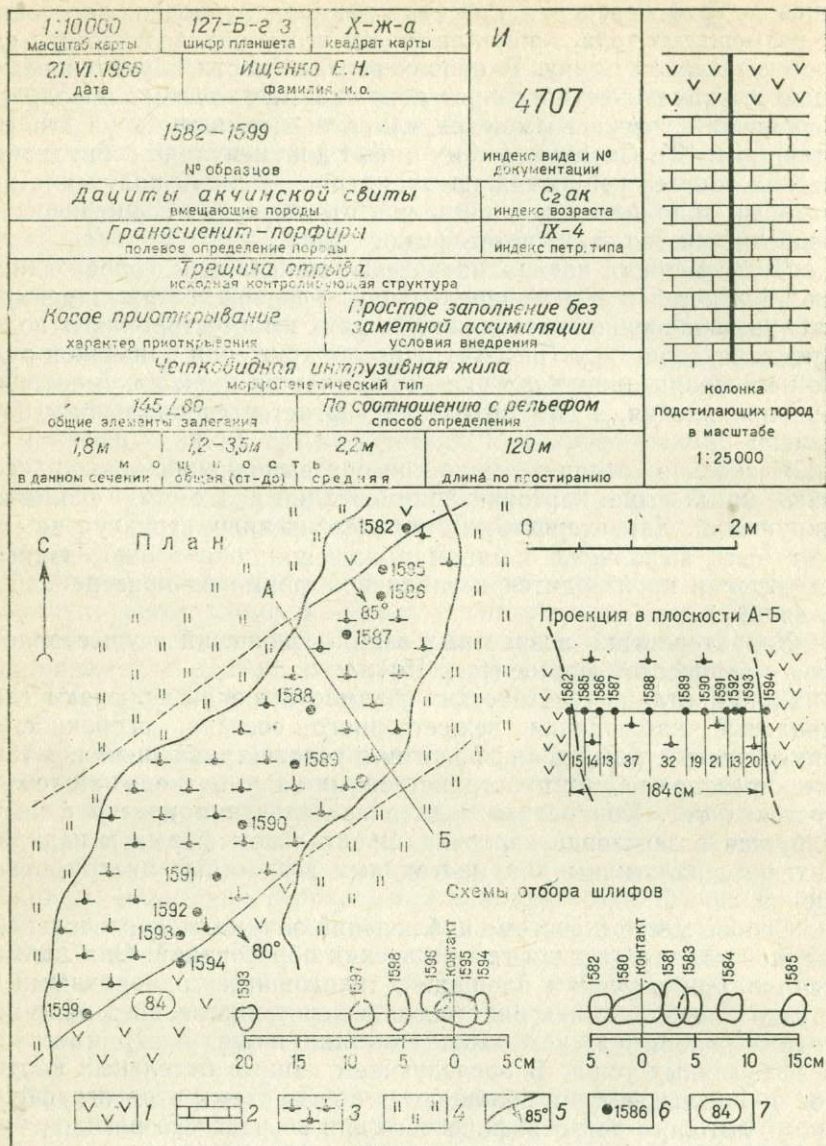


Рис. 13. Пример карточки документации интрузивного тела.

1 — лигариты минбулакской свиты С₁ mb; 2 — карбонатные породы; 3 — граносиенит-порфиры; 4 — рыхлые современные отложения; 5 — элементы залегания контактов; 6 — точки отбора и номера образцов; 7 — номера документации эффузивной толщи. На обороте карточки — вопросник текстовых записей: характеристика зональности тела (центральная, промежуточные зоны, зона закалки); особенности изменения состава тела по простиранию; форма отдельности; морфологические особенности контактов; обоснование вывода о морфогенетическом типе тела; ссылки на документацию других видов, относящиеся к данному типу; необходимые аналитические исследования

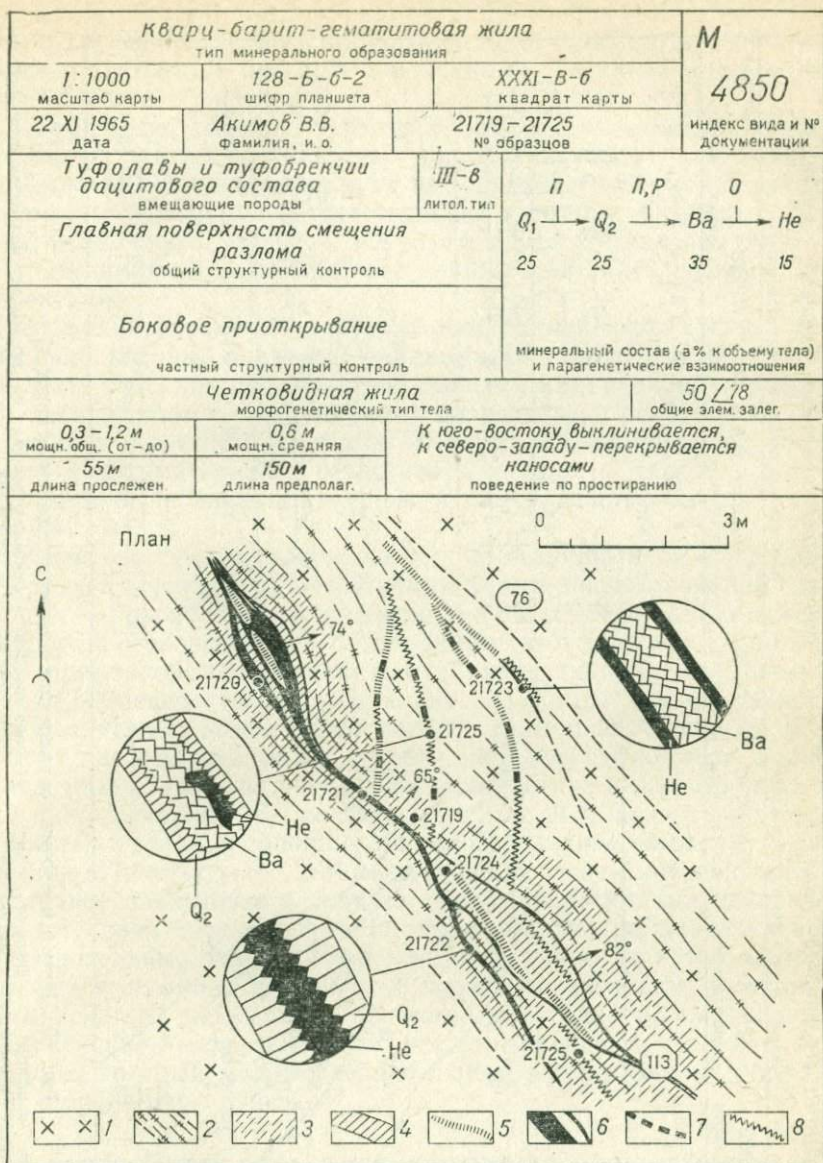


Рис. 14. Пример карточки документации постмагматического минерального тела.

1 — дациты акчинской свиты $C_2 ak$; 2 — зона дробления; 3 — зона хлоритизации; 4 — жила сливного метасоматического кварца первой генерации; 5 — прожилки гребенчатого кварца второй генерации; 6 — жилы и прожилки гематита (железная слюдка); 7 — вкрапленность гематита; 8 — прожилки барита. Минералы: Q — гребенчатый кварц; Ba — барит; He — гематит. Критерии парагенетических взаимоотношений: П — пересечение; Р — разведение, корродирование; О — признаки одновременного отложения. Остальные обозначения см. на рис. 13.

На обороте карточки — вопросник текстовых записей: текстура минерального тела; особенности изменения состава и строения тела по простиранию; наличие и распределение рудной минерализации; характеристика состава и интенсивности околожильных изменений; необходимые аналитические исследования

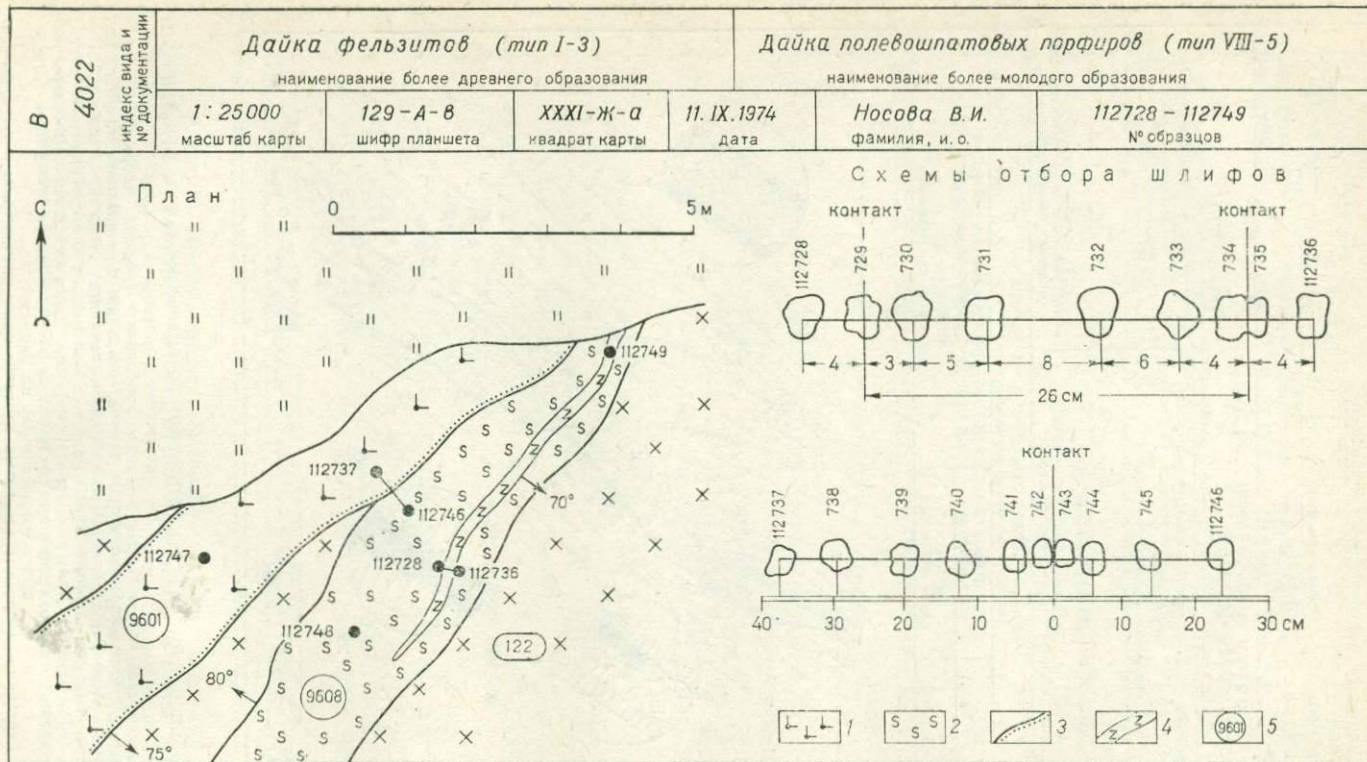


Рис. 15. Пример карточки документации возрастных взаимоотношений.

1 — кварц-полевошпатовые порфиры; 2 — фельзит-порфиры; 3 — зона закалки в фельзит-порфирах; 4 — прожилок мелкозернистой фельзитовидной породы; 5 — номера документации интрузивного тела. Остальные обозначения см. на рисунках 13 и 14. На обороте карточки — вопросник текстовых записей; общая характеристика условий документации; постановка и предполагаемая методика решения вопросов; полевые наблюдения и соображения; задание на камеральную обработку

лагаются неравномерно. Наибольшее их сгущение отвечает участкам с частыми и резкими изменениями состава и строения геологических образований.

Совмещение на одном чертеже различных образований, тесно связанных как пространственно, так и генетически, совершенно обязательно. Однако каждое из них должно быть учтено также и самостоятельно на соответствующей карточке. Особенно следует подчеркнуть, что даже незначительные отступления от этого требования сводят на нет все достоинства такой системы документации.

Карточки первичной документации выполняются сразу в таком виде, который позволяет помещать их в геологический отчет. Полевые описания пополняются данными камеральной обработки, редактируются, группируются по разделам, снабжаются заголовками и составляют, таким образом, готовую рукопись тома фактических материалов геологического отчета. Карточки документации вычерчиваются тушью и фотографируются с уменьшением.

Картотечную документацию удобно выполнять на перфокартах ручной сортировки. Необходимое условие использования перфокарт — разработка классификаций и систематик всех документируемых геологических образований — уже предусмотрено самим принципом дополнительного картирования. В. В. Овечкин и А. Д. Швецов (1968) применили перфокарты для документации следующих видов образований: стратиграфический разрез, интрузивный массив, дайка, разлом, складка, рудное тело, жила, возрастные отношения пород, разные геологические соотношения. Все они сведены на общую кодовую карту. Лицевая сторона перфокарты разделена пополам. На левой половине помещается зарисовка. Правую часть занимает таблица, графы которой имеют различное назначение в соответствии с вопросниками описаний каждого вида образований. На оборотной стороне делаются все дополнительные записи. Главные систематики, по которым производится селекция перфокарт, вынесены на кодовую карту. Такая система документации обеспечивает однородность и полноту основной информации. Но она совершенно не ограничивает геолога, который может сделать любые дополнения на оборотной стороне перфокарты.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПЛАНОВ

Геологические планы составляются на заключительной стадии поисков (поисковая оценка) и на всех стадиях разведки месторождений. Их назначение как геологической основы разведочных работ и детального прогнозирования определяет собой и некоторые специальные требования к содержанию планов. Они являются прежде всего структурными. Имеется в виду, что при соблюдении нормальной стадийности геологического процесса

история формирования, генезис, условия размещения геологических тел и общие закономерности связи с ними оруденения должны быть уже изучены в процессе средне- и крупномасштабного картирования. На первое место при составлении геологических планов выступают вопросы морфологии, условий залегания, состава рудных тел, обусловленные их связью с конкретными структурно-геологическими элементами в пределах месторождения. Картирование направлено на проведение объемной геометризации продуктивных геологических поверхностей и самих рудных тел. Расчленение рудовмещающих пород производится в основном по литолого-петрографическим, руд — по минералогическим, текстурным признакам и по качественным показателям, околорудных изменений — по типам и интенсивности.

Как один из специальных видов картирования составление планов в целом подчиняется тем же методическим требованиям, что и составление крупномасштабных карт. Различия касаются в основном объема и содержания геологической информации, технических приемов ее сбора и систематизации. Из-за обычно небольшого числа картируемых геологических тел и ограниченного количества данных по их генетическим и возрастным взаимоотношениям нет необходимости систематизировать материал в форме картотеки документаций. Графические документы удобно выполнять в виде отдельных планов-врезок более крупного масштаба, количественные показатели — сводить в таблицы; часть наблюдений можно фиксировать в обычных полевых книжках-пикетажах. Требования к геометрической точности геологических планов предъявляются в тех же пределах геодезических норм, что и к другим геологоразведочным документам.

Необходимая точность геологического плана достигается инструментальной привязкой наблюдений. Объектами такой привязки являются точки-пикеты, фиксирующие положение в рельефе прослеживаемых геологических контуров и отдельных пунктов специальных наблюдений. Назначение пикетов этих двух видов различно, хотя по положению на местности они нередко могут совпадать.

Пикеты для привязки контуров обеспечивают геометрическую связь линий выходов геологических поверхностей (пласты, разломы, контакты) с рельефом земной поверхности, что служит необходимым условием объемности картирования. Точки располагаются в перегибах рельефа и местах изменения простираения контактов по правилам, изложенным в главе 2. Такая привязка контуров дает возможность легко геометризовать геологические поверхности (в изогипсах) и определять элементы залегания этих контуров известными способами, а также производить интерполяцию линий выходов между точками на закрытых участках и пр.

Точки специальных геологических наблюдений для характеристики вещественного состава пород, их структурно-текстурных

особенностей, возрастных и генетических взаимоотношений, места единичных замеров элементов залегания и пр. могут располагаться и вне прослеживаемых геологических контуров. Тем не менее инструментальная привязка их соответствующими пикетами является обязательной.

Организация работ по составлению геологических планов включает камеральную подготовку, рекогносцировочное ознакомление с объектом, картирование опорной полосы и, наконец, последовательное картирование всей площади месторождения.

В процессе камеральной подготовки должны быть проработаны все имеющиеся литературные и картографические материалы по геологии района и месторождения, составлены ориентировочная программа работ и первый вариант легенды. Необходимо получить хотя бы общее представление о геологической структуре площади и положении в ней месторождения, наметить ориентировочную схему расчленения осадочных и магматических комплексов, оценить вероятное рудоконтролирующее значение отдельных структурно-тектонических элементов. Полевые рекогносцировочные маршруты служат для уточнения, пополнения полученных представлений и разработки рабочих гипотез по основным вопросам картирования.

В последующем рабочие гипотезы претерпевают изменения и уточнения, обосновываются фактическим материалом и превращаются в геологические выводы, лежащие в основе окончательного варианта легенды.

На первом этапе картирования следует заснять сравнительно узкую опорную полосу, ориентированную примерно вкрест простирания пород и главных структур площади. Она должна проходить по наиболее хорошо обнаженной части площади, включать возможно большее число характерных геологических комплексов и желательно захватывать полностью или частично рудные зоны месторождения. Одновременно составляется первый вариант стратиграфического разреза и выделяются маркирующие горизонты, а в изверженных породах намечаются петрографические зоны. Тщательно картируются и все другие элементы геологического строения, подлежащие дальнейшему прослеживанию по площади,— разломы, трещины, дайки, зоны изменений. Опорная полоса должна быть изучена со всей возможной полнотой: в случае недостаточной обнаженности следует применить канавы, траншеи, мелкие шурфы, картировочное бурение, геофизические методы.

Результатом детального картирования такой полосы являются опорный стратиграфический разрез, первые схемы расчленения и группировки вулканогенных, интрузивных, постмагматических комплексов и тектонических нарушений, составляющие рабочий вариант легенды. Отдельно выделяются рудоконтролирующие геологические элементы — продуктивные структурные поверхности (горизонты рудовмещающих пород, контакты, эле-

менты складчатых структур, характерные трещины, сколовые нарушения).

Систематическое картирование площади рекомендуется начинать с участков непосредственных выходов рудных тел на поверхность. Затем картирование продолжается в любом порядке, удобном по местным условиям.

Картирование осадочных комплексов основано на выделении и прослеживании по площади маркирующих (опорных) горизонтов. Этот метод позволяет наиболее полно выявить складчатые формы, охарактеризовать разрывные нарушения и расшифровать глубинную структуру площади. Приемы выделения опорных горизонтов и особенности их картирования при составлении детальных структурных планов всесторонне рассмотрены в книге А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965). При этом наиболее полному дополнительному изучению подвергаются продуктивные горизонты, которые должны быть детально охарактеризованы специально отобранным материалом для изучения их литологического и химического состава, физико-механических свойств, фациальной изменчивости по мощности и простираанию, степени тектонической нарушенности, интенсивности проявления рудной минерализации и постмагматических изменений. Картирование должно сопровождаться систематическими замерами мощностей пород и составлением стратиграфических колонок, особенно в тех частях разреза, которые не были охарактеризованы при картировании опорной полосы. Для пересчета мощностей при построении колонок удобно воспользоваться известной формулой П. М. Леонтовского (Королев, Шехтман, 1965). Частные колонки позволяют дополнить подготовленный опорный разрез и после камеральной обработки материалов превратить его в сводный стратиграфический разрез.

В интрузивных породах расчленение и картирование производятся по петрографическим типам. Специально изучаются и картируются элементы первичной магматической тектоники (текстуры течения, трещины первичной магматической отдельности). Основное внимание направляется на изучение формы и условий залегания, расшифровку зональности, фациальных переходов, выявление отдельных фаз внедрения интрузивного тела.

При картировании вулканогенных пород используются приемы, охарактеризованные на примере осадочных и интрузивных образований. В зависимости от принадлежности вулканитов к определенным фациальным типам и степени проявления в них стратификации картирование ведется на основе прослеживания или маркирующих горизонтов, или литолого-петрографических типов пород, а в общем случае — на основе сочетания этих приемов. В целом важное значение приобретает использование известных методов фациального анализа вулканогенных образований.

Проявления постмагматической минерализации и метамор-

физма должны быть оконтурены, охарактеризованы по составу и интенсивности. Картирование зон площадных изменений ведется с оценкой их интенсивности в баллах (см. главу 1) с подразделением по типам исходных пород.

Картирование складок обычно не требует применения специальных методов. Складчатая структура может быть расшифрована при прослеживании маркирующих горизонтов и систематическом наборе элементов залегания.

Особое внимание при картировании должно быть уделено изучению разломов (сколовых нарушений) как основных рудоуправляющих структур. Вопреки распространенному представлению разломы в общем случае — это не просто тектонические линии или поверхности, а зоны со сложным и изменчивым внутренним строением, с характерными формами и пространственными отношениями к вмещающим породам, т. е. типичные геологические тела. Изучение должно быть направлено на выделение элементов внутреннего строения зон, выяснение их условий залегания, пространственных взаимоотношений, значения в контроле размещения магматических тел, проявлений постмагматического метаморфизма и рудной минерализации. Конечной целью является выделение внутри зон разломов продуктивных структурных поверхностей и их сочетаний, определяющих условия локализации рудных тел.

Для обобщенной характеристики разломов может быть использована та же схема, что и для крупномасштабного картирования.

При детальном картировании частные описания разлома по простиранию удобно привязывать к интервалам выдержанных геологических характеристик, учитывая необходимость дальнейшего выделения геологически однородных позиций для прогнозного анализа. В основу описания может быть положена приведенная в главе 2 схема. К детальному картированию предъявляются особенно высокие требования объемности. Геологический план должен быть структурным. Это означает, что на плане имеется вся информация для построения геологического разреза по любой линии на всю глубину распространения продуктивных горизонтов или структур до их выклинивания или до глубин, доступных для современных технических средств.

При построении геологических разрезов основное внимание уделяется условиям и формам залегания продуктивных структурных поверхностей. В их изучении существенную помощь оказывает одновременная геометризация этих геологических поверхностей методом составления структурных планов и проекций в изолиниях. Эти построения позволяют контролировать качество картирования, увязку разрезов, опорных горизонтов, тектонических нарушений.

На структурном плане или вертикальной проекции продуктивной поверхности показываются: размещение разных пород, их

изменения, линии разломов, оси складок и все другие рудоконтролирующие структурные элементы. Отражается также размещение рудной минерализации (в изолиниях мощностей, содержания, метропроцентов). Такой документ удобен для обоснования блокировки запасов и обоснования прогнозов.

Глава 4

РУДНЫЕ ТЕЛА И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ

Среди всего разнообразия геологических тел особое место занимают рудные тела, которые изучаются и как необычные геологические образования и как объекты промышленного использования. В целях единообразного подхода будем называть *рудным телом* практически непрерывное скопление руд с определенными формами, залеганием, составом и отношением к вмещающим породам, возникшее в данных геологических и геохимических условиях и обособленное среди горных пород.

Формы рудных тел. Рудные тела по отношению к залеганию вмещающих пород делятся на согласные, секущие и комбинированные. В этих трех группах рудные тела, в свою очередь, можно подразделить по еще более мелким особенностям их формы (табл. 7).

При изучении морфологии промышленных рудных тел необходимо тщательно изучать и непромышленные их части, зоны выклинивания и затухания. Следует также проследивать рудные прожилки, зоны и швы. Эти наблюдения позволяют понять морфогенезис рудных тел и найти их естественные геологические формы.

Залегание рудных тел. Определение залегания рудных тел по единичным замерам представляет известные трудности вследствие изменчивости контуров и частого несоответствия ориентировки внутренних структурных и текстурных элементов с общим залеганием. Однако эти затруднения не могут служить основанием для отказа от замеров; наоборот, чем сложнее условия залегания, тем больше замеров нужно сделать для выявления истинной картины.

Для рудных тел с неотчетливыми контурами элементы залегания надежнее определять по горизонтальным и вертикальным разрезам или по структурным проекциям в изолиниях. Менее надежен известный геометрический способ определения элементов залегания по трем точкам. Кроме общих элементов залегания обязательно нужно замерять и залегание частных структурно-текстурных элементов.

Простые формы эндогенных рудных тел

Группы и подгруппы рудных тел		Форма рудных тел и их размерность				
форма рудных тел	форма залежалов рудных тел	плитообразная	линзовидная	лентовидная	трубчатая	гнездообразная
Согласные	Слабоводнистые	Пласт	Залежь, линза	Лента	Брусок	Гнездо
	Волнистые	Мантообразная залежь (в антиклинальной структуре)	Куполовидная залежь	Седловидная залежь		
		То же (в синклинальной структуре)	Чашевидная залежь	Корытовидная залежь Флексурная залежь		
Секущие	Плоские	Жила Зона рас- сланцевания	Диск, линза	Столб Штокверк линейный	Труба сплошная	Шток
	Изогнутые	Жильная зона Жильная система	Седловидная жила Корыто, ча- шевидная жила		Труба кольце- вая Труба ко- ленчатая	Шток- верк
Комбинированные			Гребневидное тело	Тавровое тело	Грибовидное тело	

Распределение замеров элементов залегания по площади рудного тела должно быть таким, чтобы они выявляли все участки однородного залегания.

Морфоструктурные типы рудных тел. Морфогенетические особенности рудных тел определяются литолого-петрографическими и структурно-тектоническими факторами. Приведенные в табл. 7 формы рудных тел нужно рассматривать в связи с их морфогенезисом. При этом необходимо учитывать следующие признаки: 1) отношение рудных тел к залеганию

вмещающих пород, 2) способы отложения рудных и жильных минералов, 3) роль состава вмещающих пород, 4) тип деформаций вмещающих пород и самих рудных тел. Эти признаки можно назвать структурными.

Рассматривая структуры рудных тел, нужно различать геологические и промышленные рудные тела. Первые имеют естественные геологические границы, а вторые оконтурены по принятым кондициям. Иногда эти границы и контуры совпадают, но часто они настолько различаются, что формы геологических и промышленных рудных тел оказываются совершенно разными.

Четкие, контрастные границы имеют рудные тела, образовавшиеся путем заполнения пустот или замещения геологических тел определенного состава (здесь рудные тела повторяют контуры этих тел, являясь компактными; обычно это массивные, полосчатые и другие сплошные руды).

Вкрапленное прожилковое дискретное оруденение внутри рудовмещающего геологического тела может занимать только часть объема и постепенно выклиниваться. Такие руды не всегда имеют четкие границы и обычно оконтуриваются по физико-химическим, минералогическим и другим признакам, а также по данным опробования (с учетом принятых для данного типа руд кондиций).

Совместный учет формы и структуры рудных тел позволяет группировать их по морфоструктурным типам (табл. 8) на основании рудолокализирующих факторов, чем и определяется методическое значение этой схемы. Описание должно содержать необходимую информацию для определения морфоструктуры, морфогенезиса и генезиса, установления роли рудоконтролирующих факторов, промышленной оценки рудных тел по форме и размерам, а руд — по составу и качеству.

Схема описания рудного тела: 1) номер или название; 2) адресные признаки — номенклатура планшета, номера разрезов и горизонтов; 3) генетический тип; 4) морфоструктурный тип; 5) форма; 6) размеры и их изменения; 7) залегание и характер его изменения; 8) породы лежащего бока; 9) породы всячего бока; 10) положение относительно разломов, осей складок, даек, вулканических структур, интрузивов и др.; 11) деформации — дорудные, внутрирудные, послерудные; 12) минеральный состав жильного выполнения метасоматитов; 13) минеральный состав руд; 14) супергенные минералы; 15) структуры руд; 16) текстуры руд; 17) минеральные парагенезисы и ассоциации; 18) стадии минералообразования, их связь с деформациями; 19) химический состав руд, элементы-примеси в рудах и ведущих минералах; 20) естественные типы руд, их распределение; 21) связь между минерализацией и структурными элементами; 22) связи между минерализацией и вмещающими породами; 23) морфогенезис рудного тела; 24) изученность, выработки, разведанность; 25) оценка рудного тела, запасы.

Морфоструктурные типы рудных тел эндогенных месторождений

Способы отложения минералов	Группы рудных тел		
	согласные	секущие	комбинированные
Преобладает заполнение пустот	Пласты и линзы в отслоениях деформированных пластов	Жилы и гнезда: в трещинах (отрыва, скола, сопряжения), в сложных разломах	Столбы и штоки в пересечениях отслоений с трещинами, дайками
Преобладает замещение	Залежи и ленты в благоприятных породах по тектоническим свойствам; по составу	Рудные зоны в объемах пород, подвергшихся массовому дроблению, смятию, минерализованному обрушению	Тавровые и другие тела в сочетаниях пронизываемых пластов (зон) с секущими каналами
Сочетание заполнения и замещения	Пласты и залежи под слабопроницаемыми экранами; у химических барьеров; у термических и других барьеров; в согласных и подобных контактах интрузивов	Жилы и зоны экранированные разломами, дайками; в линейных, центральных и других вулканических каналах; в налегающих и нависающих контактах интрузивов	Комбинированные тела в сочетании экрана с рудоподводящими каналами; в пересечении контакта разломом, дайкой
Преобладает дифференциация магматического вещества в процессе остывания магмы	Залежи и шпилы в донных частях и центрах интрузивов	Жилы и гнезда, инъецированные по периферии интрузивов	Залежи и жилы в системах кольцевых, конических, трубчатых, линейных магматических структур

СООТНОШЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ С ДЕФОРМАЦИОННЫМИ СТРУКТУРАМИ

Движения в процессе минералообразования. Различаются доминерализационные, внутриминерализационные и послеминерализационные движения и деформации. В общем гидротермальная минерализация и рудообразование представляют завершающее звено тектоно-магматического процесса, поэтому они протекают при затухании тектонических движений; доминерализационные деформации будут более интенсивными, внутриминерализационные — более слабыми, а послеминерализационные относятся уже к поздним периодам тектонической деятельности и обычно подчиняются иному плану деформаций. Однако при общей тенденции затухания среди внутриминерализационных движений встречаются и достаточно интенсивные. В течение эндогенного процесса насчитывается до 5—10 и более внутриминерализационных подвижек, а иногда в более податливых вмещающих породах их число еще больше.

Тектонические движения создают «повторные разрывы» в формирующихся рудных телах. В результате внутриминерализационных движений образуются полости в приоткрытых участках жил и отслоений (но не полости растворения) и минеральные заполнения полостей, в особенности с корковыми текстурами, для которых характерно расположение длинных осей кристаллов перпендикулярно стенкам полостей; происходит брекчирование вмещающих пород или жильного материала с цементацией брекчий минеральными новообразованиями, а также трещинное нарушение пород и более ранних минеральных комплексов с образованием многочисленных мелких прожилков. Эти движения приводят к расщеплению и катаклазу руд и вмещающих их пород с образованием главным образом внутризерновых трещин и межзерновых деформаций, способствующих развитию процессов метасоматоза, обычно на фоне микроскопической трещиноватости. Результатом этих движений является также усиленное накопление какого-либо минерала или элемента, которое в обычном случае сопутствует развитию повторных разрывов во время их отложения. Для целей диагностики условий рудоотложения решающее значение имеют текстурные отличия руд.

Задачами исследования на этом этапе являются: 1) установление физического выражения повторного разрыва, минерального и химического состава связанных с ними новообразований; 2) выяснение относительного времени образования повторных разрывов; 3) установление направления и интенсивности каждого внутриминерализационного движения. Повторные разрывы сопровождаются дроблением и минерализацией пород.

Дорудные и послерудные нарушения пересекают и перемещают рудные тела.

Дорудный разрыв обладает обычно следующими признаками:

1) более высокой, чем в рудном теле, интенсивностью изменения вмещающих пород, степенью динамических воздействий (перетирание, растрескивание) и более высокотемпературными минеральными новообразованиями;

2) кажущимся смещением рудного тела по разрыву; оруденение переходит по поверхности разрыва из одной рудовмещающей структуры (трещины, благоприятного пласта) в другую, но концы его нельзя сопоставить ни по мощности, ни по простиранию и составу рудного тела;

3) наличием признаков движения рудообразующей струи от разрыва вдоль рудного тела или экранирования этой струи. Этот признак выражается в температурной зональности минералообразования — в раздувах рудного тела у разрыва, в «растекании» руды вдоль его поверхности и т. д. Поверхность разрыва влияет на ориентировку текстурных элементов рудного тела.

Внутрирудные разрывы и перемещения характеризуются перетиранием и дроблением более ранних минеральных образований и цементацией их последующими минеральными продуктами. При этом степень и состав изменения пород в зоне разрыва соответствуют второй стадии рудного процесса. Здесь же могут быть обнаружены признаки влияния разрыва на дальнейшее рудообразование.

Послерудный разрыв помимо отсутствия перечисленных выше признаков характеризуется:

1) перетиранием и растаскиванием рудного тела, появлением стресс-минералов;

2) совпадением строения разделенных разрывом флангов рудного тела;

3) самым низким метаморфизмом пород в зоне разрыва.

При этом всегда возможны обновления ранее заложенных разрывов и изменения направления движений вдоль них.

Картирование повторных разрывов позволяет понять условия локализации эндогенной разнотипной минерализации и промышленных руд. Распределение в зоне разлома полостей, продуктов их заполнения с характерными текстурами минеральных и рудных брекчий подлежит тщательному картированию. Именно эти образования служат наиболее ясными показателями приоткрытия вдоль повторных разрывов. Трещинное дробление с образованием минеральных и рудных прожилков, межзерновые и внутризерновые деформации скорее развиваются в приоткрытых, но могут возникать и в несущих участках поверхностей повторных разрывов. Общим показателем таких поверхностей являются высокие удельные трещиноватость и растяжение, а также степень расланцевания вмещающих пород. Наблюдения лучше подчинить секциям опробования.

Картированию подлежат и жильные (тектонические) глинки, так как они или располагаются в наиболее сжатых участках поверхностей, или выжимаются при повторных разрывах в приот-

крытые части и нередко оказывают влияние на распределение оруденения.

Рудоносные разрывы должны быть изучены как в оруденелых, так и в безрудных интервалах, так как только таким путем можно установить их приоткрытые и сжатые участки и выявить характер рельефа поверхности разрыва и смещения по нему. Выклинивающиеся и затухающие части разрывов, а также их окончания заслуживают особого внимания. Повторный разрыв может продолжаться дальше прослеженной его части и дать новые скопления промышленных руд.

Изучение локализации руд. Для понимания условий размещения минеральных образований в рудном теле необходимо использовать критерии возрастных соотношений минералов: общую последовательность минералообразования, типы текстур руд как свидетелей условий минералообразования, этапы и стадии гипогенного процесса.

Общая последовательность минералообразования. Процесс послемагматического минералообразования протекает при общей тенденции уменьшения температуры рудогенерирующих растворов. Это главная особенность послемагматического процесса, для него не имеют особого значения временные повышения температуры, наблюдающиеся после очередных тектонических движений и деформаций.

Для понимания развития процесса минералообразования необходимо проследить его по продуктам отложения, формирующимся в течение отдельных этапов и стадий, выделить парагенетические ассоциации минералов и установить последовательность их отложения. Развернутую формулировку понятия об этапах и стадиях минералообразования дал А. Г. Бетехтин, позже она была уточнена А. В. Пэком, Ф. И. Вольфсоном, Л. И. Лукиным (1960), Н. В. Петровской (1965), И. Н. Кигаем и др. Однако полного единства в этом вопросе пока нет.

Минеральный состав ассоциаций соответствующих стадий может быть полным или неполным. В зависимости от конкретных геологических условий некоторые минералы не образуются или проявляются в незначительных масштабах. Однако даже незначительные количества того или иного минерала должны приниматься во внимание, так как само его присутствие указывает на то, что составляющие компоненты выносились растворами и, следовательно, могли дать промышленные концентрации в других геологически благоприятных участках.

Обычно в течение общего процесса формирования месторождения того или иного металла главный минерал выделяется неоднократно, входя в состав последовательно образующихся парагенетических ассоциаций. Одна из них приобретает значение промышленной, определяющей минералого-геохимические особенности данного месторождения. Подобные парагенетические ассоциации характеризуются рядом устойчивых (типоморфных)

признаков, проявляющихся независимо от места их нахождения. Наиболее важные признаки: 1) постоянство минерального состава; 2) выдержанность морфологических особенностей главных минералов и слагаемых ими текстур; 3) наличие характерных элементов-примесей в главных минералах и сопутствующих им минералах-спутниках; 4) определенная величина отношения средних содержаний отдельных пар элементов в минералах или рудах (серебра к золоту, галлия к индию, свинца к цинку, висмута к сурьме).

Анализ изменения условных потенциалов ионизации парагенетических ассоциаций в совокупности с минералогическим картированием помогает более достоверно устанавливать последовательность отложения минералов. Это достигается наблюдением и документацией соотношений минералов в штуфах и шлифах и минералогическим картированием на структурной основе. Для установления общей последовательности отложения изучаются соотношения каждой пары возможно более близких по времени образования минералов.

Особое внимание необходимо уделять одновременно отлагающимся минералам и их комплексам, для чего применяются методы физико-химического анализа парагенезисов. В результате создаются представления об общей последовательности отложения минералов. Эту схему по мере возможности необходимо проградировать данными о температурах образования минералов и их кислотно-основных свойствах или слагаемых ими парагенетических ассоциаций.

Установление этапов и стадий эндогенного процесса является одной из главных целей исследования. Необходимо различать периоды минералообразования: этапы, стадии и результаты процесса — парагенетические ассоциации минералов, минеральные комплексы.

Этапы минерализации — это периоды единого процесса минералообразования, отделенные значительными промежутками времени. Разрыв между этапами фиксируется либо тектоническими движениями и внедрением даек, либо сменой сочетаний минеральных сообществ, требующих резко различных физико-химических условий образования. Этап характеризуется своим отличным от предыдущих и последующих периодов фазовым состоянием минерализаторов и метаморфизирующих агентов. В соответствии с этим выделяются магматический, пневматолитовый, пневматолито-гидротермальный и гидротермальный этапы.

Внутри каждого этапа существуют более короткие отрезки времени — стадии, тесно связанные между собой пространственно сходством физико-химических условий и отделенные друг от друга незначительными тектоническими движениями.

Вещественные категории понятий отражают результаты минералообразования на различных этапах и стадиях. Сюда от-

носятся минеральные комплексы и парагенетические ассоциации.

Минеральный комплекс — это совокупность двух или нескольких парагенетических ассоциаций, выделившихся в течение одного этапа, но при различных физико-химических условиях, и связанных между собой только внешними парагенетическими отношениями, обусловленными эволюцией источников растворов и содержащихся в них компонентов. Значительный разрыв во времени не позволяет анализировать минеральные комплексы методом парагенетических диаграмм. Характерным примером минерального комплекса являются скарны с наложенной на них сульфидной минерализацией.

Парагенетическая ассоциация представляет сочетание двух или нескольких минералов, образование которых происходило в одну стадию, но в определенной последовательности и в сходных физико-химических условиях, определяемых общностью химического состава, температуры, давления и влияния внешней среды. Последовательность выделения минералов внутри ассоциации обусловлена таким образом внутренними парагенетическими связями, отражающими в первую очередь эволюцию рудообразующего раствора в течение одной стадии в конкретных геологических условиях. Парагенетические взаимоотношения минералов внутри ассоциации могут быть проанализированы методом парагенетических диаграмм; минеральный состав парагенетических ассоциаций изменяется в пространстве и во времени. Изменяется также и масштаб их проявления. Поэтому удобно использовать введенное Н. В. Петровской (1965) понятие о «продуктивной» ассоциации, т. е. ассоциации, с которой связаны промышленно ценные компоненты руд.

Таким образом, стадии минералообразования выделяются на основе следующих признаков: 1) изменения состава минеральных парагенезисов, их пространственного обособления, 2) текстурных особенностей минеральных сообществ, 3) преобразования и перегруппировки ранних минералов под воздействием динамометаморфических процессов, 4) смены физико-химических условий в определенном отрезке времени, устанавливаемой по условному потенциалу ионизации минеральных ассоциаций, 5) распределения элементов-примесей в минералах, 6) изменения плана деформации при отложении парагенетических ассоциаций.

Установленные соотношения полезно изобразить в виде общей диаграммы последовательности развития гипогенного процесса. Характер этих парагенетических диаграмм, широко применявшихся А. Е. Ферсманом и другими исследователями, общеизвестен, но некоторые вопросы требуют обсуждения. В простейшем виде диаграммы могут быть представлены в виде параллельных вертикальных колонок, представляющих этапы и стадии процесса. Отдельные минералы на них показываются в порядке последовательности их выделения горизонтальными прерываю-

щимися линиями. В более сложных диаграммах изображаются примерные количественные соотношения минералов, отражаемые «линзами» различных размеров. Повторные разрывы показываются в виде вертикальных линий, разделяющих отдельные минералы или минеральные комплексы, с крестиками или зигзагами разных размеров внизу, обозначающими интенсивность вызванных ими дроблений. Наблюдения над текстурами минеральных и рудных комплексов также могут быть нанесены внизу диаграммы. Полезно (тоже внизу) показать примерное относительное значение замещения и заполнения пустот.

Согласные рудные тела. Рудные тела этой группы размещаются в горных породах, подчиняясь их напластованию, стратификации, текстурным неоднородностям, которые при тектонических воздействиях моделируют деформации. В гидротермальных месторождениях главная роль принадлежит согласным телам среди осадочно-метаморфических пород; значительно меньше их в магматических породах. В целом в согласных телах заключены основные запасы руд железа, урана, меди, цинка, свинца, сурьмы, ртути.

Эндогенные растворы, просачиваясь сквозь толщи осадочно-метаморфических и других пород, подчиняются стремлению вверх, к дневной поверхности, которой они в конце концов достигают. Толщи пород, имеющие в целом субгоризонтальное залегание, препятствуют восходящему движению растворов, отклоняют их струи и потоки, закрывают путь. И если все пути будут полностью перекрыты, то движение растворов прекратится и процессы, их порождающие, замрут. Но такой результат мало вероятен, так как эндокинетические силы мощнее противостоящих им явлений.

Растворы, используя ослабленные зоны (пористые пласты, ослабленные контакты, разломы и трещинные зоны, подвижные сколовые зоны и др.), прокладывают себе сложный путь к поверхности.

Изучение современных артезианских и нефтегазоносных бассейнов показало, что вдоль проницаемых горизонтов водные и другие растворы могут передвигаться на многие десятки километров. Такие зоны повышенной проницаемости возникают не только в системах пористых пластов, но и вдоль сводов складок, где рудоподводящие каналы образуются системами трещин дробления и отслоения. Пути продвижения растворов являются разгруженные грани разломов, особенно сбросов, а также контактовые зоны сквозных секущих интрузивов.

Секущие каналы подводят растворы к пластам и нередко выводят их за пределы мест локализации оруденения. В движении непосредственно вдоль пласта существенную роль играют изменение состава и проницаемости породы, наличие складок, подпружинивающих, отклоняющих и дренирующих поток раствора, секущие разломы и дайки, влияющие подобно складкам.

Большое значение имеют физико-химические барьеры — окислительный, солевой, тепловой, электрический, барический и др.

На всем многокилометровом пути как с растворами, так и с вмещающими породами происходят многообразные изменения, частично фиксирующиеся минеральными новообразованиями и физико-химическими изменениями пород. Все это вместе взятое обуславливает формирование рудных тел, в данном случае чаще всего согласных.

В зависимости от условий размещения оруденения и особенностей рудовмещающих пород выделяются четыре группы согласных рудных тел.

Согласные рудные тела заполнения пустот. В их формировании отложение минералов в пустотах преобладает. Эти пустоты возникают в связи с отслоениями в деформированных пластах слоистых пород.

Отслоение представляет суммарный эффект нарушения сплошности вдоль поверхности соприкосновения двух пластов в виде дробления и перетирания пород при скольжении, появления полостей вследствие относительного перемещения пластов, растрескивания и брекчирования приконтактных частей пластов. Как показано в главе 2, особенно благоприятные условия развития структур отслоения возникают при изгибах пластов с отставанием пласта с несущими свойствами от соседних, дроблением хрупкого пласта, проскальзыванием, раздавливанием и другими явлениями.

В этих условиях формируются рудные тела в виде простых седловидных и линзовидных залежей в сланцах разного состава (Бендиг), а также в тонкослоистых доломитах (Ваньшань). В текстурных особенностях руд фиксируется многократное увеличение мощности отслоения и отложения руд.

В известняках и других более прочных породах, особенно залегающих среди относительно менее хрупких, развивается избирательное дробление с образованием пластовых прожилковых рудных тел; оруденение при этом может захватывать только часть мощности пласта, чаще всего прилегающую к выпуклым изгибам, и тогда рудные тела имеют форму линз, лент, брусков, гнезд (Парк-Сити, Кумберленд).

В изгибах мощных хрупких пластов развивается крупное дробление по трещинам, не выходящим из пределов пласта. В этом случае образуются трещинные жилы типа лестничных (Никитовка).

В магматических породах контракционные пустоты линейных и изометрических форм часто вмещают пегматитовые, хрустальные и другие конкреционные тела.

Во всех этих случаях ведущими факторами локализации руд являются контактовые отслоения и контрастность свойств пород.

Рудные тела замещения. В согласных телах отложение минералов путем замещения резко преобладает над заполнением пустот, но и при этом необходимым условием замещения является проницаемость пласта, зависящая от его состава или тектонических свойств. Замещение охватывает обширные площади благоприятных пластов, что приводит к формированию пластовых (стратиформных) рудных залежей. Почти всегда наблюдается зависимость интенсивности минерализации от малых тектонических форм. Например, в терригенных породах — Джекказган, в карбонатных — Миргалимсай. Ведущими факторами локализации руд являются состав пород и волнистость залегания пластов.

Рудные тела заполнения — замещения. Формирование минеральных комплексов в этом случае чаще всего протекает в виде сложных процессов на фоне пульсирующих деформаций. Отложение и замещение, растворение и переотложение многократно сменяются. В этих условиях концентрация рудных компонентов во многом определяется экранами, представляющими относительно постоянный элемент обстановки рудолокализации. Экранирование широко развито в процессе образования гидротермальных месторождений. Экраны закупоривают, отклоняют, фильтруют, видоизменяют растворы. Обычны физические экраны непроницаемых или слабопроницаемых пород. Хорошо известны также химические барьеры, среди которых можно отметить водно-газовый кислородный барьер и барьеры подземных вод разного возраста и состава. Накапливаются интересные данные о значительной роли геофизических барьеров — тепловых, магнитных, электрических, барических. Тепловые барьеры часто создаются интрузивными телами. Идущий от них тепловой поток интегрирует с тепловым полем гидротерм, и на какой-то оптимальной изотерме происходит массовое выпадение руд. Геомагнитно-электрические барьеры создают поля поляризации, влияющие на ход геохимических реакций. Такие эфемерные поля возникают при перемагничивании геологических тел, что может быть вызвано тектоническими и другими процессами, аутометаморфизмом глубинных масс при их выдвигении к поверхности, процессами окисления, гидратации глубинных масс и т. д. Имеются данные о накоплении сульфидных руд в сфере влияния подобных экранов. Роль давления в поведении гидротерм общеизвестна. Здесь лишь следует упомянуть о возможности взрывообразного разворачивания минерализующего потока на барьере критического давления.

Важная особенность многих барьеров и экранов состоит в том, что они существовали в период рудоотложения, но могут совершенно отсутствовать сейчас. Судить об их роли можно только по следствиям — рудам и околорудным метасоматитам.

Большая часть видов согласных рудных тел контролируется структурами экранирования. В терригенных породах к ним относятся крупные седловидные и лентовидные тела в изгибах благо-

приятных пластов под слабопроницаемыми экранами. В метаморфических толщах это нередко изоклинальные, крутонаклонные системы складок (Альмаден, Хайдаркан, Брокен-Хилл и др.). В карбонатных породах к этому типу относятся средние по размерам, но с богатыми рудами пластовые тела, сопряженные с внутриразломными жилами (Сумсар, Окур-Тау).

Многие рудные тела локализируются в контактах между карбонатными и терригенными породами (Кадамджай, Хайдаркан), между карбонатными и магматическими породами (Высокогорское), между интрузивными и эффузивными образованиями и терригенно-карбонатными толщами (Туранглы) и др.

Во всех случаях ведущими факторами локализации руд являются экраны и барьеры, контактовые и метасоматические зоны, формы рудоносного горизонта.

Рудные тела дифференциации могут быть представлены залежами и шлирами в донных и других частях расслоенных интрузивов (Норильск, Циновец) в виде пологих, секущих и сложных тел на склонах вулканических построек (Кочбулак, Учалы). Ведущие факторы локализации руд — протоструктура магматических тел, контактовые зоны.

Секущие рудные тела. В группу секущих входят рудные тела, подчиненные разрывным нарушениям, пересекающим внутренние структурные элементы горных пород. Секущими рудными телами образованы многие крупнейшие месторождения меди, серебра и золота, молибдена и вольфрама, ртути и сурьмы, многих нерудных полезных ископаемых (флюорит, барит и др.).

Эндогенные растворы,двигающиеся вверх, будут встречать наименьшее сопротивление в трещинах и разломах. В сквозных трещинах сопротивление движению оказывается главным образом гидростатическим давлением самого раствора. В относительно закрытых системах давление будет близко к литостатическому.

По данным С. И. Иванова (1970), растворы (флюиды) могут испытывать литостатическое давление, находясь в межпоровом пространстве на глубине 8—10 км. В процессе их продвижения к поверхности под соответствующим высоким давлением и в случае проникновения в ослабленные зоны разрывов внутренняя сила этих растворов встречает сопротивление, вызванное гидростатическим давлением. Однако и при этом в местах рудолокализации давление растворов остается достаточно высоким, нередко превышающим в 2 раза и более упругость вмещающих пород.

Скорость движения растворов по разломам зависит от условий их приоткрытости, разгруженности от литостатического и тектонического давлений. Отложению минералов из растворов способствует изменение скорости, связанное с переходом раствора в более разгруженную часть канала. В свою очередь, степень разгруженности разломов зависит от плана деформаций и поло-

жения граней его поверхности относительно этого плана. Таким образом, морфология поверхностей разломов имеет решающее значение для размещения в них минерализации.

Поверхности разрывных нарушений всегда волнисты, что определяется самим механизмом их образования в относительно изотропной среде. В анизотропной среде волнистость возникает под воздействием текстурных элементов и тектонических свойств пород.

Отмечаются следующие простые закономерности пересечения горных пород трещиной разлома: 1) в породах прочных и хрупких трещины отклоняются в сторону нормали к наслонению; 2) в породах пластичных и слоистых трещины отклоняются в сторону напластования и слоистости; 3) в интрузивных породах трещины косога направления приспособляются к трещинам диаклаза и элементам планпараллельной текстуры.

Эти соотношения соблюдаются во всех масштабах, и поэтому волнистость трещины будет нескольких порядков.

Разрывные нарушения не бесконечны. Они затухают в относительно более пластичных породах или упираются в более крупные разрывы, массивы прочных пород и др. Во всех случаях в конце разрыва перемещения нет. Если по разрыву имеется перемещение, то его должны компенсировать внутренние деформации в блоках пород, разделенных разрывом. Пусть разрыв АБ (рис. 16), затухающий в пластах 1 и 5, имеет наибольшее смещение в средней части; его горизонтальная составляющая видна по смещению пласта 3, а вертикальная достигает величины h (см. рис. 16, б). Для образования этого смещения в блоках боковых пород должны возникнуть сжатия и растяжения, как это показано на рис. 16, а, б. Одновременно блок висячего бока должен дугообразно изогнуться вверх и растянуться, а другой блок — отклониться вниз и сжаться.

Эти растяжения и сжатия будут реализованы в виде пластических деформаций пород — путем образования поперечных приразломных складок или развития соответствующих систем трещин, зон дробления.

Волнистость и блокированность разрывных нарушений определяют возникновение при смещении нагруженных и разгруженных граней. Выделяется пять видов граней (рис. 17):

1) сжатые — расположены нормально против направления смещения (движение невозможно, породы расплющиваются);

2) несущие — расположены косо навстречу направлению смещения (движение вдоль граней при сильном сжатии);

3) скользящие — движение скользящее (вдоль граней без сдавливания и приоткрывания);

4) приоткрытые — расположены косо по направлению движения (косо растянутые);

5) открытые — расположены нормально по направлению смещения (полностью растянутые).

Эта схема в равной мере справедлива для горизонтальных (сдвиговых), вертикальных (сбросо-взбросовых) и косых (взбросо-сдвиговых) смещений. В волнистых трещинах любое направ-

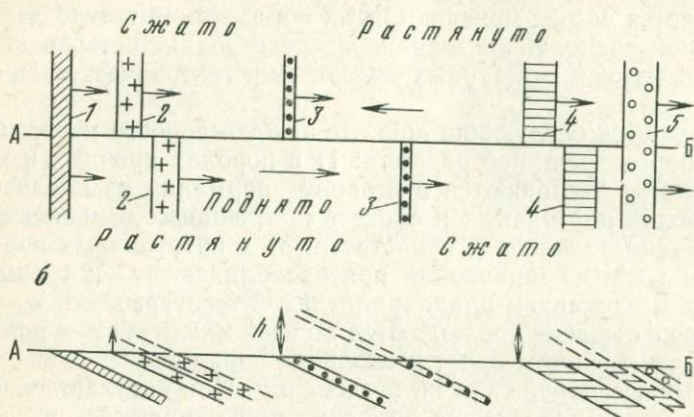
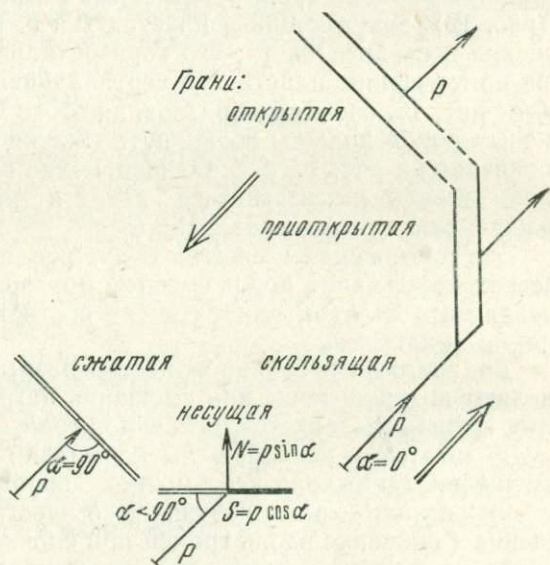


Рис. 16. Деформация блоков пород вдоль разрыва:

а — план; плиты (выделены различными обозначениями) 1 и 5 не перемещены, 2—4 сдвинуты; б — совмещенный разрез по АБ; пунктиром показаны плиты поднятого блока

Рис. 17. Наименование граней трещины по характеру их раскрытия



ление смещения приведет к разделению граней на нагруженные (сжатые, несущие) и разгруженные (приоткрытые, открытые). При этом фактическое движение по трещине будет направлено по скользящим граням. Сложно построенная поверхность тре-

щины семействами нагруженных и скользящих граней разделится на отдельные проводящие зоны разгруженных граней.

Нагруженные грани характеризуются неровностями, бороздами скольжения, дроблением и истиранием выполнения, глиной трения. Разгруженные грани отличаются повышенной трещиноватостью, развитием брекчий, тектонитами вдавленных пластических пород.

Развитие приоткрываний во многом зависит от соотношения свойств пород и направления смещения (рис. 18). В соответствии с перечисленными выше закономерностями поверхность разлома в неоднородных породах приобретает волнистость, сходную при разных направлениях смещения. Но в случае сброса (см. рис. 18, а) разгруженными будут грани в хрупких породах и приоткрывания окажутся эффективными, а в случае взброса (см. рис. 18, б) разгруженные грани пластичных пород приоткрываются плохо. При этом в тонком хрупком пласте среди пластичных пород может возникнуть блок массового дробления.

В соответствии с изложенными условиями возникновения приоткрывания в разломах образуются полости трех основных типов: вытянутые по простиранию, вытянутые по падению, ориентированные косо. Их сочетания приводят к искривлениям и разветвлениям приоткрытых участков. Таким путем образуются различные морфоструктурные типы секущих рудных тел.

В секущих рудовмещающих структурах условия возникновения физических пустот и высокая частота проявления деформаций в общем неблагоприятны для отложения минералов путем выполнения пустот. Поэтому отчетливого разделения рудных тел по способу отложения минералов здесь не будет. В остальном группировка рудных тел сохраняется.

Жилы и гнезда в трещинах и сложных разломах формируются в общем в одиночных и субпараллельных разломах, главным образом в местах их искривления.

В терригенных, относительно пластичных породах рудные столбы будут приурочены преимущественно к шарнирам изгибов

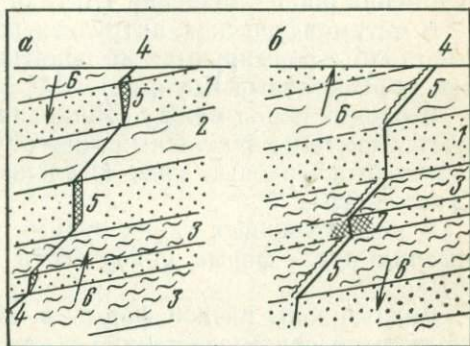


Рис. 18. Особенности развития приоткрывания:

- а — сброс; б — взброс.
 1 — хрупкие породы; 2 — пластичные породы;
 3 — породы повышенной пластичности; 4 — разлом; 5 — приоткрывание разлома; 6 — направление перемещений блоков; 7 — массовое дробление

поверхности разломов — к их ребрам, а в формировании руд существенная роль принадлежит заполнению пустот (Сарылах, Колар).

В породах между субпараллельными разломами, в шарнирах и на разгруженных гранях развиваются системы оперяющих трещин в виде блоков крупного дробления (Мироновское).

В карбонатных породах приоткрываются шарниры и прилегающие части разгруженных граней, а в формировании руд существенна роль замещения (Акташ, Бургунда).

В метаморфических, интрузивных и эффузивных породах рудные столбы формируются на приоткрытых гранях (Такоб, Канимансур, Восточный Коунрад).

В блоках пород между субпараллельными разломами формируются системы эшелонных жил (Учкошкон) и поперечные трещинно-штокверковые зоны (Дальнее, Алмалык, Чонкой, Новый Канимансур).

В рассмотренных типах рудных тел ведущие факторы локализации руд — форма поверхности разлома, контрастность пород.

Рудные зоны разной формы в объемах массового дробления образуются преимущественно в клиновидных структурах сопрягающихся и пересекающихся разломов (главным образом путем замещения).

В размещении разгруженных блоков существенную роль играют форма искривлений, ограничивающих клин разломов, и текстура клиновидного блока пород. В терригенных толщах в основном образуются штокверковые тела (Мурунтау), в карбонатных — трубчатые (Кансай) или согласные (Джизжикрут) тела, в интрузивных — веерно-перистые, параллельно-перистые зоны (Чорухдайрон, Джида).

Жилы и жильные системы в частично экранированных структурах образуются главным образом в зонах контакта осадочно-метаморфических и магматических пород. Это могут быть деформированные дайковые тела, оруденелые во всем объеме, с рудными столбами около сколов или отрывов (Бощекуль, Чуквикамата), или дайковые тела с лестничными жилами (Березовское).

Среди интрузивных пород крупные штокверковые тела прожилково-вкрапленных руд формируются в периферических или донных частях интрузивов (Кальмакыр, Клаймакс).

В активных контактах интрузивов с силикатными и карбонатными породами развиваются ленто-, столбо- и пластообразные скарново-рудные тела (Койташ, Дальнегорское), околодайковые, апофизные и донные скарново-рудные залежи (Турьинские).

В линейных, центральных и других вулканических постройках формируются радиальные и кольцевые жильные столбы и линзы, сопряженные с пластовыми залежами (Сильвертон, Потоси). В этой группе рудных тел ведущими факторами локали-

зации руд являются трещиноватость и массовое дробление пород, форма поверхности разломов, состав и текстуры пород, экранирующие поверхности.

Жильные и гнездовые тела в контактовых зонах интрузивов могут быть гидротермальные или инъекционные. Контактные зоны, сложенные контрастными метаморфическими породами, обладающими повышенной хрупкостью, представляют весьма благоприятную среду для отложения руд. Связанные с ними рудные поля выделяются в самостоятельную группу, но образующие их рудные тела относятся к обычным морфоструктурным типам. Типичные примеры — жильные зоны, пересекающие контакт (Хапчеранга), скарново-рудные зоны по периферии (блок-скиалитов (Шалым, Кан), инъекционные тела медно-никелевых руд в интрузивах и породах рамы (Норильск).

В этом типе ведущими рудолокализирующими факторами являются трещиноватость, протоструктура интрузивов (контракционные трещины и прототектонические элементы), контактные зоны

Комбинированные рудные тела могут встретиться в природе в любых сочетаниях в виде согласных, секущих и других рудолокализирующих структур (см. табл. 7 и 8).

Факторы локализации рудных тел сведены в табл. 9, где они разделены на складчатые, разрывные, петрологические и петрографические (состав и свойства пород), а также магматические (свойства и текстуры магматических тел). Между группами морфоструктурных типов рудных тел и группами рудолокализирующих факторов имеется тесная органическая связь. Но роль отдельных факторов оказывается неравноценной. Чаще других воздействуют следующие структурные факторы: контактные отслоения, разломы и их формы, состав, контрастность, экранирующие возможности горных пород, протоструктура интрузивов.

В целом набор главных рудолокализирующих факторов ограничен. Рудные тела разного состава формируются под воздействием сходных комбинаций факторов, и, следовательно, размещение оруденения на уровне рудных тел можно изучать по единой методике. Это положение иллюстрируется материалами, полученными в результате сопоставления структурных форм рудных тел разнотипных месторождений.

ДЕТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНО-ПРОГНОЗНЫЕ КАРТЫ

Объектом исследования этой части являются рудные поля гидротермальных месторождений в связи с составлением их структурно-прогнозных карт.

Рудное поле гидротермального месторождения — это участок земной коры, имеющий естественные геологические границы и содержащий рудные тела и месторождения одного генетического типа; его геотектоническая (структурно-геологическая) позиция определяет состав и форму геологических тел, их строение, характер метаморфизма и условия залегания вмещающих пород, ограниченных геологическими поверхностями.

В соответствии с этим определением систематика рудных полей предусматривает их разделение по тектоническому строению и составу вмещающих пород (табл. 10). Признак геолого-химического единства предусматривает включение в рудное поле только таких рудных образований, которые относятся к одной металлогенической эпохе. По составу они могут быть существенно различными, а по возрасту — неодновременными. Таким образом, изменчивость этого признака нельзя использовать для классификации рудных полей. Вместе с тем изменчивость геолого-геохимического процесса должна учитываться при разработке генетической классификации месторождений.

Признак геотектонической позиции очень важен в качестве основы для разделения рудных полей на группы. Конкретно этот признак выражается в составе формаций вмещающих пород, которые более изменчивы, чем геотектонические позиции. Состав формаций вмещающих пород, в свою очередь, определяет особенности тектонического строения рудных полей и морфо-структурные типы рудных тел. Он в значительной мере влияет и на геологическую позицию рудных полей. Таким образом, признак формации следует считать одним из наиболее существенных для систематизации рудных полей.

Морфогенезис рудных тел, обусловленный типом рудовмещающей формации, составляет второй основной признак систематики рудных полей. Обычно в рудных полях преобладает какая-либо одна группа рудных тел.

Разделяя рудные поля и месторождения по вмещающим формациям, авторы вслед за Л. Б. Рухиным (1953) понимают формацию как генетическую совокупность фаций, обладающую присущими ей составом и строением и образующую крупные геологические тела в областях единого тектонического режима.

Систематика морфоструктурных типов и видов рудных полей гидротермальных месторождений

Группы рудных полей	Морфоструктурные типы рудных полей	Вид рудных полей по формациям вмещающих пород				
		Метаморфическая	Терригенная	Карбонатная	Интрузивная	Вулканогенная
Рудные поля складчатых форм	Пологие складки, моноклиналы, нарушенные флексурами и разломами	Крутые флексурные, залежи	Пластообразные тела с флексурными раздувами (Джезказган)	Пластообразные тела с флексурными и приразломными раздувами (Миргалмсай, Миссисипи — Миссури)		
	Складки, осложненные изгибами и разломами	Седловидные, многоярусные залежи в замках складок (Бендиго)	Пластовые и трещинные тела в относительно хрупких или проницаемых породах (Альмаден, Никитовка; Зыряновское, Сумсар, Хайдаркан, Кадамджай)	Пластовые тела в относительно более проницаемых горизонтах и секущие тела в связи с разломами (Бричмулла, Учкулач, Окуртау)	Крутые контактовые рудные залежи (Высокогорское)	
	Изоклинные складки с крутыми осями, осложненные разломами	Крутые седловидные, куполовидные залежи (Брокенхилл, Комсток)				

Рудные поля разрывных форм	Искривления одиночных разломов и зон смятия	Ленто-, линзо-, столбообразные тела в искривленных разломах и зон смятия	Столбы и линзы в шарнирах искривлений (Сарылах)	Линзо- и столбообразные тела в шарнирах и на гранях изгибов, усложненных оперяющими трещинами	Вытянутые линзо- и столбообразные тела, преимущественно на гранях разломов (Наугарзан, Такоб, Садон, Боорду)	Столбы и линзы на приоткрытых гранях (Канимансур)
	Искривление субпараллельных тектонических структур	Системы эшелонированных трещин отрыва между разгруженными гранями (Учкошкон)	Системы оперяющих трещин скола на разгруженных гранях (Мионовское)	Штокверковые столбы между разгруженными гранями	Жильные и штокверковые тела между разгруженными гранями (Дальнее, Алмалык)	Поперечные трещинно-штокверковые зоны между разгруженными гранями субпараллельных разломов (Чонкой)
	Сопряженные и пересекающиеся разломы (клиновидные структуры)	Штоки и тела штокверкового дробления на разгруженных гранях крупных разломов, ограничивающих клиновидные структуры (Актюз)	Трещинные линейно-эшелонированные штокверковые зоны разломов, ограничивающих клиновидные структуры (Кокпатас, Мурнтау)	Околодайковые трубчатые или согласные тела в сложное деформированных клиновидных структурах (Такели, Кансай, Джижикрут)	Системы вееро-перистых жил и линейных штокверков, сопряженных с крупными разломами (Канджол, Чорухдайрон, Джида)	Косоугольно-блоковые системы жильных зон, сопряженных с разгруженными гранями разломов (III Интернационал)
Рудные поля контактных форм	Системы параллельных оперяющих и пересекающихся трещин	Пояса и поля трещинных жил разрывных систем (Иультин, Аннаберг)	Крупные дайкообразные тела, секущиеся системами косых сколовых и поперечных отрывных трещин (Бошекуль)	Сложные параллельно-перистые разломы (Кутитанг)	Системы перистых и параллельно-перистых жил в зонах разломов и в крупных дайковых телах (Восточный Коунрад, Чуквкамата)	Внутриразломные дайковые пояса с лестничными и другими жилами (Березовское)

Группы рудных полей	Морфоструктурные типы рудных полей	Вид рудных полей по формациям вмещающих пород				
		Метаморфическая	Терригенная	Карбонатная	Интрузивная	Вулканогенная
Рудные поля контактовых форм	Согласные контакты, осложненные межформационными подвижками			Плащеобразные залежи в приоткрытых частях согласных контактов, сопряженных с разломами (гора Магнитная)		
	Подобные контакты, осложненные секущими разломами			Плащеобразные, секущие и сложные тела в разгруженных гранях контактов и секущих разломов (Ингички, Кургашинокан)		
	Секущие крутые контакты простых форм, осложненные разломами			Ленто-, столбо- и пластообразные рудные тела (Майхура, Курусай, Койташ, Тетюхе)		
	Секущие крутые контакты, осложненные апофизами и дайками		Контактные ленты, околodayковые, апофизные и другие сложные рудные тела (Ауэрбах-Турьинское). Контактные столбы, линзы, апофизы и другие сложные рудные тела (Ташбулак, Лянгар, Чалата)			

	Массовое дробление в апикальных и других выступах интрузивных массивов и в эндоконтактах				Жильные поля и грейзеновые зоны, переходящие в породы кровли (Хачеранга, Джида, Колорадо)	
Рудные поля тектоно-магматических форм	Тектонические пластины, блок-скиалиты и блок-ксенолиты	Рудные зоны по периферии блок-скиалитов (Шалым, Шерегешское)	Столбы и зоны в захваченных блоках пород (Агятаг)		Рудные тела и вкрапленные зоны по периферии блоков карбонатных пород в средних и основных интрузивах (Кургашинокан)	
	Пологозалегающие прототектонические структуры расслоенных интрузивов. Кальдеры и склоны вулканических построек	Пологие лентообразные залежи и секущие жилы на склонах вулканокупольных структур (Лениногорское)		Пологие залежи, штокверки, жилы в апикальных частях кислых интрузивов (Циновец, Альтеберг, Букука), в донных частях основных интрузивов (Норильск, Мончегорск, Бушвельд)	Пологие, секущие, сложные метасоматические тела на склонах вулканических построек (Кочбулак, Учалы)	
	Кольцевые структуры интрузивных массивов и вулка-			Полукольцевые, кольцевые, конические тела нефелиновых сие-	Жильные столбы и линзы в системах радиальных и	

Группы рудных полей	Морфоструктурные типы рудных полей	Вид рудных полей по формациям вмещающих пород				
		Метаморфическая	Терригенная	Карбонатная	Интрузивная	Вулканогенная
	нических аппаратов с радиальными разломами			нитов (Хибины), карбонатитов (Ковдор), мельничитов (Ловозеро)	кольцевых эшелонированных трещин (Сильвертон)	
Рудные поля тектоно-магматических форм	Трещины и зоны массового дробления в эндоконтактах интрузивов, некков и трубок взрыва		Трещинные жилы в сложных параллельно-перистых разломах, секущих жерла и склоны вулкана (Потоси)		Штокверковые, линейные, кольцевые блоки массового дробления (Кальмакыр, Каджаран, Клаймакс)	Массовое и трещинное дробление в апикальных частях крупных субвулканических тел (Сарычеку, Коунрад, Браден)
	Вулканические купола (антиклинали), осложненные разломами				Залежи в отслоениях между контрастными эффузивными и интрузивными телами, в придонных или приповерхностных частях синклиналей; рудные зоны в секущих разломах (Гай, Качар, Каульды)	

Эндогенные месторождения, приуроченные к данной формации, могут относиться к разным генетическим типам и классам, но будут близки по структурно-геологическим видам. Это подчеркивает особое значение предлагаемой классификации для поисковых и разведочных работ. При поисковых работах геолог изучает определенные формации горных пород. Ясное понимание условий размещения руд в данной формации, характерные примеры типов и видов присущих ей месторождений несомненно облегчают поиски. При разведке эти данные помогают выявить геологические особенности месторождения. Таким образом, систематика рудных полей, построенная по формационному принципу, дополняет генетические классификации рудных месторождений.

В каждой из четырех систем (групп) предлагаемой схемы (см. табл. 10) типы рудных полей расположены в последовательности повышения сложности их строения. А в каждом типе, в свою очередь, выделяются виды рудных полей, залегающих в разных формациях горных пород или их сочетаниях; в кратких морфоструктурных характеристиках рудных полей указаны основные типы рудных тел и условия их размещения.

Для придания терминологического единообразия в табл. 10 группы рудных полей обозначаются как относящиеся к образованиям складчатых, разрывных, контактовых и тектоно-магматических форм, что несколько отличается от применяющихся словосочетаний «складчатые, разрывные, контактовые, интрузивные рудные поля». По нашему мнению, предлагаемые термины достаточно полно отражают содержание, вкладываемое в соответствующие понятия, хотя и не являются бесспорными.

Глава 5

МЕТОДЫ ГЕОМЕТРИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Целью геометризации рудных полей, месторождений и рудных тел является изображение на планах и картах, разрезах и проекциях их геологических форм и свойств веществ, заполняющих эти формы. Геометризация рудных тел — неотъемлемая часть методики анализа закономерностей размещения оруденения, основывающаяся на данных о форме продуктивных (рудоконтролирующих) поверхностей. Применение метода изолиний для геометризации таких поверхностей способствовало прогрессу в этой области, но одновременно оно сопровождалось укреплением одного опасного заблуждения в оценке свойств геологических поверхностей. Источником этого заблуждения послужило принятое в горной геометрии представление о геологических по-

верхностях как о поверхностях топографических. В действительности же это не так.

Топографические поверхности, как это установлено П. К. Соболевским, должны удовлетворять четырем условиям: конечности, однозначности, непрерывности и плавности. В каждой данной точке, определяемой линейными координатами, высотная отметка имеет конечное значение. Поверхности же геологических тел конечны в пределах их внутреннего контура. За их пределами линейные координаты не будут характеризоваться каким-либо определенным значением высоты, так как сама данная геологическая поверхность отсутствует.

В каждой данной точке, определяемой линейными координатами, высота координат имеет только одно значение. Геологические тела и их поверхности располагаются в существенно иных условиях. Во-первых, их пространство — это пространство твердой земной коры. В его пределах как угодно расположенная поверхность находит себе опору в поверхности смежных пород. Этого нет, например, у нависающего обрыва. Во-вторых, центр силы тяжести Земли расположен вне геологических тел, вследствие чего у них могут быть выделены поверхности верхние и нижние: кровля и почва, висячий и лежащий бока. Вектор силы тяжести, приложенный к верхней поверхности геологического тела (пласта, батолита), будет направлен внутрь его, а будучи приложен к нижней поверхности, окажется направленным наружу — он неоднозначен. Следствия из этих двух причин очень значительны.

Геологические поверхности могут как угодно сложно изгибаться в пространстве земной коры; их архитектура определяется в первую очередь динамическими силами и только отчасти контролируется силой тяжести. Физические свойства горных пород приобретают существенно иное значение. Опрокинутые складки, разрывы, лакколиты, дайки могут иметь нависающие формы. Геологические тела всегда имеют верх и низ. Следовательно, даже применительно к простым условиям залегания геологического тела его геологическая поверхность будет двужначна, так как в каждой данной точке тело имеет две отметки. В случаях сложных дислокаций они могут быть и многозначными.

Следовательно, в условие однозначности применительно к геологическим поверхностям нужно ввести ограничение и сформулировать его так: поверхности геологических тел однозначны в пределах одной геологической позиции.

Бесконечно малому приращению линейных координат отвечает бесконечно малое приращение отметки — в этом заключается условие непрерывности. Поверхности геологических тел непрерывны между разрывными нарушениями, которые могут привести или к отрицанию условия однозначности (в случае нарушений с притиранием) или к отрицанию условия конечности (в случае нарушений с зиянием).

Понятие плавности имеет неопределенный характер. Всегда можно выбрать такие масштабы изображения и густоту наблюдений, которые обеспечивают плавность изолиний. Геологические поверхности недоступны для непосредственного обозрения, и их морфология изучается с помощью точечных или линейных пересечений. В этих условиях плавность изолиний может создавать только иллюзию достоверности изображения.

Таким образом, геологические поверхности принципиально отличаются от топографических и, в частности, от топографической поверхности Земли. Рассматривая геологические поверхности как топографические, их обычно автоматически отождествляют с поверхностью рельефа Земли и поэтому пытаются строить структурные геологические поверхности по тем же законам. Но силы, которые формируют геологические поверхности, совершенно иные по направлению, способу действия и реакции твердой среды. Создаваемые ими формы достаточно далеки от дихотомически ветвящихся волн, обычных для топографности рельефа Земли.

Среди морфологических типов геологических поверхностей выделяются сложноффрированные, куполообразно-волнистые, зазубренно-волнистые, сундучно-волнистые и коробленные.

Сложноффрированные поверхности (рис. 19, а) присущи многим складчатым структурам; они достаточно известны. Поэтому отметим только характерное отличие этих поверхностей от топографической поверхности Земли. Оно заключается в том, что дополнительные усложнения складчатых структур могут развиваться параллельно основной оси, вдоль крыльев складок. В складках рельефа поверхности подобные структуры крайне редки.

Куполообразно-волнистые поверхности (рис. 19, б) часто образуются в пологих и наклонных интрузивных контактах. Обычно поверхность интрузива бывает волниста в двух перекрещивающихся направлениях: одно из них примерно параллельно длинной оси интрузива, другое — перпендикулярно ей. В резуль-

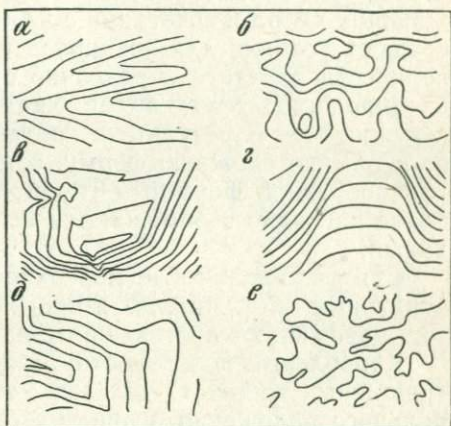


Рис. 19. Некоторые виды геологических поверхностей:

а — сложноффрированные (изогипсы); б — куполообразно-волнистые (изогипсы); в — зазубренно-волнистые (изолонги); г — топографически-волнистые (изолонги); д — коробленные (изолонги); е — топографическая (горизонтали)

тате пересечения и интерференции этих волн образуются системы куполов и впадин, усложняющих общий склон интрузива. Отмечается прямая зависимость между характером и степенью дислоцированности вмещающих интрузив пород и волнистостью его кровли.

Зазубренно-волнистые поверхности (рис. 19, б) возникают в секущих, особенно крутых интрузивных контактах и в некоторых структурах отрыва (рваные поверхности). Неоднородности вмещающих пород в сочетании с избирательной активностью магмы создают условия для возникновения неправильно волнистой поверхности контакта и различно ориентированных апофиз; последние находятся во вмещающих породах в виде пластовых или секущих тел. В результате контактовая поверхность приобретает необычно сложную форму, отдаленно напоминающую соты с разнообразной формой и глубиной ячеек. Такие поверхности более наглядно изображаются не плавными, а ломаными изолиниями.

Сундучно-волнистые поверхности (рис. 19, г) образуются в сундучных антиклиналях и прогибах; иногда поверхности разломов напоминают поставленные на ребро плоские чаши.

Коробленные поверхности (рис. 19, д) часто образуются в трещинных жилах. Отдельные участки трещин на фоне их генерального положения в пространстве могут обладать существенно различными элементами залегания, формой и размерами. В ряде случаев они имеют преимущественно трехгранную форму. Крутопадающие трещины с коробленными поверхностями не находят себе даже отдаленных подобий в формах топографической поверхности Земли; они скорее напоминают стены, обильно оснащенные скульптурными и архитектурными деталями.

Успехи в изучении морфологии геологических структурных поверхностей полностью зависят от детальности их геометризации и понимания генезиса. Лучше изучены полого залегающие поверхности, геометризация которых в изогипсах широко распространена.

Некоторые вопросы теории изолиний. Методика геометризации в изолиниях достаточно подробно изложена в учебных руководствах. Поэтому ниже будут рассмотрены лишь особенности изображения в изолиниях геологических поверхностей, скрытых от непосредственного обозрения в недрах Земли.

Как известно, способ проектирования в изолиниях прост: изолинии доступны для всех арифметических и алгебраических действий; легко выполняется переход от изолиний к разрезам и наоборот. Изолиниями можно пользоваться для геометризации любых свойств и качеств геологических тел (построения в изолиниях предусматривают вовлечение в анализ всех геологических наблюдений). Вследствие этого проекции продуктивных структурных поверхностей в изолиниях нужно считать обяза-

тельными сводными геологическими документами наравне с геологическими планами и разрезами.

Особенности и правила построения в изолиниях. Некоторым недостатком построений в изолиниях является их кажущаяся точность. Интерполяция позволяет провести изолинии с любой густотой; небольшой опыт нужен и для того, чтобы придать очертаниям изолиний плавные, правдоподобные формы. Этот недостаток можно преодолеть, подходя к построениям в изолиниях с известной последовательностью, методические приемы которой излагаются ниже.

Подготовка исходных разрезов. Основой построений в изолиниях служат геологические разрезы и погоризонтные планы; они должны быть составлены в первую очередь.

Геологические структурные поверхности обладают обычно сложной, перекрещивающейся волнистостью; так же сложно на них выглядит и распределение разрывов. Поэтому необходимо составлять геологические разрезы по двум направлениям. Идеальным случаем является такой, когда направления разрезов совпадают с осями складок и поверхностями разломов. Тогда проведение изолиний между разрезами осуществится посредством интерполяции в пределах структурно однородных блоков и не вызовет затруднений. Практически же разведочные пересечения редко попадают точно на структурные оси или ребра структурных граней.

Приемы и способы построения геологических разрезов общеизвестны, поэтому можно ограничиться простым перечислением последовательных операций:

1) подготовка основы. Вычерчивание рамки и шкалы высот, проведение вертикальных линий координатной сетки, снятых с линии разреза на плане, построение линии рельефа поверхности, показ ситуации (здания, скважины);

2) нанесение фактических геологических контуров-контактов, разломов (по их элементам залегания), выработок, рудных тел, мощностей свит и др.;

3) построение тектонических элементов — осей складок, разломов с учетом смещений по ним. Увязка их отметок и залегания со смежными и пересекающими их разрезами и геологическими планами;

4) обоснованная интерполяция геологических контуров;

5) проведение экстраполированных построений;

6) окончательная увязка с планами и смежными разрезами;

7) проверка разреза способом сравнения вариантов;

8) оформление разреза — иллюминировка, надписи.

Особое внимание должно быть уделено отстройке на разрезах тех геологических поверхностей, которые намечены к геометризации.

Как бы тщательно ни составлялись отдельные разрезы, при их сопоставлении со смежными и пересекающими их разрезами

всегда выявятся неувязки, особенно в положении тектонических элементов. Они могут быть устранены только при пространственном согласовании разрезов между собой и на структурном плане.

Геологические разрезы для плана в изолиниях являются вспомогательным построением. Поэтому на разрезах должно быть тщательно отделено все достоверное от всех предположений.

Выбор геометризуемой поверхности. Большое значение имеет правильный и хорошо продуманный выбор геометризуемой поверхности. Минеральные тела и зоны разрывных нарушений обладают мощностью, а следовательно, имеют две поверхности. Для геометризации могут быть выбраны следующие поверхности: а) лежачего бока, б) висячего бока, в) та и другая, г) поверхность рудоконтролирующей структуры, д) условная поверхность, расположенная на половине мощности исследуемого тела, е) маркирующая поверхность — какой-либо выдержанный прослой внутри изучаемого тела или же в над- или подрудной толще.

Следует учитывать, что геометризуемая поверхность должна теснее всех других контролировать распределение минерализации. Чаще всего этим качеством обладает поверхность лежачего бока рудных тел; эта поверхность важна еще и потому, что с ней соотносится направление горных выработок. В тех случаях, когда нужна и геометризация поверхности висячего бока, она может быть проведена по данным поверхности лежачего бока и по мощностям исследуемых тел. Перед построением структурных карт или вертикальных проекций геологические разрезы и планы следует обтянуть прозрачной восковой и на ней закрепить нужную поверхность.

Выбор плоскости проекции. Плоскостью проекций может быть каждая из координатных плоскостей — горизонтальная, широтная или меридиональная (табл. 11). Наклонные или произвольно ориентированные вертикальные плоскости проекций, иногда применяемые на практике, нельзя признать удобными. Их использование оправдывается лишь стремлением получить наименьшее площадное искажение объекта, и поэтому выбирается плоскость проекции, грубо параллельная его залеганию. Но это единственное достоинство случайных плоскостей проекций никак не искупает их многочисленных недостатков, из которых главными являются: 1) необходимость пересчета координат проектируемых точек; 2) потеря четкой связи изолиний с элементами залегания; 3) трудность геологических построений на самой проекции; 4) сложность применения методов аналитической геометрии к решению практических задач.

Выбор плоскости проекций зависит от средних элементов залегания геометризуемой поверхности. Углы падения определяют выбор горизонтальной или вертикальной плоскости. Горизонтальная плоскость проекции применима до среднего значения

Условия проектирования геологических поверхностей

Плоскости проекции	Элементы залегания		Функции координат		Наименование числовых отметок
	угол падения	азимут простираия	линейные	отметки изолиний	
Горизонтальная	$< 50^\circ$	Безразлично	x, y	z	Превышение
Широтная	$> 50^\circ$	$46-135^\circ; 226-315^\circ$	y, z	x	Удаление
Меридиональная	$> 50^\circ$	$316-45^\circ; 136-225^\circ$	x, z	y	»

угла падения в 50° . При изображении сложной структуры иногда приходится проектировать на горизонтальную плоскость поверхности и более крутого залегания. Выбор вертикальной плоскости проекций определяется средним азимутом простираия — следует выбирать ту из них, которая образует с азимутом простираия меньший угол.

Расположение плоскости проекции относительно объекта проектирования должно быть единообразным. Для проектирования на горизонтальную плоскость удобно общепринятое расположение плоскости проекций ниже объекта на горизонте поверхности Земли или на нулевой отметке; в этих условиях превышения всегда положительны. Для проектирования на вертикальные плоскости целесообразно плоскости проекций относить к нулевым значениям ординат. В этом случае значения точек всегда будут положительными, а определение их не требует никаких дополнительных вычислений. Если координаты многозначны (например, $x = 252316,7$, $y = 162731,8$), то для сокращения можно пользоваться минимальным числом знаков (десятки, сотни, тысячи в зависимости от масштаба), отбрасывая те цифры слева, которые не изменяются в пределах планшета. Так, при геометризации в масштабах $1 : 1000-1 : 5000$, как правило, бывает достаточно сохранить для x и y значения до тысячной позиции (принять $x = 2316,7$; $y = 2731,8$, отбросив в первом случае 425, а во втором 16).

Таким образом, меридиональная плоскость проекции всегда должна располагаться слева (западнее) от объекта, а широтная — ниже (южнее) его.

Выбор сечения изолиний. Сечение изолиний определяет детальность и точность изображения геометризуемой поверхности. Оно зависит от углов падения поверхности и масштабов планов (табл. 12). При углах падения круче 60° проектировать следует на вертикальную плоскость.

Перенос на координатную основу структурного плана всех точек проектируемой поверхности. Отметки изображаемой струк-

Рациональные сечения изолиний при проекции
на горизонтальную плоскость (в м)

Углы падения поверхности, град.	Масштабы планов			
	1:1000	1:2000	1:5000	1:10 000
3 (1—5)	0,6	1,0	2,0	5,0
10 (6—15)	2,0	5,0	10,0	20,0
25 (16—35)	5,0	10,0	20,0	50,0
45 (36—60)	10,0	20,0	50,0	100,0
75 (61—90)	50,0	100,0	200,0	500,0

турной поверхности могут быть получены вдоль линии ее выхода на дневную поверхность, а для поверхностей контакта осадочных пород — также вдоль прослеженных на карте маркирующих горизонтов. Точность отметок интерполированных точек должна быть оценена.

Проведение на плане опорных изолиний. Ими будут все достоверные отрезки изолиний, которые хорошо определены разведочными пересечениями или прослежены горными выработками. Удобно выделить эти отрезки более жирными линиями. При проведении изолиний нужно учитывать возможность появления промежуточных перегибов или разрывов.

При изменении углов и азимутов падения изогипсы изменяются следующим образом. Если вдоль прямолинейной линии простирания, представленной изогипсой α (рис. 20, а), изменяется угол падения, что показано стрелами разной длины, то следующая изогипса β изогнется. Если при постоянном угле падения изменяется простирание (рис. 20, б), то изогипсы изогнутся параллельно. При изменении обоих элементов каждая изогипса изгибается автономно, а расстояние между изогипсами изменяется без видимой зависимости от их изгибов (рис. 20, в).

Изменчивость конфигурации изогипс будет тем больше, чем положе залегание (при проектировании на горизонтальную плоскость).

Фиксация на проекции положения тектонических линий — перегибов и разрывов. Крупные тектонические линии выявляются геологическими разрезами (вертикальными и горизонтальными). Их наиболее вероятное положение на проекции будет находиться в пределах точности интерполированных точек. Нужно всегда помнить, что простая интерполяция подтягивает точку перегиба к одному из ближайших разведочных пересечений. Поэтому желательна тщательная проверка положений тектонических линий, в частности при помощи серии коротких геологических разрезов, опирающихся на разведочные пересечения.

Положение осей небольших перегибов намечается на основании пересечения проведенных отрезков изолиний и элементов залегания. Оно определяется обычно на вспомогательных разрезах и планах путем интерполяции между двумя точками пересечения опорного горизонта (поверхности), расположенными по разные стороны от оси (рис. 21). Например, эти пересечения

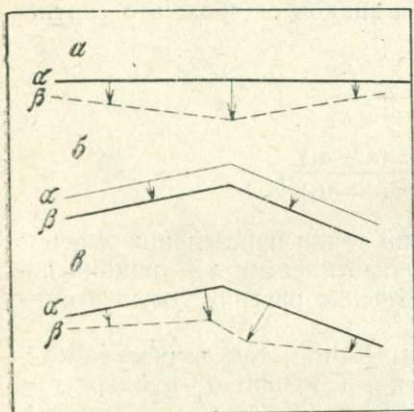


Рис. 20. Зависимость положения изогипс от изменения элементов залегания (α , β):

a — изменяется только β ; $б$ — изменяется только α ; $в$ — изменяются α и β .

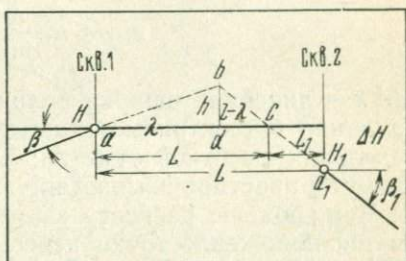


Рис. 21. Схема, иллюстрирующая методику определения положения оси складки по данным пересечения ее двумя скважинами (разрез):

a и a_1 — точки пересечения поверхности, маркирующей складку; H и H_1 — их высотные отметки; L — расстояние между ними; ΔH — разница отметок; β и β_1 — углы падения маркирующей поверхности (горизонта); L , L_1 , C , h , $L - \lambda$, b , d — вспомогательные линии и точки, позволяющие определить положение оси складки (находится в интервале $b - d = h$)

расположены в точках a и a_1 , имеющих отметки H и H_1 , отличающиеся на ΔH ; для них определены углы падения горизонта соответственно β и β_1 ; точка a_1 расположена ниже точки a . Вероятное положение оси складки может быть при этом в пределах отрезка $bd = h$, т. е. на расстоянии между точками от a до a_1 .

Геометрические отношения на рис. 21 приводят к выражению

$$h = \frac{L \cdot \operatorname{tg} \beta \cdot \operatorname{tg} \beta_1 - \Delta H \operatorname{tg} \beta}{\operatorname{tg} \beta + \operatorname{tg} \beta_1}$$

Выводы о точности построения оси складки на плане и разрезе следующие:

- 1) чем круче углы падения, тем точность меньше;
- 2) чем больше разность отметок пересечений, тем точность больше;
- 3) чем ближе одно из пересечений к оси, тем точность больше.

При построениях в изолиниях на плане положение тектонических линий (разрывов, осей складок) графически определяется изгибом или пересечением изогипс или изолонг. Точность этих построений определяется точностью построения самих изолиний.

Пусть точность построения изолиний соответствует их сечению и составляет $\pm h$. Положение точки их пересечения будет зависеть от соотношения величин и знаков ошибок; это соотношение выражается формулами:

$$x = \pm \frac{2h}{\operatorname{tg} \alpha - \operatorname{tg} \alpha_1}$$

$$z = \pm h \frac{\sin \alpha \cdot \sin (\alpha + \alpha_1)}{\sin \alpha \cdot \sin (\alpha - \alpha_1)},$$

где x — линейная ошибка положения точки пересечения изогипс на линии биссектрисы угла между изогипсами; z — ошибка определения высотной отметки; h — сечение изогипс, м; α и α_1 — азимуты простирания изогипс.

Чем больше разность азимутов ($\alpha - \alpha_1$), тем точнее определяется положение точки пересечения. Так, при $\alpha - \alpha_1 = 20^\circ$ $x = 7-10 h$, а при $\alpha - \alpha_1 = 5^\circ$, $x = 20-50 h$.

Для решения этой задачи В. А. Петров (1961) предложил номограмму (рис. 22), на которой окружности соответствуют следам конусов углов падения на горизонтальной плоскости; их радиусы r определяются из выражения $r = h \cdot \operatorname{ctg} \beta$, где h — произвольный модуль номограммы (высота конуса), определяющий ее диаметр, β — угол падения.

Пример. Определим линии пересечения двух плоскостей, заданных элементами залегания: 60° , угол 40° (линия простирания ББ) и 300° , угол 60° (линия простирания АА). Точка их пересечения С имеет элементы залегания 10° , угол 29° , соответствующие искомому. Определим искомый угол падения плоскости, имеющей азимут падения 200° , если след ее пересечения с плоскостью, ориентированной по азимуту 140° , имеет наклон 30° (точка В). Из точки В опускаем перпендикуляр на радиальную линию 200° ; в точке Г искомый угол падения будет 49° .

Элементы залегания линии пересечения двух плоскостей (ребро): 50° , угол 25° . Чтобы определить угол наклона ее проекции на плоскость с азимутом 90° , опустим перпендикуляр на радиальную линию 90° ; на ней можно прочесть (в точке Г) значение угла наклона в 32° .

Номограмма позволяет решать и другие задачи аналогичного типа.

Рассматривая вопрос о построении тектонических линий методом пересечения изогипс или изолонг в общем виде, нужно отметить, что при одинаковых углах падения граней ребро будет направлено по биссектрисе угла между гранями; его угол падения будет меньше угла падения граней. При разных значениях падения граней направление ребра образует с их простираниями неодинаковые углы. Условимся рассматривать структурную

поверхность со стороны ее висячего бока. Пересекающиеся грани рассматриваемой поверхности образуют выпуклые (к нам) и вогнутые (от нас) углы. В выпуклых углах ребро будет откло-

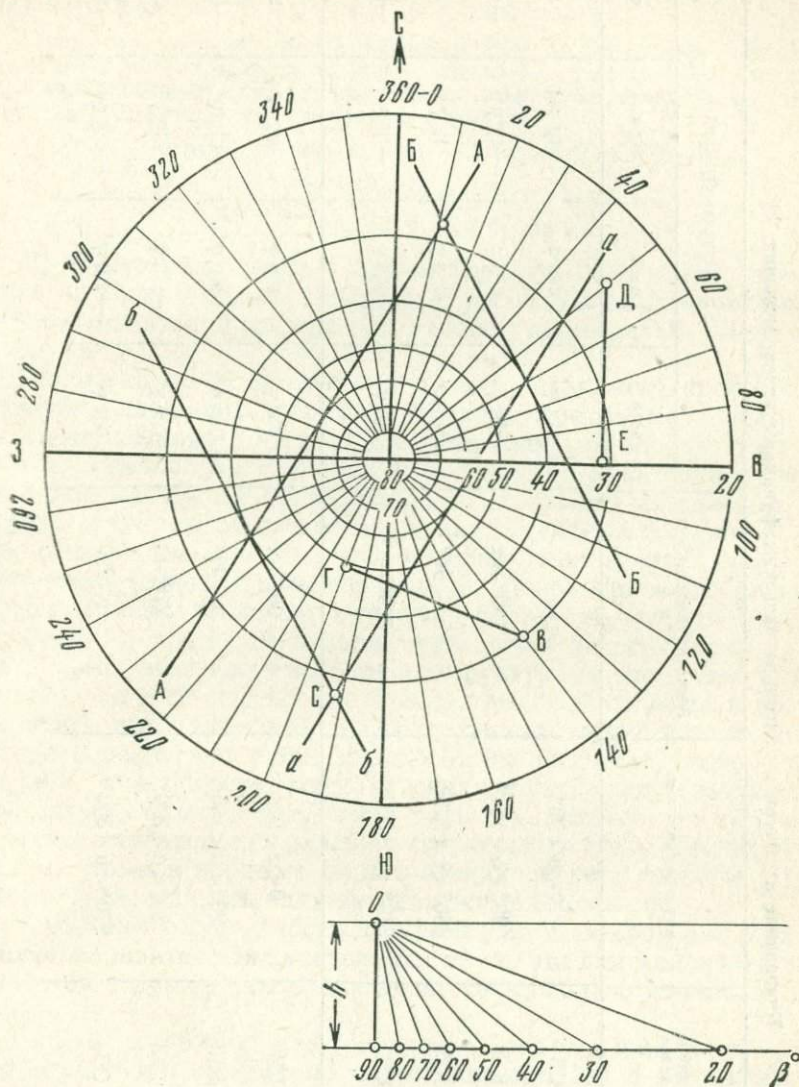


Рис. 22. Номограмма В. А. Петрова

На номограмме буквами обозначены плоскости проекций

няться от биссектрисы в сторону грани с более крутым падением: Это правило удобно запомнить при помощи мнемонической формулы: «вы-пологий, во-крутой», т. е. вы-пуклый угол

Приведение азимутов к тригонометрическим функциям углов, меньших 90°

Плоскость проекции	Румбы падения	Значения азимутов	Значения приведенного угла φ	Значения функций			
				$\sin \alpha$	$\cos \alpha$	$\operatorname{tg} \alpha$	$\operatorname{ctg} \alpha$
Меридиональная	СВ	$0 < \alpha < 90^\circ$	$\varphi = \alpha$	$\sin \varphi$	$\cos \varphi$	$\operatorname{tg} \varphi$	$\operatorname{ctg} \varphi$
	ЮВ	$90^\circ < \alpha < 180^\circ$	$\varphi = 180^\circ - \alpha$	$\sin \varphi$	$-\cos \varphi$	$-\operatorname{tg} \varphi$	$-\operatorname{ctg} \varphi$
	ЮЗ	$180^\circ < \alpha < 270^\circ$	$\varphi = \alpha - 180^\circ$	$-\sin \varphi$	$-\cos \varphi$	$\operatorname{tg} \varphi$	$\operatorname{ctg} \varphi$
	СЗ	$270^\circ < \alpha < 360^\circ$	$\varphi = 360^\circ - \alpha$	$-\sin \varphi$	$\cos \varphi$	$-\operatorname{tg} \varphi$	$-\operatorname{ctg} \varphi$
Широтная и горизонтальная	СВ	$0 < \alpha < 90^\circ$	$\varphi' = 90^\circ - \alpha$	$\cos \varphi'$	$\sin \varphi'$	$\operatorname{ctg} \varphi'$	$\operatorname{tg} \varphi'$
	ЮВ	$90^\circ < \alpha < 180^\circ$	$\varphi' = \alpha - 90^\circ$	$-\cos \varphi'$	$\sin \varphi'$	$-\operatorname{ctg} \varphi'$	$-\operatorname{tg} \varphi'$
	ЮЗ	$180^\circ < \alpha < 270^\circ$	$\varphi' = 270^\circ - \alpha$	$-\cos \varphi'$	$-\sin \varphi'$	$\operatorname{ctg} \varphi'$	$\operatorname{tg} \varphi'$
	СЗ	$270^\circ < \alpha < 360^\circ$	$\varphi' = \alpha - 270^\circ$	$\cos \varphi'$	$-\sin \varphi'$	$-\operatorname{ctg} \varphi'$	$-\operatorname{tg} \varphi'$

Примечание. При проекции на широтную плоскость приведенный угол обозначен φ' .

дает наклон ребра в сторону более пологой грани, а вогнутый — в сторону более крутой.

Определение элементов залегания линии пересечения (ребра) двух плоскостей (граней) можно вычислить.

Например, пусть положение граней задано их элементами залегания: грани I — азимутом падения α_1 , углом падения β_1 ; грани II — соответственно α_2 и β_2 . Положение ребра определяется его элементами залегания соответственно α_3 и β_3 , которые вычисляются по формулам

$$\operatorname{tg} \beta_3 = \operatorname{tg} \beta_1 \cdot \cos (\alpha_1 - \alpha_3) = \operatorname{tg} \beta_2 \cdot \cos (\alpha_2 - \alpha_3),$$

$$\operatorname{tg} \alpha_3 = \frac{\operatorname{tg} \beta_1 \cdot \cos \alpha_1 - \operatorname{tg} \beta_2 \cdot \cos \alpha_2}{\operatorname{tg} \beta_1 \cdot \sin \alpha_1 - \operatorname{tg} \beta_2 \cdot \sin \alpha_2}.$$

В приведенных выше и других формулах приходится переходить от геодезических азимутов к углам и их тригонометрическим функциям. Для перехода удобно пользоваться данными табл. 13.

Разметка на тектонических линиях точек, соответствующих отметкам изолиний. Для градуирования используют надежные отметки тектонических линий и интерполируют между ними.

Проведение всех изолиний, опирающихся на интерполированные данные. Лучше проводить их не плавными линиями, а ломаными. В этом случае изображение структуры получается более отчетливым, а способ изображения будет вполне соответствовать его точности. Конечно, плавные линии вернее изображают существо форм геологических поверхностей, но этот способ изображения обладает по крайней мере двумя недостатками: 1) он затрудняет выявление небольших структурных элементов, «смазывает» их и 2) создает впечатление высокой точности и достоверности изображения. Однако в пологих структурах ломаные линии передвигают ребра далеко от их истинного положения. Задачи геометризации геологических структурных поверхностей состоят не только в том, чтобы дать правильное по существу и художественное изображение структурных поверхностей, но и в том, чтобы в процессе геометризации оценить точность и достоверность, выявить наименее надежные его участки.

Проверка достоверности изображения. Для проверки удобен способ вариантов. Он заключается в том, что для малонадежных участков структурного плана делается несколько вариантов построения.

Изображение структуры в изогипсах и изолонгах. При построении структурного плана в изогипсах на координатную основу прежде всего наносятся все известные точки проектируемой структурной поверхности. Они могут быть четырех видов: 1) определенные разведочными пересечениями; 2) взятые с планов, т. е. прослеженные вдоль линии выходов; 3) интерполированные с геологических разрезов; 4) рассчитанные от опорных горизонтов на осях складок, линиях перегиба простираций и углов падения и на разрывах.

Прежде всего нужно провести те отрезки изолиний, которые опираются на достоверные точки. Затем на плане намечают положение тектонических линий— осей складок, перегибов и разрывов. Более крупные тектонические линии обычно выявляются геологическими разрезами и картой; положение менее значительных намечается на основании достоверных отрезков изолиний и элементов залегания. На тектонических линиях намечается положение изогипс и строятся все изогипсы, опирающиеся на интерполированные данные.

Общий порядок изображения структуры в изолонгах сохраняется тот же, что и при построении изогипс. Изолонги, как уже отмечалось,— это линии равного удаления проектируемой поверхности от вертикальной плоскости проекции.

Условия проектирования в изолонгах. По аналогии с проектированием на горизонтальную плоскость принимаются следующие условия проектирования на вертикальную плоскость:

1) вертикальная плоскость проекций должна быть ориентирована либо по широте, либо по меридиану;

2) координатная сетка на вертикальной плоскости проекций разбивается так же, как и в других ортогональных проекциях. Вертикально на чертеже расположится ось высот z , горизонтально в зависимости от ориентировки плоскости проекций геодезическая ось широт y или ось долгот x . Третья координата точки — удаление по координатам x и y — соответственно обозначается числовой отметкой. На долготной плоскости проекции W юг будет расположен слева, север — справа, восток — впереди и запад — позади изображения. На широтной плоскости проекций V запад будет слева, восток — справа, юг — впереди и север — позади изображения. Высотные отметки возрастают снизу вверх;

3) точки данной проектируемой поверхности с одинаковыми числовыми отметками могут быть соединены изолиниями. Это будут изолонги, представляющие собой проекции сечений поверхности изображаемого тела системой вертикальных плоскостей, расположенных параллельно плоскости проекций и удаленных одна от другой на одно и то же расстояние (сечение, заложение), которое обозначим через l ;

4) изображение поверхности в изолонгах аналогично изображению в изогипсах или горизонталях и пригодно для проведения всех геометрических построений — определения линии пересечения данной поверхности с любой другой, заданной любым способом (тремя точками или элементами залегания), определения элементов залегания, смещения и др.

Основная задача проекции в изолонгах. Принято определять залегание геологических поверхностей при помощи азимута и угла падения. Поэтому одной из главных задач проектирования в изолонгах является определение элементов за-

легания изучаемой поверхности в разных ее частях. С этой целью используются простейшие тригонометрические зависимости между положением изолонг и некоторых других параметров (заложение l — горизонтальное расстояние между изолонгами «а» и др.).

На проекции в изогипсах эта задача решается просто. Работа с изолонгами для осваивающих методику проектирования на вертикальную плоскость представляет некоторые трудности.

Основные формулы связи между параметрами изолонг и элементами залегания следующие:

$$\operatorname{tg} \delta = \operatorname{tg} \beta \cdot \sin \alpha;$$

$$m = h \cdot \cos \beta,$$

где α — азимут падения проектируемой поверхности (в значениях меньше 90°); β — угол падения этой поверхности; δ — угол наклона изолонг; m — расстояние между изолонгами по нормали.

Применение этих формул требует учета румбов падения, так как при проектировании на широтную плоскость при северо-восточных и юго-западных падениях, а на меридиональную плоскость при северо-восточных и юго-западных падениях синус изменяется на косинус. В связи с этим предлагается схема (рис. 23), с помощью которой значительно облегчаются чтение вертикальной проекции и определение элементов залегания ее граней.

Азимут и угол падения поверхности в каждой ее точке определяются углом наклона изолонг и последовательностью возрастания их отметок. При проектировании на широтную плоскость грани северо-восточного падения будут наклонены слева — вниз — направо, а отметки будут возрастать сверху вниз. В гранях северо-западного падения изолонги наклонены влево, а отметки их тоже нарастают вниз. В гранях юго-восточного и юго-западного падений изолонги наклонены соответственно вправо и влево, а отметки их нарастают вверх. Широтные участки характеризуются горизонтальным положением изолонг.

При проектировании на меридиональную плоскость направление падения для аналогичных положений изолонг меняются на 90° .

На рис. 23 видно, что определения азимутов падения сведены к отношению сечения изолонг l (постоянному для данной проекции) к горизонтальному расстоянию. Угол падения легко определяется путем деления значения угла наклона изолонг в градусах на \sin (или \cos в соответствующих чертежах) азимута падения, взятого в значениях меньше 90° (см. табл. 13).

О построении и чтении проекции в изолонг а х. Изолонги строятся теми же приемами и по тем же правилам, какие были изложены выше для изолиний вообще и изогипс.

Плоскости проекции	Положение проектируемой поверхности в плане						
	Положение изолинии на вертикальной поверхности						
Широтная	Румбы падения	СВ	СЗ	ЮЗ	ЮВ	Ю	С
	Формулы для определения элементов залегания	$\alpha = \varphi$ $\operatorname{tg} \varphi = \frac{l}{\pi}$	$\alpha = 360^\circ - \varphi$	$\alpha = 180^\circ + \varphi$	$\alpha = 180^\circ - \varphi$	$\alpha = 180^\circ$	$\alpha = 360^\circ$
		Угол падения	$\operatorname{tg} \beta = \frac{\operatorname{tg} \delta}{\sin \varphi}$				$\operatorname{tg} \beta = \frac{h}{l}; \quad \beta = \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(\frac{h}{l} \right)$
Меридиональная	Румбы падения	ЮВ	СВ	СЗ	ЮЗ	З	В
	Формулы для определения элементов залегания	$\alpha = 90^\circ + \varphi$	$\alpha = 90^\circ - \varphi$	$\alpha = 270^\circ + \varphi$	$\alpha = 270^\circ - \varphi$	$\alpha = 270^\circ$	$\alpha = 90^\circ$
		Угол падения	$\operatorname{tg} \beta = \frac{\operatorname{tg} \delta}{\sin \varphi}$				$\operatorname{tg} \beta = \frac{h}{l}; \quad \beta = \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(\frac{h}{l} \right)$

Изображение в изолонгах при небольшом навыке позволяет представить рельеф так же наглядно, как и при изображении в изогипсах (или горизонталях) с той лишь разницей, что этот рельеф не дает прямой характеристики элементов залегания. Элементы залегания представляют настолько удобные и общепринятые понятия, что умение определять их на проекции в изолонгах составляет основу чтения проекции.

Наклон и заложение изолонг зависят одновременно от α и β . Если проектируемая поверхность и плоскость проекции параллельны, то изолонги превращаются в горизонтали; при разности простираций этих поверхностей в 90° все изолонги будут совмещены. При всех промежуточных простирациях проектируемой поверхности наклон изолонг будет изменяться в пределах от 0 до 90° .

Отсюда следуют правила чтения проекции в изолонгах:

1) чем гуще расположение изолонг, тем больше угол между плоскостью проекций и проектируемой поверхностью;

2) изменение δ при относительно постоянном h указывает на преимущественное изменение α (изменение h при относительно постоянном δ происходит в очень узких пределах и поэтому трудно улавливается);

3) изменение δ при относительно постоянном α обусловлено преимущественным изменением β ;

4) одновременное изменение δ и h указывает главным образом на изменение β .

Рассмотрим сопряжение проекций в изогипсах и изолонгах (рис. 24). На них сетка по горизонтальной оси y совпадает. По вертикали на плане (рис. 24, а) расположена ось x , а на проекции (рис. 24, б) — отметки z . Точки a, b, c плана на проекции размещаются по своим высотным отметкам, но все они имеют одинаковую величину удаления — 2450. Точно так же на одной изолонге 2350 расположены и точки d и e . Линии разреза af , ориентированного нормально к линии выхода, на проекции имеют наклон, определяемый положением точки f . На плане изогипсы, проведенные через 100 м, оставляют впечатление достаточной детальности изображения волнистой структуры геологической поверхности. Однако изолонги, построенные по этим данным через 50 м, убеждают в обратном: во многих местах построения оказываются плохо обоснованными. Происходит это потому, что изображение структуры растянулось, и на нем по-

Рис. 23. Основные формулы для построения и чтения изолонг:

1, 2 — значения изолонг (координатные значения изолонгических плоскостей); V, W — плоскости проекции (V — широтная, W — меридиональная); l — сечение изолонг (постоянное для данного рисунка); d — горизонтальное расстояние между смежными изолонгами (проекция линии простираения); δ — угол наклона изолонг (косое сечение угла падения, определяемое углом α между простираем проектируемой поверхности и плоскостью проекции. Связано с α функцией 90° и дополнительными углами, зависящими от румба падения); m — расстояние между изолонгами по нормали; h — расстояние между изолонгами по вертикали; α — при определении β берутся в значениях меньше 90°

явилось больше деталей. Обращают на себя внимание обратные соотношения изогипс и изолонг при изображении рельефа. Там, где изогипсы сгущаются, изолонги разрежаются, и наоборот. Антиклиналь в изолонгах выглядит впадиной, а синклиналь — выпуклостью.

Геометризация свойств и других характеристик горных пород. В изолиниях можно изображать какие угодно свойства полезных ископаемых и горных пород. Для

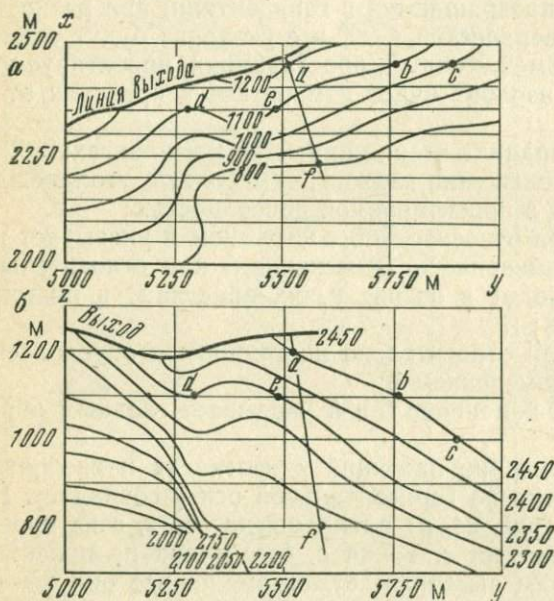


Рис. 24. Сравнение проекций рудоконтролирующей поверхности:

а — в изолонгах; б — в изогипсах.

Цифровыми отметками (в м) показаны изолинии равного удаления рудоконтролирующей поверхности от вертикальной плоскости (а) и высотные отметки (б).

а — *г* — линия разреза; б, с, д, е — точки на рудоконтролирующей поверхности, проектируемые на вертикальную и горизонтальную плоскости

некоторых из них изолинии получили специальные наименования. Так, известны: изопакиты — линии равных мощностей, изоволи (изопроценты) — линии равных содержаний, изострайки — линии равных простирааний, изоклины — линии равных углов (падения), изобаллы — линии равных интервальных значений (баллов); применяются линии равных метропроцентов. Широкое применение имеют изолинии в геофизике — изобары, изосейсты, изогаммы и т. п.

Для характеристики свойств полезных ископаемых главное значение имеют изопакиты, изоволи и производные от них — изолинии метропроцентов. Построение этих изолиний возможно при условии непрерывности тела полезного ископаемого.

Условия непрерывности формы геологических тел, а следовательно, и мощностей рудных тел рассматривались выше. Было показано, что геологические (в том числе и рудные) тела удовлетворяют условию непрерывности, и их мощности могут быть

изображены в изолиниях. Так же непрерывно в пределах рудных тел изменение содержаний отдельных химических элементов.

Изучать изменчивость качественных характеристик значительно сложнее, чем определять степень изменчивости элементов залегания или мощности. Понятие мощности относится к линии — это длина линии, определенным образом проведенной в пространстве геологических тел. Достаточно только условиться о правилах расположения линий мощности (перпендикулярно) по отношению к поверхности ограничения геологического тела, чтобы понятие мощности стало вполне конкретным. Понятие элементов залегания геологических поверхностей относится к площади; элементами залегания обладают поверхности ограничения геологических тел. Достаточно только условиться о размерах площадей данной поверхности, для которых определяются элементы залегания, чтобы это понятие также стало конкретным. Понятие качества относится к объему. Руда представляет собой агрегат, состоящий из различных минералов. Качества минеральных индивидуумов, их физические свойства и химический состав будут, очевидно, различны. Поэтому, если за основу изучения качества принять такие объемы, которые будут соизмеримы с размерами минеральных зерен, то почти во всех минеральных телах обнаружится резкая изменчивость качества. Подобная качественная характеристика минеральных тел является предметом изучения минералогии. Практика нуждается в этих данных, но они не являются достаточными. Необходимо еще знать качество всего минерального агрегата, взятого в таком объеме, чтобы все минеральные индивидуумы входили в него в типичных количествах.

Способы определения таких типичных объемов рассматриваются при разработке методики опробования. Для получения типичного объема прежде всего нужно учесть направление, в котором минеральный состав данного рудного тела претерпевает наибольшие изменения. В большинстве случаев таким направлением будет линия мощности. Вторым его размером должна быть площадь (например, площадь поперечного сечения бороздовой пробы).

Представим себе, что площадь типичного объема взята бесконечно малой, тогда можно говорить о линейной качественной характеристике по мощности. Исчерпаем всю площадь рудного тела такими линейными пробами и изучим их качество. Будет получено бесконечное количество качественных характеристик, отображающих изменчивость качества по площади рудного тела. Как правило, в этом гипотетическом случае смежные качественные характеристики будут различными. Рассмотрим какой-либо элемент этой качественной характеристики, например распределение ведущего полезного компонента. Содержание его в линейных пробах может изменяться от предельного (в ценнейшем минерале) до нуля, в особенности в неравномерных рудных телах; эти предельно расходящиеся значения могут располагаться рядом. В этом случае размах и частота изменений будут очень большими. В других рудных телах содержание полезного компонента будет переходить в нулевые через более или менее длинный ряд неравномерно снижающихся значений; наконец,

нулевые содержания могут встречаться в любой части рудных тел или только в их периферических зонах.

Таким образом, на фоне частных изменений качества рудного тела выявится какая-то общая тенденция, общая характеристика изменчивости. Это может быть: тенденция постепенного уменьшения среднего содержания компонента в каком-либо направлении и тенденция сохранения характеристики его изменчивости на всей площади рудного тела. Вероятнее первая. Разработанный способ изучения изменчивости качества выявил бы предельную его изменчивость, а практически нужно знать тенденцию изменчивости, выявляемую изолиниями — изоволями.

При построении изоволь вполне закономерно усреднение по группам смежных проб, т. е. применение приема «статистического окна». Однако размеры этого окна не должны превышать размеров эксплуатационных блоков, определяющих, очевидно, тот практически нужный объем, в пределах которого должна быть известна качественная характеристика руд.

Во всех случаях при построении изолиний нужно тщательно учитывать условия интерполяции и экстраполяции (или, объединяя эти два термина, — эксполяции). Выше при рассмотрении способов построения структурных изолиний (изогипс и изолонг) допустимость эксполяции обосновывалась требованием предварительного проведения тектонических линий. При построении качественных изменений этого требования уже недостаточно, да оно и не всегда будет нужным. Допустимость или возможность эксполяции должна вытекать из геологических особенностей самого изучаемого геологического тела.

В каждом геологическом теле можно выбрать такие направления, по которым эксполяция надежна; это будут направления плавной геологической изменчивости. В других направлениях изменчивость может быть скачкообразной или вообще наибольшей: Можно, следовательно, сказать, что эксполяция векториальна. Перечислим некоторые правила векториальной эксполяции.

1. Правило единства геологической позиции: эксполяция по установленному закону допустима в пределах одной геологической позиции. Можно, например, эксполлировать вдоль простирающейся складки, но нельзя интерполировать между точками, расположенными по разные стороны оси складки.

2. Правило увязки по закону прямой линии: такая эксполяция надежна только в направлении наименьшей геологической изменчивости при условии отчетливой увязки смежных данных. Поэтому изолинии вытягиваются преимущественно по направлению наименьшей изменчивости.

3. Правило увязки по законам геологической изменчивости: эксполяция в направлениях наибольшей и неплавной изменчивости должна производиться с учетом геологических закономерностей. Так, например, для эксполяции в структурах трещинных жил можно наметить следующие условия:

1) смежности, допускающие интерполяцию между такими точками, которые разделены только одним ребром, т. е. расположены на смежных гранях рудовмещающей трещины;

2) неравномерности, где, интерполируя через ребро, изолинии сгущаются у ребра, особенно на менее открытой грани;

3) набегания, при которых оруденение распространяется на следующую, менее приоткрытую, грань на ширину, примерно равную мощности руд на приоткрытой грани.

Для других случаев, очевидно, условия экспозиции будут иными.

Приемы построения изолиний, работа с изолиниями (умножение, преобразования) детально излагаются в курсах горной геометрии. Некоторые конкретные примеры приводятся в части II.

Объемная геометризация. Метод изолиний обеспечивает исчерпывающую геометризацию геологических поверхностей и уплощенных геологических тел. Этот метод вполне применим также для характеристики геологических явлений на поверхностях, секущих геологическое пространство, — естественных (поверхность Земли, разлома, несогласного налегания) или искусственных (плоскость геологического разреза, горизонтального, наклонного среза). Метод изолиний для этого недостаточен. Для объемного изображения известны методы построения в аксонометрических проекциях, конструирования различного вида моделей, но все они являются иллюстративными.

Рабочими чертежами объемной геометризации являются комплекты взаимосвязанных планов, разрезов и других проекций.

Примерный состав комплекта: 1) геологическая карта; 2) геологические разрезы вкрест простирания, примерно через 10 см на плане; 3) продольные геологические разрезы (2—3 на планшет); 4) горизонтальные срезы (погоризонтные планы, пластовые карты на нужных отметках); 5) продольные проекции разрывов и других рудоконтролирующих и рудо локализирующих поверхностей в изолонгах; 6) структурные планы геологических поверхностей.

Все чертежи комплекта имеют единую систему координат, увязаны линиями взаимных пересечений и каждый непрерывно пополняется. Системы объемной геометризации совершенно необходимы при составлении геолого-прогнозных карт. Примеры таких систем приведены в главе 9.

Глава 6

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Образы геологических тел, в том числе минеральных тел полезных ископаемых, образы комплексов геологических тел, слагающих рудные месторождения, поля, районы, составляют множеством признаков, которые в земной коре образуют признаковое пространство. Это множество неоднородно по следующим

категориям: 1) отношение признака к объекту, 2) взаимоотношения признаков, 3) взаимоотношения собственных свойств признаков, 4) масштаб признаков.

По отношению к объекту признаки разделяются на четыре подмножества: адресные, атрибутивные, критериальные, факторные.

Адресные признаки характеризуют положение объекта в геологическом пространстве, времени или процессе. Это признаки географо-экономические, геотектонические, стратиграфические, историко-геологические.

Атрибутивные признаки характеризуют внутренние качества и свойства объекта (полезного ископаемого, минерализованного объема) — мощность, форму, условия залегания, состав, качество и типы руды, структурно-геологические типы минеральных тел, их значение в месторождении. Это как раз те показатели, которые определяются при прогнозировании.

Критериальные признаки охватывают круг собственно поисковых признаков — прямых и косвенных.

Факторные признаки (в их числе поисковые предпосылки) составляют подмножество тех геологических явлений, которые определяют возможность образования, геологическую позицию минеральных месторождений, размещение, морфологию и качество рудных тел.

Непосредственно в прогнозировании участвуют факторные признаки, используются критериальные и адресные. Атрибутивные признаки составляют субъект и объект оценки.

По взаимоотношению различаются признаки независимые и сопряженные. Эти различия устанавливаются внутри каждого из выделенных подмножеств. Принципиально все элементы геологических процессов и явлений взаимозависимы, и только теснота их связи различна. В общем случае независимыми можно считать признаки, имеющие разную геологическую природу, — магматические, тектонические, петрологические и т. п. Сопряженные признаки часто встречаются среди критериальных, характеризуя разные стороны одного явления (например, выход рудной жилы и его геоморфологическое, геохимическое, геофизическое проявление).

Сопряженные признаки, включенные в состав множества, искажают значимость выражаемого ими явления. С одной стороны, они снижают показатель его информативности, с другой — повышают значимость данного явления в их системе.

Собственные свойства признаков, подлежащие учету, определяются условиями их совместного рассмотрения и обработки. В этом отношении особое значение имеют характеристики распределения признака — статические и пространственные; они, как известно, взаимнезависимы. Допустимость совместной обработки признаков с разными свойствами нужно обосновывать.

Масштаб признаков определяется соподчиненностью понятий и уровнем исследований: тела полезного ископаемого, минерализованной зоны, месторождения, рудного поля, района. Совместное рассмотрение разномасштабных признаков недопустимо.

Важной особенностью излагаемой методики является принцип неоднородности множества признаков и необходимости его обоснованного разделения. Подмножество рудоконтролирующих факторов составляет основу прогнозирования.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ

Фактором обычно называют причину, движущую силу, одно из основных условий совершающегося процесса. Рудоконтролирующие факторы по признакам их масштаба и свойств разделяются на ряд групп.

Рудоконтролирующие факторы в их элементарном виде систематизированы в общеизвестных поисковых предпосылках (критериях). В качестве поисковых критериев используются единичные доминирующие факторы. Принимается, что наличие данной поисковой предпосылки приведет обязательно к определенному типу полезного ископаемого и его месторождению. На языке математической логики это соотношение понятий называется тождеством. В действительности эти факторы необходимы для образования данного типа минеральных тел, но недостаточны для этого. В одних случаях предпосылки существуют, а месторождений нет, в других — наоборот, а совпадения частично встречаются. Такое соотношение в математике называется перекрещиванием понятий.

Критерии позволяют обосновать районы поисков, но недостаточны для перспективной оценки запасов, особенно количественной; эффективность предпосылок оценивается сравнением с максимальным их проявлением.

Предлагаемая систематика рудоконтролирующих факторов (табл. 14) учитывает их неоднородность.

Рудообразующие факторы определяют возможность образования данного полезного ископаемого в перспективных блоках земной коры. Это литолого-петрологические, геотектонические и минералого-геохимические факторы. Зоны их проявления могут быть оконтурены в виде геологически однородных тел или полей, ориентированных в определенном направлении. Им соответствуют объемные поля напряжений и процессов — тензорные поля.

Рудораспределяющие факторы определяют пути поступления минералообразующих агентов, геологическую позицию и структуру месторождений и рудоносных зон. Роль этих факторов играют разнообразные геологические поверхности (стратиграфо-

Общая систематика рудоконтролирующих факторов (РФ)

Группировка и методы изучения РФ	Элементы характеристики РФ	Группы РФ		
		рудообразующие	рудораспределяющие	рудолокализирующие
Геологическое содержание РФ	Общие характеристики	Залегание, форма, свойства геологических тел и формаций	Залегание, форма, свойства геологических поверхностей и тел	Залегание, состав, свойства горных пород и контактовых поверхностей
	Тектонические	Магмо- и рудовыводящие разрывные, складчатые, магматические структуры	Кинематика движений, распределение напряжений и раскрытий геологических поверхностей	Элементарные структурно-однородные участки
	Петрологические	Петрологические, литологические, метаморфические продуктивные формации (и их физико-механические свойства)	Неоднородности, контрастности, экраны внутри формаций, коллекторские свойства пород	Элементарные литологически (особенно в отношении пористости) и геохимически однородные участки
	Магматические	Рудогенерирующие и рудоносные комплексы	Межформационные контакты, дайки, физико-химические барьеры	Однородные физико-химические зоны
Математическое выражение признакового множества	Характер полей	Объемные	Локальные, площадные	Распространенные, точечные
	Типы полей	Тензорные	Векторные	Скалярные
Методы обработки информации формации	Методы анализа	Эвристические	Вероятностные (регрессионные)	Корреляционные
	Виды оценки	Образные	Качественные	Количественные

литологические, тектонические, формационные, контактовые, физико-химические), выражающие неоднородность геологического пространства. Их влияние на размещение минерализации ослабевает по мере удаления от них, а непосредственно вдоль поверхностей условия относительно постоянны. Таким образом, рудораспределяющие факторы создают векторные поля.

Рудолокализирующие факторы определяют конкретные условия локализации минерализации, структуру и положение минеральных тел. Это разнообразие свойства породы (структурные, тектонические, минеральные, физические, химические) в каждом пункте геологического пространства. Они изменяются от точки к точке, образуя скалярное поле.

Таким образом, применение данной методики невозможно без соблюдения принципа систематизации рудоконтролирующих факторов по признакам масштаба и свойств.

Методика отбора рудоконтролирующих факторов состоит в морфогенетическом изучении минерализованных геологических тел, охарактеризованных системами атрибутивных признаков. Для этого разрабатывается систематика морфоструктурных типов рудных тел данного месторождения. Для каждого типа устанавливаются действующие рудоконтролирующие факторы (главные и второстепенные) и оценивается корреляция между ними и продуктивностью минерализации. Во многих исследованиях последнего времени для оценки значимости факторов применяется показатель информативности. Этот показатель не имеет непосредственной связи с рудными телами и не учитывает степени продуктивности минерализации. Ввиду этого высокой информативностью могут обладать и второстепенные явления, не относящиеся к числу рудоконтролирующих факторов. Такие явления только «засоряют» признаковое пространство факторов, могут и вообще отеснить подлинно рудоконтролирующие факторы. Поэтому показатель информативности, или информативный коэффициент корреляции, не считается пригодным для целей отбора факторов рудолокализации.

Методы математической обработки информации для отбора и оценки значимости рудоконтролирующих факторов должны соответствовать типу признаковых полей для данного фактора (см. табл. 14). Следовательно, совместная обработка информации по разным группам рудоконтролирующих факторов каким-либо общим приемом не может дать достоверных результатов.

ДЛЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА СИСТЕМАТИКА РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ

Наборы факторов для разных генетических типов месторождений полезных ископаемых существенно различаются. В таблицах 15—18 приведены обобщенные наборы рудоконтролирующих факторов. Они разделены на такие же три группы, как и

Систематика рудоконтролирующих факторов для ортомагматических месторождений, образующихся в условиях вязко-хрупких деформаций вмещающих пород — производных ультраосновного, основного, щелочного и кислого магматизма

Группы факторов	Виды рудоконтролирующих факторов		
	тектонические	петрологические	магматические
Рудообразующие	Глубинные, магмовыводящие структуры	Глубины становления интрузивов	Рудоматеринские комплексы главных фаз
Рудораспределяющие	План интравидных деформаций. Форма интрузива. Искривления и пересечения магмовыводящих разломов	Внутренние поверхности неоднородности интрузивных тел. Внутринтрузивные обособления	Соотношения интрузивов с породами рамы
Рудолокализирующие	Форма и элементы залегания рудоконтролирующей поверхности (выступы, выпуклости). Прототектоника	Экранирующие поверхности. Первично обогащенные горизонты. План-параллельные текстуры	Стратификация интрузивных тел

Таблица 16

Систематика рудоконтролирующих факторов для парамагматических месторождений, образующихся в условиях хрупких деформаций вмещающих пород (для плутоногенных — постинтрузивных и вулканогенных — поствулканических месторождений)

Группы факторов	Виды рудоконтролирующих факторов		
	тектонические	петрологические и петрографические	магматические
Рудообразующие		Вулканические и вулканоплутонические формации	Магматические тела различных формационных типов
Рудораспределяющие	Структура рамы. Структура вулканических построек	Межформационная контрастность. Экраны разных типов	Дайковые серии разных генетических типов
Рудолокализирующие	Форма рудолокализирующих поверхностей (интрузивных контактов, разломов)	Околорудные метасоматиты и ореолы гипогенного рассеяния рудообразующих компонентов. Экранирующие поверхности	

Систематика рудоконтролирующих факторов для постмагматических месторождений, непосредственно с магматизмом не связанных

Группы факторов	Виды контролирующих факторов			
	Тектонические		Петрологические	Магматические
	складчатые	разрывные		
Рудообразующие	Антиклинории	Разломы длительного развита	Рудоматеринские формации	Сквозные интрузивы. Шовные зоны
Рудораспределяющие	Осевые части складок. Изгибы осей складок	Изгибы разломов. Сопрежения и оперения разломов	Экранирующие свиты	Дайки
	Волнистость крыльев	Блоковые структуры		
Рудолокализирующие	Отслоения в контактах пород. Волнистость залегающих пород	Трещиноватость. Массовое дробление. Форма поверхности разлома	Состав пород. Контрастные толщи	Контактные зоны. Форма поверхности контакта

Таблица 18

Систематика факторов прогнозирования для сингенетических месторождений

Группы факторов	Виды факторов прогнозирования		
	тектонические	петрологические (формационные)	магматические (геохимические)
Рудообразующие	Внутренние зоны геосинклиналей. Краевые зоны геосинклиналей. Платформы	Эпохи накопления продуктивных формаций. Палеогеографические особенности	Типы продуктивных накоплений. Метаморфизм
Рудораспределяющие	Типы структур — складчатые, разрывно-складчатые, платформенные	Распределение продуктивных свит. Фациальные комплексы	Геохимические барьеры и зоны разных типов
Рудолокализирующие	Контрастность и типы движений	Типы продуктивных циклов. Текстуры пород	Зональность продуктивных накоплений

в табл. 14. В каждой группе выделяются тектонические (от геотектонических до структурных), петрологические (литологические, петрографические, фациальные, текстурные) и магматические (физико-химические, геохимические) факторы. В таблицах не отражены сопряженные проявления факторов, такие, например, как геофизические поля или геоморфоструктуры. Для использования данных геофизических исследований в качестве рудоконтролирующих факторов следует провести их интерпретацию и заменить физические поля зонами развития адекватных геологических явлений. Так, для ортомагматических месторождений ведущими являются магматические факторы (табл. 15), для парамагматических — формационные (табл. 16), для постмагматических — тектонические (табл. 17), для сингенетических все три семейства факторов будут равноценными (табл. 18). Таким образом, общее «признаковое пространство» содержит рудоконтролирующие факторы не только разных групп, но и разных видов. Оно неоднородно.

ГРАДУИРОВАНИЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ

Каждый рудоконтролирующий фактор изменяется в присутствии ему пределах — углы падения от 0 до 90°, пористость пород от 0,3 до $\approx 12\%$ и т. д. Однако не все эти значения рудоконтролирующих факторов одинаково соотносятся с оруденением.

По этому признаку проводится градуирование рудоконтролирующих факторов, причем для каждого из них составляется своя шкала. В ней выделяются градации — область оптимального значения данного фактора, границы благоприятных значений, нейтральных, неблагоприятных. Разделяющие градации значения являются граничными. Большей частью оптимальные значения рудоконтролирующих факторов не совпадают с их максимальным значением. Отсюда следует принцип градуирования рудоконтролирующих факторов по степени их благоприятности для минерализации.

Для градуирования рудообразующих факторов достаточно качественное сопоставление зон влияния каждого из факторов с минерализацией, позволяющее вывести обоснованное суждение об их значимости. При этом могут быть приняты во внимание и отрицательные факторы, исключающие возможность образования данного типа минерализации.

При исследовании обширных районов удобно применять эвристические программы. Для этого территория разделяется на геологически однородные блоки, ограниченные поверхностями (линиями), оконтуривающими геологические тела или поля. Набор значений факторов каждого блока сопоставляется с «об-

разом» месторождения (этому образу может быть обучена машина). Противоположный образ — образ «неместорождения» сформировать нельзя, он бесконечен.

Многие эвристические программы предназначены для отнесения объекта к какому-либо из двух или нескольких классов (образов). Такие выбирающие программы в данной задаче «не работают». Их нужно модифицировать в программы сравнивающие, отбирающие из массы образов нужные.

В итоге отобранными окажутся перспективные однородные блоки. На основании геологических данных эти блоки группируются в перспективные площади (месторождения). Здесь основной задачей является установление естественных геологических границ этих перспективных площадей.

Для градуирования рудораспределяющих факторов, представленных главным образом геологическими поверхностями, обязательна статистическая обработка. Влияние геологических поверхностей на размещение минерализации проявляется в экспоненциальных различных типах: в направлении вектора минерализации может изменяться по экспоненте, синусоиде, многовершинной кривой, ступенчато. Разные участки единой геологической поверхности могут характеризоваться различными градиентами влияния. Для изучения этих связей применяются графостатистические, вероятностные методы, регрессионный и тренд-анализ. Предпочтительнее такие методы, которые не зависят от вида функции распределения вероятностей и дисперсии. Можно применить и программы распознавания образов.

Оценить относительную силу связи между рудоконтролирующими факторами и минерализацией можно по изменениям коэффициента вариации оруденения по мере удаления от зоны влияния анализируемого фактора. Для такого исследования вдоль линии проявления данного рудоконтролирующего фактора выделяются зоны его влияния, характеризующиеся разными значениями интенсивности минерализации (например, индикаторная, убогая, минимальная промышленная, средняя, богатая).

Для градуирования рудолокализирующих факторов, представляющих характеристики точек геологического пространства, также применяется статистическая обработка. Соотношение между этими параметрами и минерализацией с учетом вида функций распределения вероятностей могут быть установлены графостатистически, корреляционными методами, а также функционально. Особенно отчетливо характер и форма их связи могут быть определены для однородных блоков, оконтуренных с помощью геологических поверхностей рудораспределяющих факторов. Для этих блоков вполне закономерно, в частности, применение методов геостатистики. В результате получают количественные соотношения между рудолокализирующими факторами и минерализацией, которые могут быть использованы для оценки прогнозных запасов по отдельным блокам. Таким

образом, рудоконтролирующие факторы образуют сложную систему из трех геолого-математических групп и трех видов. Их обработку и установление связей с минерализацией следует проводить теми методами, которые соответствуют их сущности.

ОБЩИЕ ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ И СБОР ИНФОРМАЦИИ

Рудоконтролирующие факторы и задачи их изучения определены в вводной части. Их четыре: 1) количественное статистическое изучение каждого фактора — размах изменения его значений; 2) градуирование факторов — выявление характера и меры их связи с минерализацией, установление границ оптимальных, благоприятных, нейтральных, неблагоприятных (граничных) значений; 3) ранжирование факторов — установление характера и меры их связи между собой, определение относительной силы связи с минерализацией; 4) качественное топографическое изучение размещения линий граничных значений рудоконтролирующих факторов в объеме рудного поля.

Для решения указанных задач можно использовать различные методы, но во всех случаях следует начинать со сбора однородной информации в виде кадастра рудных тел или других типов минерализованных геологических тел. Кадастр схематизируется и дополняется описанием, содержащим информацию о рудоконтролирующих факторах, для чего необходимо получение специальной информации по каждому документированному пересечению рудного тела. Эта информация включает:

— *адресные данные* — номер пересечения, вид и номер выработки, разрез, горизонт, блок;

— *факторные данные* — свойства пород (рудовмещающих, лежащего, висячего боков): пористость, пластичность — хрупкость, анизотропия, слоистость, трещиноватость и др.;

— *условия залегания* — азимут и угол падения, типы контактов и др.;

— *положение в структуре* — расстояния от оси складок II порядка, I порядка, от разлома II порядка и I порядка, от дайки, от интрузива, другие изменения пород по грациям интенсивности;

— *другие факторы* — атрибутивные данные по пересечению (мощность рудного тела — общая, промышленная, содержания рудных элементов, приведенное содержание, метропроценты);

— *минеральный состав*;

— *другие данные*.

В настоящее время обработка подобной информации проводится преимущественно на ЭВМ и для этого она должна быть пригодна для кодирования.

Обработка информации по рудолокализирующим факторам (по материалам В. И. Смелянец)

Совокупность информации по каждому из рудолокализирующих факторов представляет собой скалярное множество. Скаляры описываются только числом и не изменяются при переменении системы координат. Это характеристики свойств и условий залегания пород в данной точке.

Установление вида распределения. Обработка такой информации начинается с изучения самого множества показателей данного фактора, например удельной трещиноватости пород. Так же изучаются множества атрибутивных признаков — мощностей рудных тел, содержаний в них рудных компонентов.

Статистические совокупности однородных признаков имеют, как известно, различную внутреннюю структуру распределения вариант, выражающуюся в кривой их плотностей. Вид кривой отражает характер процесса образования данного признака.

Симметричная кривая (распределение по нормальному закону) характеризует постоянство условий процесса, когда основная масса вариант соответствует оптимуму их образования, а случайные отклонения формируют ветви кривой. Многовершинная кривая, представляющая сочетание ряда кривых, характеризует влияние нескольких некоррелируемых обстановок процесса.

Асимметричные кривые (распределения логнормальное и др.) свидетельствуют о наличии явлений, отклоняющих процесс в сторону асимметричной ветви. Так, например, правоасимметричная кривая содержаний рудного элемента указывает на наличие частных обстановок, способствующих образованию местных повышенных концентраций. Близгоризонтальные, слабоволнистые кривые распределения указывают на нестационарные условия процесса с равновероятными обстановками концентрации и рассеяния признака. Гиперболовидная кривая, показывающая, как правило, возрастание количества вариант в классах снижающихся значений признака, свидетельствует о рассеянном фоновом распределении этого признака, концентрации которого не характерны для данных условий процесса.

Таким образом, если кривые распределения двух признаков имеют разные виды, то сами эти признаки, вероятно, порождены разными процессами и не могут находиться в отношении линейной корреляции. Поэтому всякое статистическое исследование признаков необходимо начинать с установления вида распределения их совокупностей. Методика статистического решения этой задачи общеизвестна.

Полная характеристика совокупности может быть получена после выявления вида функции распределения случайной величины и определения ее параметров в условиях, когда истин-

ный характер распределения случайной величины неизвестен. Используя выборочные данные, можно лишь оценить основные черты неизвестного распределения путем подбора теоретической модели, не противоречащей этим данным.

Подбор модели распределения осуществляется с помощью проверки гипотезы о соответствии какого-либо теоретического закона распределения имеющимся выборочным данным (нулевая гипотеза). В этом случае, когда генеральная совокупность непрерывна, исследование начинается с проверки наиболее простой теоретической модели — нормального закона распределения. Он хорошо изучен, и вычисление оценок его параметров не представляет затруднений. Проверке подвергается набор вариант: $x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n$ эмпирических значений случайной величины ξ_i .

Графический способ проверки гипотезы о соответствии нормальной модели выборочным данным основан на следующем предположении: если нулевая гипотеза верна, то между теоретической величиной $t = (x - a) / \sigma$ (где a и σ — неизвестные параметры нормального распределения) и эмпирическими значениями x_i существует близкая к линейной зависимость. Для определения теоретических значений t_i можно использовать эмпирическую функцию нормального распределения $\bar{F}(x_i) = \frac{i-1}{n}$

и по таблицам обратной функции (Большев, Смирнов, 1965) определить соответствующее ему число t или воспользоваться вероятностным трафаретом. Процедура сводится к следующему: 1) расположение значений x_i в вариационный ряд, 2) вычисление $\bar{F}(x_i)$, 3) нанесение точек, соответствующих значениям x_i и $\bar{F}(x_i)$, на вероятностный трафарет.

Если совокупность достаточно большая, то проверка гипотезы проводится для сгруппированных данных. Величина интервала h определяется по формуле Стерджесса

$$h = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{1 + 3,332 \lg N},$$

где x_{\max} — наибольшее значение варианты; x_{\min} — наименьшее значение варианты; N — количество вариант.

Графический способ проверки гипотезы достаточно прост, но не обеспечивает точных оценок параметров распределения. Поэтому применяются более надежные методы, например с помощью оценок асимметрии и эксцесса. В этом случае проверка основана на следующем. Известно, что если эмпирические данные соответствуют нормальной модели, то отношение оценок асимметрии и эксцесса к их стандартным отклонениям распределены асимптотически нормально с математическим ожиданием 0 и дисперсией 1. На этом основании в качестве критического значения абсолютной величины отношений оценок асимметрии и эксцесса к их стандартным отклонениям применяется число 3.

Вычисления проводятся по такой схеме. Сначала определяют среднее арифметическое (\bar{x})

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N x_i}{N},$$

затем — оценку дисперсии (S^2), характеризующую степень рассеивания значений около среднего

$$S^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N - 1},$$

где x_i — варианты; \bar{x} — среднее арифметическое из вариантов; $x_i - \bar{x}$ — значение отклонения варианты от среднего; N — количество вариантов.

Наконец, среднее квадратическое отклонение, или стандарт (S), как $S = \sqrt{S^2}$.

Асимметрия — численная характеристика меры скошенности кривой, т. е. отклонение от нормального вида. Значение асимметрии A вычисляется по формуле

$$A = \frac{m_3}{S^3},$$

где m_3 — центральный момент третьего порядка, определяемый из выражения

$$m_3 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3.$$

Теоретически асимметрия нормальной кривой равна нулю. Если вершина кривой сдвинута вправо, то значение m_3 будет отрицательным, если влево — положительным.

Для характеристики «крутости», т. е. островершинности или плосковершинности распределения, вычисляется эксцесс E

$$E = \frac{m_4}{S^4} - 3,$$

где m_4 — центральный момент четвертого порядка, равный

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4.$$

Кривые, более островершинные по сравнению с нормальной, обладают положительным эксцессом, более плосковершинные — отрицательным.

Величины A и E при достаточно больших значениях N распределены асимптотически нормально и при нормальном распределении должны быть равны нулю. Их стандартные отклонения определяются по формулам

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{N}} \quad \text{и} \quad \sigma_E = 2\sqrt{\frac{6}{N}}.$$

Критерий для проверки нормальности эмпирического распределения строится при помощи статистик A/σ_A и E/σ_E . Условием нормального распределения является соблюдение неравенств

$$\left| \frac{A}{\sigma_A} \right| \leq 3 \quad \text{и} \quad \left| \frac{E}{\sigma_E} \right| \leq 3.$$

Если хотя бы одно из неравенств не выполняется, то нулевая гипотеза отбрасывается как неподтвердившаяся и проверяется альтернативная гипотеза, например распределение логарифмически нормальное. В этом случае все расчеты по вышеприведенным формулам прделываются над логарифмами значений вариант.

Корреляция факторов. Второй задачей является установление зависимости между факторами и атрибутивными признаками и градуирование первых. Зависимость между значениями данного рудолокализирующего фактора и интенсивностью минерализации может быть установлена статистическими, графостатистическими и другими методами.

Статистический метод. Мерой линейной зависимости между двумя совокупностями случайных величин (x и y) является коэффициент корреляции r . Такими совокупностями могут быть, например, пористость пород и содержание в них рудного элемента при условии, что обе эти совокупности распределены нормально.

При вычислении r используются, как правило, следующие операции:

1. Определение средних значений x и y , в том числе — среднего значения x

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i,$$

где \bar{x} — среднее значение вариант; x_i — частное значение вариант; n — количество вариант; i — любая варианта из ряда их от 1 до n ; — среднего значения y по аналогичной формуле.

2. Вычисление эмпирической дисперсии, в том числе — по совокупности величин x_i

$$\sigma_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2,$$

где σ_r^2 — дисперсия; $x_i - \bar{x}$ — отклонения значений вариантов от среднего; — по совокупности величин y_i

$$\sigma_y^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2.$$

3. Определение среднего квадратического отклонения (стандарта), в том числе

— по совокупности величин x_i

$$\sigma_x = \sqrt{\sigma_x^2},$$

— по совокупности величин y_i

$$\sigma_y = \sqrt{\sigma_y^2}.$$

4. Нахождение эмпирического момента связи (ковариация) по двум совокупностям

$$\overline{\text{cov}}(x, y) = \mu_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i y_i - \bar{x}\bar{y}.$$

5. По полученным данным определяются

— коэффициент корреляции

$$r = \frac{\mu_{xy}}{\sigma_x \sigma_y},$$

— коэффициенты регрессии

$$b_{y/x} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \text{ и } b_{x/y} = r \frac{\sigma_x}{\sigma_y}.$$

6. Оценка достоверности коэффициентов связи

— коэффициента корреляции

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}},$$

— коэффициентов регрессии

$$b_{y/x} = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \cdot \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}} \text{ и } b_{x/y} = \frac{\sigma_x}{\sigma_y} \cdot \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}}.$$

Если линии регрессии не являются прямыми (связь нелинейная), то коэффициент корреляции лишь с некоторым приближением может рассматриваться как показатель силы связи между переменными x и y . В этом случае показателем связи являются корреляционные отношения

$$\eta_{y/x} = \frac{\sigma_{y(x)}}{\sigma_y}, \quad \eta_{x/y} = \frac{\sigma_{x(y)}}{\sigma_x},$$

где $\sigma_{\bar{x}}$ и $\sigma_{\bar{y}}$ — средние квадратические отклонения признаков

$$\sigma_{\bar{y}(x)}^2 = \frac{1}{n} \sum_i n_i [\bar{y}(x_i) - \bar{y}]^2$$

и

$$\sigma_{\bar{x}(y)}^2 = \frac{1}{n} \sum_j n_j [\bar{x}(y_j) - \bar{x}]^2.$$

Если распределения совокупностей отличны от нормального распределения, например распределены логарифмически нормально, то все вышеперечисленные операции выполняются с логарифмами значений совокупностей x и y .

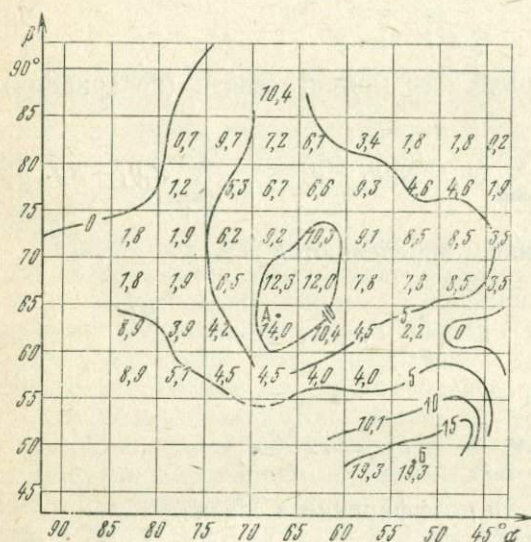


Рис. 25. Двухмерная диаграмма распределения металлов в поле элементов залегания α , β — углы скреп; А, Б — полюса приоткрывания (А — фиксирует линию вариант, распределенных нормально, Б — наметчен с низкой надежностью)

Графостатистический метод применяется для совместного анализа трех переменных — двух сопряженных рудолокализирующих факторов и минерализации, например, азимутов падения α и углов падения β рудовмещающей поверхности, с одной стороны, и минерализации — с другой. По этим данным строится двухмерная диаграмма (рис. 25). По координатным осям диаграммы расположены интервалы значений сопряженных рудолокализирующих факторов. В данном примере они образуют поле элементов залегания. В каждую клетку диаграммы вписываются все значения показателя минерализации, попадающие в соответствующее поле. Для получения надежных результатов нужно, чтобы в окологосударственной области диаграммы в каждой клетке находилось 10—30 вариант. Таким образом, выбор интервалов шкал элементов залеганий зависит от объема информации.

Общее количество клеток N должно быть порядка $\frac{N}{10}$, а количество интервалов по каждой оси n

$$n = \sqrt{\frac{N}{10}} \approx \frac{1}{3} \sqrt{N}.$$

Если, например, имеется 225 вариант, то $n = \frac{1}{3} \sqrt{225} = 5$. Для построения диаграммы на рис. 25 использовано около 900 вариант. Для малой выборки вариант в каждой клетке подсчитываются средние значения (они выписаны на диаграмме), а также строятся кривые распределения; симметричные кривые, близкие к нормальному типу, указывают на высокую корреляцию между исследуемыми совокупностями.

По средним значениям проводятся изолинии минерализации.

Диаграмма на рис. 25 иллюстрирует сложную зависимость между изучаемыми факторами и минерализацией. Грани с углами падения β более 75° зажаты, а менее 55° — хорошо раскрыты. Одновременно зажаты грани с азимутом падения α более 75° и менее 45° . Эти сочетания определяют положение двух полюсов приоткрывания: А (67° , угол 63° ; $n=43$ норм., $V=36\%$), Б (52° , угол 47° ; $n=4$, $V=210\%$). Полюс А фиксирует линию вариант, распределенных нормально, с низким значением V . Полюс Б намечен с низкой надежностью, здесь вероятнее ожидать наличия отдельных богатых прожилков.

Ранжирование рудоконтролирующих факторов. Задача ранжирования факторов — установление их относительной значимости — может быть решена различными способами (перечислены ниже).

По значениям коэффициентов корреляции. Чем больше r , тем выше ранг, тем больше относительная значимость данного фактора.

По удельным запасам. В кадастрах рудных тел указываются ведущие факторы для каждого тела. Сгруппируем, например, все рудные тела одного из скарново-полиметаллических месторождений по признаку ведущего фактора и подсчитаем запасы по трем выделенным группам. Примем общие запасы за 100% и определим проценты запасов для каждой группы. По этим показателям ранжируем рудоконтролирующие факторы, представив эти оценки в виде баллов (по пятибалльной шкале — от I до V).

Пусть, например, даны:

углы падения от 60 до 70° — 50% запасов (V),
гранат-пироксеновый скарн — 30% запасов (III),
сланцевый висячий бок — 20% запасов (II).

Тогда, отбросив нули, можно эти факторы оценить баллами V, III, II.

Обработка информации по рудораспределяющим факторам

Рудораспределяющие факторы как геологические поверхности. Совокупность информации по каждому из рудораспределяющих факторов представляет собой векторные множества. Векторы описываются тремя числами — компонентами вектора. При перемене системы координат они преобразуются совместно. Пусть, например, векторное множество характеризует тепловое поле вокруг интрузива. Поместив начало координат в центр интрузива, получим изометрическое поле, затухающее по экспоненте с радиальной ориентировкой наибольших градиентов. Рассматривая это поле из внешней точки, можно видеть неоднородный тепловой фронт, зависящий от теплоемкости и теплопроводности встреченных им пород.

В основном рудораспределяющие факторы представляют геологические поверхности (на проекциях — линии), рудораспределяющая роль которых выражается в том, что рудовыводящие структуры движутся вдоль них, распространяются в стороны от них или отклоняются ими. К самим этим поверхностям, а вернее к геологическим телам, ими ограниченным, может приурочиваться оруденение, и в этом качестве они являются рудолокализирующими. Но в качестве рудораспределяющих они оказывают свое влияние на окружающее пространство.

Во всех случаях это влияние изменяется по мере удаления от рудораспределяющей поверхности, так как вступает в силу действующий в статистике принцип уединения фактора. Сущность его состоит в следующем. Если в системе действующих факторов, ориентированных независимо, уединить один какой-либо фактор, то остальные факторы будут усреднены и позволят оценить роль и поведение уединенного фактора.

Вероятностный метод. Для выявления зависимости распределения минерализации от рудоконтролирующих геологических поверхностей (разломов, контактов) применяется вероятностный метод, основанный на сопоставлении значений фактора в пространстве с главными показателями интенсивности минерализации — мощностями рудных тел, содержаниями в них полезных компонентов, метрпроцентами. Если геологическая поверхность, отражающая в пространстве область влияния изучаемого фактора, действительно определяет концентрацию минерализации, то по мере удаления от нее значение показателя минерализации должно падать. Сущность этого метода видна из рис. 26. Антиклиналь разорвана рудораспределяющим разломом Р. Минерализация изучена в неравномерно размещенных пересечениях (черные точки). Для оценки роли разлома вдоль него в лежащем и висячем боках выделяются полосы равновеликой ширины (1—4, 1'—4').

Для получения достоверных выводов желательно, чтобы по каждой зоне выборка содержала не менее 25—30 вариантов; учитываются также и данные по непромышленным пересечениям. Для выделенных зон проводятся расчеты среднего содержания компонентов, средней мощности, их стандартов и коэффициентов вариации.

При распределении случайных величин, отличным от нормального, дисперсия и среднее квадратическое отклонение не могут служить оценкой параметров. В этом случае, например, при логнормальном распределении вычисляются выборочная дисперсия и стандарт логарифмов случайных величин.

Так как среднее \bar{x} является оценкой, а не математическим ожиданием совокупности, то необходимо построить доверительный интервал для математического ожидания. Доверительный интервал для μ с вероятностью $1-q$ можно представить в виде

$$p\left\{ \bar{x} - \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \cdot \text{tg}/2 \leq \mu \leq \bar{x} + \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \cdot \text{tg}/2 \right\} = 1 - q,$$

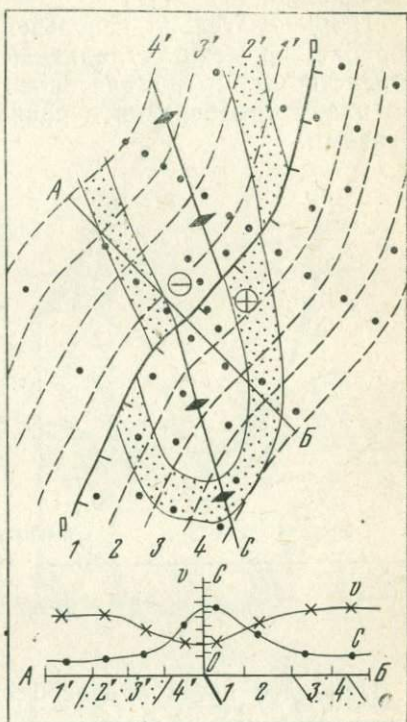


Рис. 26. Схема применения вероятностного метода

P — рудораспределяющий разлом; точки — пункты минерализации; 1—4 и 1'—4' — полосы равновеликой ширины

где $tq/2$ — аргумент нормальной функции распределения с параметрами 0 и 1, соответствующий вероятности $1-q$; $tq/2$ для $q=0,05$ при нормальном распределении равно $t_{0,025} = t_{0,975} = 1,96$.

По полученным значениям средних μ -коэффициентов вариации строятся кривые изменения интенсивности рудной минерализации с удалением от разлома (рис. 27). Средние содержания рудных компонентов больше в полосе, примыкающей к разлому с висячего бока. Чем сильнее влияние данного фактора, тем равномернее распределяется около него минерализация, тем меньше будет значение коэффициента вариации вблизи рудораспределяющей поверхности.

Для решения задач этого типа можно применять методику тренд-анализа, основанную чаще всего на оценках по методу

наименьших квадратов и взвешенных средних. Последовательность таких оценок образует более плавную кривую, чем исходная последовательность. Поэтому этот метод часто называют сглаживанием данных.

Последовательно используя линейную или нелинейную интерполяцию, можно сгладить нерегулярно распределенные в пространстве данные. Желательно, чтобы последние были собраны по плану опробования с равными интервалами между наблюдениями.

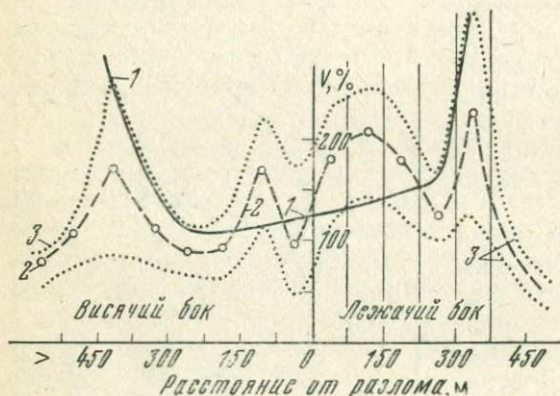


Рис. 27. Распределение содержаний металла по интервалам удаленности от разлома (данные 130 анализов).

1 — кривая коэффициентов вариации (V); 2 — кривая средних содержаний; 3 — пределы изменений содержаний

Наиболее простой способ сглаживания — это метод скользящего среднего. Сглаженное значение \hat{y} вычисляется по формуле

$$\hat{y} = \frac{\sum_{j=i-k}^{i+k} y_j}{m},$$

где $k = \frac{m-1}{2}$; m — длина интервала, в котором производится сглаживание, или число точек, по которым вычисляется среднее значение.

Уравнение, применяемое для получения оценок, называется фильтром, а веса, приписываемые наблюдениям, используемым в фильтре, называются откликом фильтра.

Некоторые сглаживающие фильтры были предложены Уиттенером и Робинсоном, в частности пятичленное уравнение Шеппарда

$$\hat{y} = \frac{1}{35} [17y_i + 12(y_{i+1} + y_{i-1}) - 3(y_{i+2} + y_{i-2})].$$

Градуирование и ранжирование рудораспределяющих факторов

Исследования по рассматриваемой методике позволяют градуировать и ранжировать факторы. На рис. 27 приведен пример градуирования расстояний влияния рудоподводящего разлома. Висячем боку разлома вблизи плоскости нарушения нарушения интенсивность минерализации близка к минимуму, а с удалением возрастает и в интервале 75—

150 м имеет промышленные показатели при коэффициенте вариации $V=110\%$. В лежащем боку разлома полоса промышленной минерализации охватывает интервал 25—150 м при $V=140\%$, что указывает на некоторое влияние эффекта экранирования. На удалении 300 м в обе стороны от разлома значения коэффициентов вариации резко возрастают, по видимому, тут преобладает роль уже других условий размещения минерализации. Таким образом, в полосе влияния разлома выделяются следующие пять интервалов: висячий бок 300—150 м — нейтральная полоса, висячий бок 150—75 м — оптимальная полоса, висячий бок 75 м и лежащий бок 25 м — затхатая полоса, лежащий бок 25—150 м — благоприятная полоса, лежащий бок 150—300 м — нейтральная полоса. Относительную рудоконтролирующую роль разлома определяет значение коэффициента вариации продуктивных полос, например, в данном случае

$$V = \frac{110 + 140}{2} = 125\%.$$

Значение V может быть использовано для ранжирования факторов. Чем большее значение имеет данный рудоконтролирующий фактор, тем равномернее будет около него минеральный ореол и тем меньше значение V . Сила влияния факторов будет обратной ему величиной, т. е. $\frac{1}{V}$.

В табл. 19 приведен пример ранжирования факторов. Распределение минерализации относительно геологических поверх-

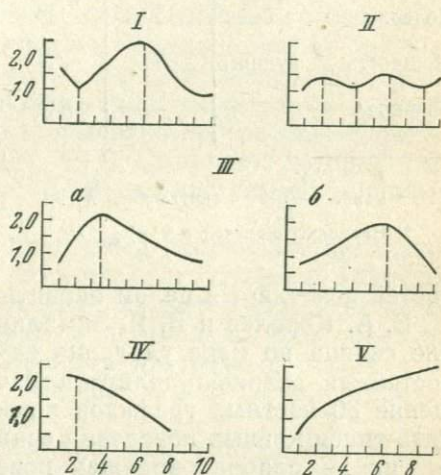


Рис. 28. Типы кривых распределения (I—V) средних содержаний свинца по интервалам удаленности от рудоконтролирующих поверхностей

Расчет рангов рудораспределяющих факторов по величинам V

Атрибутивные признаки	Рудораспределяющие факторы					
	Основной разлом		Оперяющие разломы		Оси складок	
	V	ранг *	V	ранг	V	ранг
Содержание элемен- та	130	1,4	180**	1	105	1,7
Мощность рудного тела	85	2,1	125	1,4	80	2,3
Средние	—	1,7	—	1	—	2

* Ранг = $\frac{V_{\max}}{V}$ с округлением до 0,1.

** Наибольшее значение $V = V_{\max}$.

ностей позволяет в целом оценить их рудопроводящее значение.

В. А. Королев и В. Я. Зималина (1974) исследовали поведение свинца по мере удаления от рудоконтролирующих поверхностей на скарново-полиметаллическом месторождении. Обобщение 80 частных графиков позволило выделить следующие пять типов кривых поведения свинца (рис. 28):

тип I — слабопроводящая поверхность. В зоне I — небольшое повышение содержания свинца, а основной максимум имеет независимые причины (10%);

тип II — поверхность не влияет, она закрыта (41%);

тип III, а, б — дорудное влияние поверхности, благоприятствующее отложению свинца (34%);

тип IV — рудоподводящая поверхность (9%);

тип V — закрытая поверхность, влияние ее отрицательное (6%).

Обработка информации по рудообразующим факторам

Тензорное поле. Совокупность информации по рудообразующим факторам нередко оказывается только качественной. Во всех случаях она образует тензорное поле. Тензоры описываются несколькими числами, которые при изменении системы координат преобразовываются по разным законам. Тензорное поле неоднородно. Если центр координатной системы поместить, например, внутри разлома, то поле будет представляться крайне неоднородным. С точек зрения, расположенных на ограниченных разлома, оно будет двухсторонним, зеркально-симметричным. При расположении точки отсчета в одном из боковых

блоков поле будет диаметрально асимметричным, так как оно ограничивается в данном случае поверхностью разлома. Применять в этих условиях представление о векторном строении поля невозможно. По этим причинам для рудообразующих факторов используются системы качественных оценок. Среди них коротко рассмотрим графические методы распознавания образов (Ф. П. и С. Ф. Кренделевы, 1977).

Программа «Кора-3». Эвристический метод распознавания образов для решения геофизических прогнозных задач был использован Ш. А. Губерманом. Первый этап применения этой программы в прогнозировании осуществлен в 1964 г. Т. М. Мариповым (САИГИМС). Им была построена прогнозная карта для ртутно-сурьмяного рудного поля согласного типа (описана в гл. 9). При этом была использована программа «Кора-3» (М. М. Бонгард, М. Н. Вайцвайг, М. С. Смирнов), которая разделяет геологические объекты (блоки) на два класса — рудные и безрудные.

На первом этапе обучения программа отыскивает признаки, характеризующие каждый из двух классов объектов. Признак объединяет несколько геологических характеристик, которые присущи объектам одного класса и не типичны для объектов другого класса. Признаки отбираются программой на эталонных объектах, принадлежность которых к рудному или безрудному классу установлена заранее.

На втором этапе — этапе экзамена или «голосования» программа классифицирует объекты, геологические характеристики которых известны, а перспективы требуется определить. На экзамене подсчитывается, сколько признаков каждого класса «голосует» за данный объект. Решение о том, к какому классу его отнести, принимается по большинству «голосов».

По этой программе на машине БЭСМ-4 проведен расчет перспектив рудного поля сурьмосодержащего месторождения согласно трещинного типа (В. В. Овечкин, А. В. Швецов, 1975) путем выявления и оценки рудоносных участков. Для этого площадь рудного поля распределяется на прямоугольные блоки, размер которых выбран кратным параметрам разведочной сети и заведомо меньшим, чем размер промышленного рудоносного участка. Таких блоков оказалось 1953. В их числе 219 эталонных; они охарактеризованы тремя и более разведочными пересечениями, причем 52 блока оказались рудными, 167 — безрудными. По данным эталонных блоков формировалась система рудоконтролирующих факторов. Как известно, значимость и информативность факторов не совпадают. Фактор высокой значимости, например «насыщенность разломами», может быть развит во всех 219 блоках, при этом его информативность может оказаться равной нулю, несмотря на то, что значимость его очень велика, так как без разлома оруденение невозможно. Такие факторы из первоначального обучения исключались, а затем

оценивались по самому высокому показателю информативности, равному единице. По всем остальным факторам проводилось обучение машины — отбор информативных признаков и формирование образов рудного или безрудного блока. Процедура обучения определялась алгоритмом.

По признакам, отобранным при обучении, проведен экзамен всех остальных 1734 блоков. Из них перспективными оказались 143 блока. Эти блоки составляют компактные группы — перспективные площади: 3 крупные — более четырех блоков каждая, 5 средних — по три-четыре блока, 18 мелких. Из выделенных 26 перспективных площадей проверочные поисково-разведочные работы проведены на 11, из них на четырех оруденение установлено, а на семи положительная оценка пока не подтвердилась.

При выборе рудоконтролирующих факторов всегда есть опасность, что не все высокоинформативные факторы учтены. Так, в исследованиях на описываемом месторождении не были учтены структурная зональность оруденения и зоны растяжения северо-северо-восточного направления. Роль этих рудоконтролирующих факторов выявилась через группировки перспективных блоков.

Программы «Информ» и «Кластер». Одним из путей повышения эффективности количественного прогнозирования является применение программ, построенных на различной теоретической основе. Например, программа «Информ» основана на статистической модели, а программа «Кластер» осуществляет автоматическую классификацию, базирующуюся на использовании понятия меры подобия между объектами.

В качестве основы прогнозирования перспективных участков на одном из месторождений Средней Азии взята геологическая карта соответствующего рудного поля. Использовались также планы опробования, геофизические материалы и результаты картирования прожилковой минерализации.

Объектами прогнозирования рудных полей служат месторождения — обособленные скопления рудных тел с определенными граничными значениями геологических характеристик. При значительном объеме геологической информации удобнее прогнозировать равноплощадные блоки (в данном примере 500×500 м).

Соотношение эталонных блоков первого (рудные) и второго (безрудные) классов составило 17:26. Использовано при обучении 24 рудоконтролирующих фактора и признака. Для уменьшения ошибок распознавания эталонных блоков проведено несколько вариантов обучения, отличающихся друг от друга набором факторов.

При экзамене блоков с неизвестными перспективами использовался вариант обучения, при котором в разделяющую совокупность вошли следующие факторы: рудный минеральный комплекс, простирающие линейных вулcano-тектонических структур,

литологический состав пород. Всего к первому классу отнесено 104 блока, в том числе и эталонные. Дальнейший анализ перспективности блоков первого класса выполнялся с помощью кластер-процедуры.

Алгоритм, осуществляющий иерархическую кластер-процедуру, использует матрицу меры сходства анализируемых объектов по их геологическим характеристикам. Этот алгоритм реализуется за $n-1$ шаг, где n — число кластируемых объектов. На первом шаге в один кластер объединяются наиболее сходные объекты, что соответствует наименьшему значению в матрице мер сходства. Затем объединяются кластеры (объекты можно считать кластерами, состоящими из одного элемента) менее сходные или с большим порядковым номером, если меры сходства совпадают. Очевидно, что на n -первом шаге все объекты сольются в один кластер. Это свойство программ автоматической классификации, реализованное с помощью иерархической кластер-процедуры, позволяет выделять классы объектов (кластеры) с требуемой для решения геологических задач степенью сходства.

Полученная по программе «Кластер» дендрограмма при наличии в ней объектов с известными перспективами позволяет оценить аналогичные проявления. Чем ближе уровень связи между промышленными объектами и неизвестным — изучаемым, тем больше вероятность обнаружения в нем кондиционного оруденения. Всего на изучавшемся месторождении к перспективным отнесено 26 блоков из 104.

Дисперсионный анализ. Комплексное изучение количественной оценки влияния различных факторов на размещение оруденения методом многомерного дисперсионного анализа (дискриминантная функция) рассмотрим на примере нескольких месторождений золота. Среди золоторудных месторождений выделены секущие и контактовые. Из учтенных факторов отдельно изучались группы, обладающие качественной (тип рудного поля, тип и позиция рудного тела; структурные, литологические, тектонические факторы) и количественной (размеры рудных тел, глубина их залегания, значения содержаний полезных компонентов) характеристиками.

Принцип оценки изменения относительного значения факторов основывается на сравнении таких статистических характеристик, как дисперсия признаков, характер и сила связи между ними (корреляция), их информативность, значения дискриминантной функции и установление закономерности изменения связи между ними. Признаки с количественной характеристикой оцениваются также и по изменениям их конкретных значений.

Мерой оценки роли отдельных факторов служат размеры рудных тел (в тоннах руды), которые по масштабному признаку разбиваются на группы (зоны): I — 1—100, II — 100—500, III — 500—2000, IV — 2 000—10 000, V — 10 000—100 000, VI — 100 000 и более.

Учитываемые признаки подразделялись на адресные, позиционные и факторные.

Многомерный анализ — это статистическое исследование задач, содержащих две и более случайные величины, т. е. одна величина рассматривается как функция многих переменных. Линейную дискриминантную функцию используют при построении многомерного критерия или набора критериев, позволяющих относить данный объект к одному из нескольких классов. В геологии эту функцию впервые применил А. В. Вистелиус (1950) при сравнении трех минеральных ассоциаций в составе тяжелых фракций песков.

Основная идея дискриминантного анализа заключается в поиске некоторого нового признака $z = \lambda_1 x_1 + \lambda_2 x_2 + \dots + \lambda_p x_p$, представляющего собой линейную комбинацию исходных признаков $x_1, x_2, x_3, \dots, x_p$ и «впитывающего» в себя всю информацию из исходных признаков.

Для качественной оценки не только рудообразующих факторов, но и их групп можно применять эвристические программы. Однако следует иметь в виду, что в этих программах все вовлеченные в процедуру признаки принимаются равнозначными. Поэтому совместная обработка данных о рудоконтролирующих факторах разных групп неминуемо приводит к ошибкам.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ

В итоге рассмотрения рудоконтролирующих факторов можно сделать некоторые обобщения и выводы.

О различии и сходстве рудоконтролирующих факторов. Рудоконтролирующие факторы для месторождений разных генетических типов различаются четко и резко. Общих для всех типов месторождений рудообразующих факторов почти нет, за исключением, по-видимому, генетических и магматических.

Рудораспределяющие факторы для разных генетических типов месторождений различаются существенно, но имеются и общие факторы (тектонические и петрологические), правда, в разных проявлениях.

Рудолокализирующие факторы для всех типов месторождений близки между собой, между ними есть много общего. Решающая роль принадлежит структурным и литологическим факторам, которые непосредственно взаимодействуют с рудоносными растворами.

Таким образом, в изучении рудоконтролирующих факторов на уровне рудных тел допустимы широкие аналогии, а чем выше уровень исследований, тем больше роль индуктивных и системных подходов. В несколько иной форме эта идея представлена на рис. 29.

Объекты прогноза	Рудные совокупности	Ф а к т о р ы							Категории факторов
		Геотектонические	Магматические	Фациально-палео-географические	Термодинамические	Тектонические	Стратиграфические	Структурные	
Металлогенетическая провинция	Металлогенетические формации	■	■	■	■				Факторы рудогенеза
Структурно-металлогенетическая зона	Рудные формации	■	■	■	■	■			Факторы рудораспределения
Рудный район							■		
Рудное поле	Тилы месторождений				■	■			Факторы рудоразмещения
Рудная зона							■	■	
Месторождение	Минеральные ассоциации							■	Факторы рудолокализации
Рудный участок								■	
Рудное тело	Парагенетические минеральные комплексы							■	

Рис. 29. Уровни влияния рудоконтролирующих факторов разных видов

О непостоянстве значимости рудоконтролирующих факторов.
 Принцип непостоянства ведущего рудоконтролирующего фактора утверждает возможность перехода решающей роли в рудоотложении от одного фактора к другому в зависимости от геологической обстановки. Значения каждого фактора изменяются в каких-то определенных пределах. По отношению к минерализации, как было показано выше, узкий интервал значений рудоконтролирующего фактора — оптимальный, а в обе стороны от него —

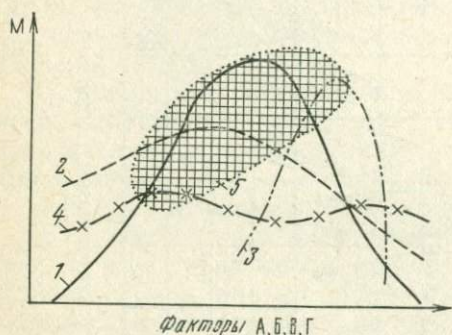


Рис. 30. Сочетание рудоконтролирующих факторов (РФ). Значения кривых:

1 — распределение минерализации (М) по значениям основного рудоконтролирующего фактора А (коэффициент вариации $V=20\%$); 2 — то же, для фактора Б ($V=70\%$); 3 — то же, для фактора В ($V=160\%$); 4 — то же, для фактора Г ($V=200\%$); 5 — область перспективных сочетаний РФ

значения факторов все менее благоприятны и даже становятся на каком-то интервале вовсе неблагоприятными. Вследствие этого сочетания рудоконтролирующих факторов представляют сложнопеременную систему, в которой изменяются: сами сочетания факторов, соотношения их оптимумов, значения самих оптимумов; значение ведущего фактора переходит зачастую от одного фактора к другому.

В общем виде характер соотношения рудоконтролирующих факторов представлен на рис. 30, на котором показана система четырех факторов: А, Б, В, Г. Фактор А наиболее устойчив и отличается нормальным распределением относительно минерализации (график МА). Остальные факторы сопоставлены с минерализацией в системе координат: ведущий фактор А и данный фактор (графики БА, ВА, ГА). Такие построения позволяют совместить все графики (основной чертеж) и рассмотреть их совместно, сопоставить положения оптимумов. Кривая оптимальных значений всех рудоконтролирующих факторов (огива) оконтуривает перспективное поле. Ее фокус не совпадает с оптимумами всех факторов. В контурах площади этого поля все сочетания рудоконтролирующих факторов перспективны, а значение главного переходит от одного фактора к другому.

В этой системе может образоваться свыше 70 разных сочетаний рудоконтролирующих факторов.

ТИПИЗАЦИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР И ПОДГОТОВКА ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ ГЕОЛОГО-ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

На размещение рудной минерализации в геологическом пространстве решающее влияние оказывают элементы его структурной неоднородности. Поэтому основу геолого-прогнозной карты чаще всего составляют структурные планы или вертикальные проекции тех геологических поверхностей, которые теснее всего контролируют размещение оруденения. Опыт показывает, что такие планы отражают распределение, как правило, наиболее изменчивого из рудоконтролирующих факторов. Если высокую изменчивость имеет еще какой-нибудь фактор, то его распределение вдоль рудоконтролирующей структурной поверхности изображается в изолиниях интенсивностей проявления. Так может изображаться, например, состав пород, их метаморфизм, фациальные изменения и др.

Способность к рудоконтролю и морфологические особенности рудных тел, локализующихся вдоль геологических поверхностей различного рода, в значительной степени зависят от структурного типа рудного поля (месторождения); последний определяется деформационными свойствами пород и особенно характером сочетаний пород, наделенных различными свойствами.

ВЛИЯНИЕ СОЧЕТАНИЙ ПОРОД С РАЗЛИЧНЫМИ СВОЙСТВАМИ НА СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОЛОКАЛИЗАЦИИ

Хрупкость, пластичность и компетентность пород играют важнейшую роль как в распределении возникающих деформаций и пустот, так и в формировании структурно-морфологических особенностей рудных тел, месторождений и рудных полей. С этой точки зрения целесообразно рассмотреть особенности деформаций в различных сочетаниях разнородных пластов, с одной стороны, и разнородных толщ — с другой, формирующих рудолокализирующие структуры различных масштабов.

На распределение оруденения в деформированных пластах сильно влияют отслоения. Будем называть отслоением суммарный эффект нарушения сплошности вдоль поверхности соприкосновения двух пластов, обусловленный кроме собственно отслоения дроблением и перетиранием пород при скольжении, проявлением полостей из-за перемещения пластов относительно друг друга, образованием трещин и иногда брекчий по границе соприкосновения пластов и т. п. Отслоения возникают между пластинами, обладающими различными свойствами, при их продольном изгибе. Рассмотрим наиболее распространенные сочетания пластов, приводящие при их совместном изгибании к различным

проявлениям деформаций. Системы из пластичной и хрупкой пород (рис. 31, а, б) дают возможность развиваться трещинам растяжения на выпуклой стороне изгибов хрупкого пласта. В случае, когда пластичная порода представляет кровлю хрупкого пласта (см. рис. 31, а), происходят разрывание и дробле-

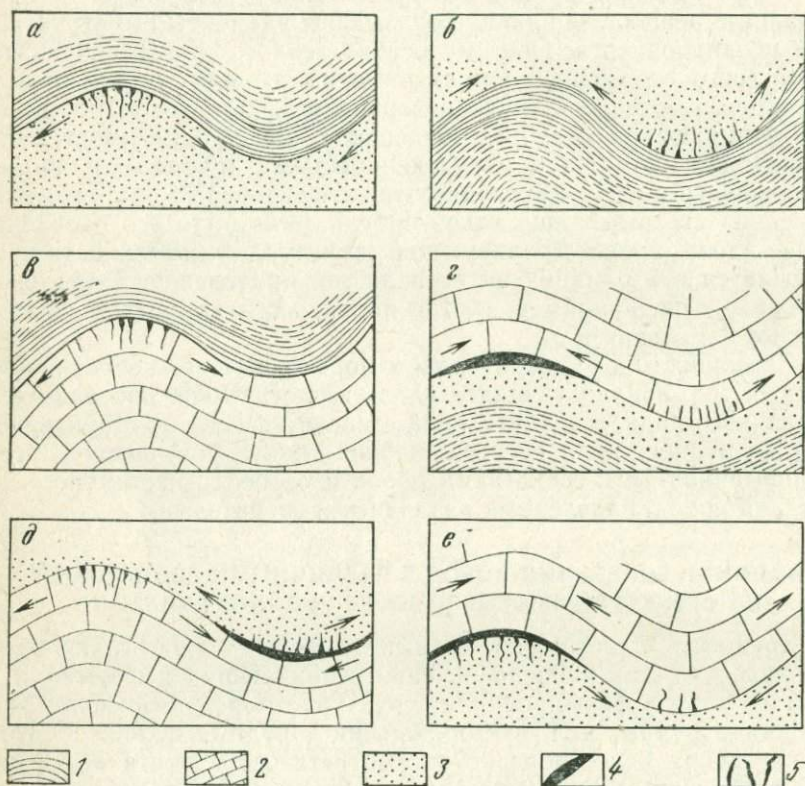


Рис. 31. Распределение деформаций при совместном изгибании двух разнородных пластов (а-е):

1 — пластичные; 2 — компетентные; 3 — хрупкие; 4 — пустоты отслоения; 5 — трещины

ние хрупкой породы с развитием трещин отрыва в своде антиклинали без существенного отслоения пластов. Если же пластичный пласт подстилает хрупкую породу (см. рис. 31, б), происходит дробление хрупкой породы в замке синклинали также почти без отслоения пластов. Однако возможности развития оруденения во втором случае менее благоприятны, чем в первом, из-за того, например, что доступ в синклинали в отличие от антиклинальных структур восходящих растворов затруднен. При этом

экранирующая роль пластичных пород имеет отрицательное значение. При достаточной крутизне складок и высокой хрупкости пород возможно проявление более сложных, главным образом трещинных, массовых дроблений в сводах антиклиналей, способствующих формированию рассеянного оруденения. Примером могут служить некоторые рудные тела Никитовского месторождения в Донбассе, размещенные в хрупких песчаниках и кварцитах.

Необходимо отметить, что ранее сложившиеся представления о неблагоприятности синклиналичных складок для локализации оруденения требуют пересмотра. Так, В. А. Невским (1948) доказано большое рудолокализирующее значение структур внутриформационного расслоения в тонкослоистых известняках и доломитах, особенно охотно развивающихся в синклиналичных структурах. Крупные месторождения слюды, свинца и цинка, ртути и флюорита выявлены в последнее время в синклиналиях и синклинориях, осложненных флексурными и антиклинальными структурами более мелкого порядка и др.

При сочетании пластов пластичных и компетентных (рис. 31, в, г) трещины растяжения развиваются в последних. Если пластичная порода служит кровлей компетентного пласта (см. рис. 31, в), то при смятии она образует крутые узкие складки, а нижний пласт — пологие широкие изгибы. Эти соотношения проявляются по-разному: в антиклинали, в условиях растяжения верхней части компетентного пласта, пластичные породы как бы обтягивают прочное ядро, вследствие чего отслоения невозможны; в синклинали, в условиях сжатия приконтактной части нижнего пласта, возможны отслоения. Однако под воздействием нагрузки вышележащих пород это отслоение может оказаться закрытым. В антиклинальном изгибе несущего пласта возникают трещины растяжения и отрыва, которые легко залечиваются кальцитом, но при наличии подвижек могут обновляться и заполняться рудным материалом.

Если компетентные породы образуют кровлю пластичных пород (см. рис. 31, г), то в антиклинали под их сводом происходит разгрузка пластичных пород от литостатического давления с образованием седловидных отслоений, которые иногда заполняются рудами. В синклинали в перекрывающем пласте образуются трещины отрыва, однако возможности заполнения их рудным материалом при отрицательном экранировании ограничены.

И, наконец, на рис. 31, д, е представлены системы из хрупкого и компетентного пластов, которые при прочих равных условиях более других благоприятны для размещения оруденения. Если хрупкий пласт подстилается компетентным (см. рис. 31, д), то в антиклиналях подошва хрупкого пласта находится в сжатом состоянии, а кровля подстилающего — в растянутом. Это обуславливает возникновение в компетентном пласте трещин отрыва, которые могут залечиваться рудным материалом. В синкли-

налях при растяжении подошвы хрупкого пласта происходит его отслоение с возникновением седловидных полостей; одновременно образуются трещины отрыва в хрупком пласте. Это самый благоприятный случай для накопления продуктов оруденения в синклинальных участках. Если же компетентный пласт подстилается хрупким (см. рис. 31, *e*), то в антиклиналях образуются седловидные отслоения между пластами и одновременно нарушается сплошность хрупкого пласта трещинами отрыва, а в синклиналях происходит некоторое нарушение трещинами отрыва несущего пласта. Возможности накопления руд здесь ограничены. Таким образом, благоприятными для оруденения могут быть сводовые части не только антиклиналей, но и синклиналей.

Большую роль в рудоотложении играет экранирование. Если даже породы, подстилающие экран, по своим свойствам не вполне благоприятны для рудоотложения, но к ним был обеспечен доступ рудоносных растворов, то в них могут образоваться промышленные руды (Поярков, 1955).

Выше уже подчеркивалось значение трещин отрыва для нарушения сплошности и развития дробления хрупких пород. На самом деле дробление — весьма сложный процесс. В нем одновременно участвуют трещины отрыва и скола, а также межзерновые и внутризерновые трещины. Происходит массовое дробление хрупких пород и слагающих их минералов, которое в замковых частях более крутых складок захватывает хрупкие пласты на всю их мощность, распространяясь и на крылья складок. При этом образуются рудные пласты и залежи большого протяжения, примером которых могут служить полиметаллические месторождения Зырянского района на Алтае.

Сочетания трех пластов с разными свойствами могут быть различными. В сочетании известняки — сланцы — известняки наиболее интенсивное отслоение в пластичных и массовое дробление в хрупких породах происходят в синклиналях.

Таким образом, для рудолокализации наиболее благоприятны сочетания разнородных пластов, подвергающихся неоднородным деформациям. Однородные толщи менее восприимчивы к рудообразованию, даже если по составу они и благоприятны для оруденения.

Для решения практических задач, возникающих при анализе свойств пород, необходимо эти породы классифицировать по степени их относительной пластичности — хрупкости при складкообразовании, по методике, изложенной в главе 3 части I.

ВЛИЯНИЕ СОЧЕТАНИЙ ТОЛЩ ПОРОД С РАЗЛИЧНЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ НА СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Вопрос этот рассмотрен нами на примере Тянь-Шаня. В данном регионе нижнепалеозойский структурный ярус сложен в ос-

новном флишоидными глубоко метаморфизованными толщами ордовика и силура; подчиненное значение имеют интрузивные массивы. В ряде зон Южной Ферганы (Синицын, 1960) заметную роль играют карбонатные фации. В среднепалеозойском ярусе преобладают карбонатные, карбонатно-терригенные, реже вулканогенные толщи и массивы интрузивных пород. Верхнепалеозойский ярус представлен главным образом интрузивными, вулканогенными и терригенными породами. Наиболее распространены в современном эрозионном срезе интрузивные, флишоидные, терригенные и карбонатные толщи, относительная рудоносность которых видна из табл. 20.

Таблица 20

Распределение промышленных рудных полей и месторождений по главнейшим толщам вмещающих пород (в %)

Толща	Относительное распространение	Количество рудных полей (а)	Распределение запасов руд (б)	Относительный масштаб рудных полей (б/а)
Флишоидная	22	11,7	13,3	1,16
Карбонатная	15	34,3	21,8	0,64
Карбонатно-терригенная	9	2,7	4,5	1,67
Терригенная	19	9,0	0,5	0,05
Вулканогенная	6	11,7	2,9	0,25
Интрузивная	29	30,6	57,0	1,89
Всего	100	100	100	—

Толщи, вмещающие рудные поля и месторождения, неоднородны по составу, однако в тектонических процессах поведение толщ в целом определяется свойствами преобладающих пород. По строению и характеру сочетания пород в различных толщах в палеозойском структурном этаже выделяются три вида разрезов: однородные, двучленные и трехчленные.

Рассмотрим особенности рудолокализирующих структур, возникающих в различных видах сочетаний некоторых пар пород.

1. Сочетание флишоидных и карбонатных толщ.

Случай 1. Карбонатные толщи подстилаются сланцевыми. Сочетание, широко распространенное в разрезах многих структурно-фациальных зон. Данное сочетание неблагоприятно в металлогеническом отношении, так как флишоидные толщи благодаря низкой проницаемости и способности к пластическому течению оказывают отрицательное экранирующее влияние, предопределяя низкую эндогенную рудоносность. Этим, например, объясняется слабая полиметалличность гор Калканата в Кураминском хребте, несмотря на наличие на прилегающих площадях свинцово-цинковых месторождений. В то же время флишоидные, сланцевые толщи оказываются легкопроницаемыми для золотоносных растворов и способствуют локализации золотого оруденения. Рудолокализирующие свойства флишоидных толщ заметно возрастают при развитии в них разрывов (Сахалинское ртутное месторождение на Кавказе),

продуктов магматизма и метасоматических образований (Филисчай на Кавказе, Маунт-Айза в Австралии).

В результате тектонических процессов в каждой из толщ появляются характерные типы деформаций. В подстилающих сланцах развиваются мелкие тесно сжатые складки. При наличии в перекрывающих известняках разрывных нарушений сланцы вдавливаются, «интродуцируют» вдоль них, заполняя все полости и «запечатывая» таким образом возможные рудовыводящие каналы. В данном сочетании в вышележащих карбонатных толщах, несмотря на их относительно высокую пластичность, преобладают хрупкие деформации, что обуславливает развитие в них блоковой тектоники и многочисленных сколовых нарушений.

В этих случаях формируются рудные поля как складчатого, так и разрывного типа; но в том и другом случаях преобладают секущие рудные тела. Оруденение практически значимых масштабов локализуется в структурах периклинальных замыканий складок, в антиклиналях, осложненных дизъюнктивными (Северная Киргизия, Чаткал), в искривлениях поверхностей отдельных разрывных нарушений (Кураминский хребет).

Случай 2. Карбонатные толщи перекрываются сланцами. Такое сочетание широко распространено в Алай-Кокшаальской складчатой зоне. Сланцевые толщи оказывают положительное экранирующее влияние, способствуя формированию низко- и среднетемпературных ртутных, сурьмяных и золоторудных месторождений.

Характер деформаций в карбонатных толщах зависит прежде всего от состава подстилающих пород (рассматривается ниже). Известняки, перекрывающие флишеидные толщи, деформируются в основном под влиянием вертикальных движений. При развитии складок в подстилающих известняках сланцы также подвергаются интенсивной складчатости. Обычно это наблюдается вдоль крупных разломов, ограничивающих структурно-фациальные зоны. При крупноблоковом строении известняков сланцы, как правило, сохраняют спокойное залегание. В них местами появляются лишь мелкая гофрировка и складки волочения вдоль разрывных нарушений III и IV порядков (Гиссарский хребет, зона высоких предгорий Алая и др.). Способность сланцев к экранированию эндогенных растворов обуславливает в этих случаях развитие окварцевания в нижних частях разрезов, что существенно изменяет прочностные свойства пород. Они приобретают высокую хрупкость и подвергаются интенсивному дроблению, резко повышающему проницаемость.

В подобных сочетаниях формируются преимущественно складчатые рудные поля с согласным оруденением. В них локализуются межформационные тела и структурные отслоения, связанные с мелкими, главным образом антиклинальными складками в сланцах. Рудоподводящими служат крупные сколовые нарушения и трещинные зоны (Шинг-Магианский район в Гиссаре).

II. Сочетание карбонатных толщ с различными тектоническими свойствами. В среднепалеозойском структурном ярусе Тянь-Шаня широко распространены разрезы, в которых по-разному сочетаются массивные и тонкослоистые известняки. Так, в Кураминской и Чаткальской зонах относительно тонкослоистая толща среднего — верхнего девона согласно перекрывается массивными и грубослоистыми известняками нижнего карбона. В то же время в зоне высоких предгорий Алая наблюдаются обратные соотношения — перекрывание массивных известняков силура, девона и нижнего карбона тонкослоистыми пачками известняков каширского горизонта.

По прочностным характеристикам массивные известняки отличаются меньшими, чем тонкослоистые, значениями временного сопротивления сжатию (соответственно 1600 и 1700 кг/см²), пластичности (массивные 385, тонкослоистые — 415) и эффективной пористости (0,9 и 1,14%). Удельная слоистость тонкослоистых известняков во многие единицы и десятки раз больше, чем массивных.

Случай 1. Массивные известняки подстилаются тонкослоистыми. Подобный разрез известен в центральной и западной частях Кураминского хребта. Подстилающие слоистые известняки и ламеллиты (мощность толщи до 500 м)

образуют систему мелких субширотных асимметричных складок, несколько опрокинутых к югу.

Перекрывающие массивные известняки (мощностью до 800 м) образуют крутые склоны, четко контактируя с тонкослоистыми их разновидностями. Массивные известняки приобрели здесь блоковое строение. По относительным перемещениям смежных блоков можно установить поднятие блоков, расположенных над осями антиклинальных складок, и проседание их в синклиналиях. Формирование склонов было, очевидно, синхронным с образованием складок, причем воздымающиеся складки в подстилающих тонкослоистых известняках играли роль «пуансонов» по отношению к вышележащим блокам.

В массивных известняках локализуются крутопадающие кварц-сульфидные жилы и трубчатые тела, а в подстилающей слоистой толще формируются секущие дайковые зоны, с которыми связаны контактовые рудные тела (Кармазар).

Случай 2. Массивные известняки перекрываются слоистыми. Сочетание, широко распространенное в разрезах Туркестано-Алая. Слоистые известняки в этих случаях деформируются как весьма пластичные с образованием мелких тесно сжатых складок. Формируются в основном складчатые рудные поля в блокированных горст-антиклиналях. Важную роль при этом играют продольные разломы, между которыми развиваются параллельные им складки, часто сорванные с подстилающих массивных известняков. В полостях отслоения развиваются крупнообломочные брекчии. Оруденение локализуется как в полостях отслоения в брекчиях, так и в структурах расслоения на крыльях складок.

III. Сочетание карбонатных и вулканогенных толщ. Эти сочетания пород чаще всего встречаются в Кураминской структурно-фациальной зоне и отчасти в Западном Узбекистане. В числе вулканогенных пород в среднепалеозойском структурном ярусе наиболее распространены кварцевые порфиры, а в верхнепалеозойском — андезитовые порфириты и дацитовые порфиры. Все они имеют высокие прочностные характеристики. Предел прочности при сжатии достигает 2000—3000 кг/см², эффективная пористость в неизмененных разностях составляет доли процентов, а проницаемость — менее 1,0 мД. В измененных разностях пористость и проницаемость существенно возрастают (Власова, Николаева, 1959).

Случай 1. Эффузивы перекрываются карбонатными породами. Это сочетание встречается преимущественно в среднепалеозойском ярусе. Эффузивы обычно представлены кварцевыми и дацитовыми порфирами нижнего девона.

В Западном Узбекистане мощная толща эффузивных кварцевых порфиров нижнего девона перекрывается толщей массивных и грубослоистых известняков верхнего девона — нижнего карбона. Карбонатная толща смята в антиклинальные складки запад-северо-западного простирания, сопровождаемые продольными разрывными нарушениями. Нарушения создают условия блокирования. Эффузивы основания образуют систему блоков, взаимно перемещенных по вертикали. Известняки, несмотря на их грубослоистость и даже массивность отдельных пачек, сминаются в тесно сжатые, местами изоклинные складки, нередко с радиусами в первые десятки метров, подобные тем, которые возникают в тонкослоистых известняках, перекрывающих массивные (Южная Фергана). Осевая часть складок и одно из крыльев обычно сорваны с жесткого эффузивного основания. В этих сочетаниях формируются складчатые рудные поля с преобладанием согласных рудных тел, локализующихся в структурах расслоения в осевых частях и на крыльях складок. Присутствуют также секущие и комбинированные тела (Учкулач в Западном Узбекистане).

Случай 2. Карбонатная толща перекрывается эффузивной. Такое сочетание характерно для Кураминской подзоны, где карбонатные толщи среднепалеозойского структурного этажа перекрываются эффузивами верхнего палеозоя. При совместном участии в складкообразовании в эффузивах, как правило, возникает блоковая тектоника. При этом формируются рудные поля, где оруденение связано с искривлениями отдельных разломов; размещается оно в зонах сложных разломов в вулканических сооружениях (Кармазар).

Когда эффузивы накапливались в синклинальном прогибе, то в дальнейшем они могли подвергнуться складчатости (возникли широкие синклинальные складки). Вследствие большей жесткости эффузивов вдоль синклинали происходили отслоения подошвы эффузивов от кровли известняков и в базальных горизонтах локализовались межформационные рудные залежи (Северный Карамазар). Эффузивы, особенно андезитовые порфириты, обладают весьма низкой проницаемостью, что способствует проявлению эффекта экранирования и улучшает условия рудоотложения.

IV. Трехчленное сочетание толщ. Рассмотрим его на примере разреза Алтытопканского рудного района. Разрез в основании сложен толщей метаморфических сланцев нижнепалеозойского структурного этажа мощностью более 2 тыс. м, на которой несогласно залегают карбонатная толща среднего палеозоя мощностью до 1,5 тыс. м, перекрытая эффузивами верхнего палеозоя мощностью более 1 тыс. м. Толщи совместно дислоцированы поздневарисскими орогеническими движениями. При этом в подстилающих сланцах развились складки и сколовые нарушения, а в перекрывающей карбонатной и эффузивной толщах преобладает блоковая тектоника; в эффузивах, кроме того, возник широкий синклинальный прогиб, развившийся под влиянием поздних складчатых деформаций в известняках.

Оруденение распространяется на весь палеозойский структурный этаж. При этом в сланцах оруденение (полиметаллическое) локализуется в трещинах отрыва и в оперенных разломах, а в карбонатной толще, в нижней, более слоистой части разреза, — в секущих контактовых телах в дайках, в массивных известняках верхней толщи — в трубчатых телах в пересечениях и искривлениях крупных трещин, а при наличии узких пластин известняков, блокированных субпараллельными разломами, — в пологих согласных телах в структурах расслоения. Вдоль поверхности налегания эффузивов на известняки в синклинальном прогибе локализуются межформационные залежи, а в самих эффузивах — жильные тела в сложных разломах.

СИСТЕМАТИКА РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ (РУДОФОРМИРУЮЩИХ) ПОВЕРХНОСТЕЙ

Одной из главных задач при прогнозировании скрытого оруденения является выделение, картирование и изображение в наглядной форме разнообразных геологических поверхностей, так или иначе влиявших на локализацию рудной и сопутствующей минерализации и определяющих их геолого-структурную позицию (с учетом пострудных передвижек и эрозионного среза). В предыдущих главах дано описание наиболее характерных рудоконтролирующих, рудораспределяющих (рудоподводящих) и рудолокализирующих факторов, привязанных к поверхностям, играющим соответствующую роль в процессе рудообразования. В совокупности их можно назвать рудоформирующими. Рассматриваемые поверхности могут иметь как материальное выражение (например, в виде границы раздела пород различного литологического состава), так и нематериальное (например, условная поверхность, соответствующая зоне резкого перепада давления в момент рудоотложения).

Выбор рудоконтролирующей поверхности, наиболее полно отражающей структурную позицию и морфологические особенности прогнозируемых рудных тел и основные условия их локализации, — задача достаточно сложная. Поэтому часто приходится прибегать к составлению комплекта вспомогательных планов,

уточняющих положения основной рудоконтролирующей поверхности или же способствующих расшифровке строения особо сложных участков рудного поля.

В дополнение к указанным выше типам можно выделить еще ряд типов поверхностей, прямо или косвенно определяющих форму структур, влияющих на пространственное положение рудных тел. В общей сложности можно выделить не менее шести типов поверхностей: 1 — рудоконтролирующие, 2 — рудоподводящие, 3 — рудораспределяющие, 4 — рудолокализирующие, 5 — маркирующие, 6 — рудоограничивающие.

В некоторых случаях отдельные поверхности могут нести двойную, тройную и более рудоформирующую «нагрузку». Так, например, контактовая поверхность гранитного интрузива, прорывающего толщу карбонатных пород, относительно месторождений контактово-скарнового типа играет роль рудоподводящего и рудораспределяющего каналов, являясь и рудолокализирующей поверхностью. В телетермальных месторождениях, контролируемых структурами экранирования, поверхность раздела известняков и перекрывающих их сланцев является рудораспределяющей и рудолокализирующей. Максимальное совмещение рудоформирующих факторов отмечается для поверхностей, определяющих условия локализации одиночных рудных жил. Выделенные типы поверхностей следует рассмотреть с точки зрения возможности их отражения на структурно-прогнозных картах.

Рудоконтролирующие поверхности. К этим структурам относятся обычно системы крупных разломов, обуславливающих закономерности размещения оруденения в масштабах рудных зон, поясов и провинций. Наиболее четко картируются долгоживущие глубинные краевые (конседиментационные) разломы, разграничивающие фациально отличные зоны. Протяженность таких разломов измеряется многими сотнями, а глубина заложения — десятками километров: в ряде случаев ими вскрываются подкоровые магматические очаги, что особенно четко фиксируется на примере молодых вулканических областей.

Рудоконтролирующая роль краевых разломов проявляется достаточно ясно: к подобного рода структурам тяготеют телетермальные месторождения ртути и сурьмы в Южном Тянь-Шане, разнотипные вулканогенные месторождения в Закавказье и Закарпатье, золото-сурьмяные месторождения в Якутии и др. Однако отразить их влияние графически можно лишь на средне- и мелкомасштабных картах, позволяющих подметить общерегиональные закономерности размещения оруденения — тяготение месторождений не столько к самим зонам глубинных разломов, сколько к опережающим их нарушениям более мелкого порядка и участкам изменения простираения основного разлома. Иногда связь оруденения с краевыми разломами не прямая, а косвенная, еще более отдаленная: относительно высокотемпературные

месторождения ассоциируют часто с интрузиями, внедрившимися вдоль зон краевых разломов, подновлявшихся на заключительных этапах соответствующей эпохи тектогенеза.

Вблизи дневной поверхности краевые разломы нередко расщепляются и переходят в систему сопряженных между собой чешуйчатых взбросо-надвигов, иногда весьма пологих. Это позволяет, используя данные глубинной геофизики (вертикальное электроразведывание и др.), построить для них среднемасштабные планы в изогипсах или проекции в изолонгах, на которых могут быть выделены участки развития потенциально рудовыводящих и рудораспределяющих структур (изгибы по падению и простиранию, пучки косых и субпараллельных оперяющих нарушений, зоны, по которым происходило внедрение малых интрузий и даек, и пр.).

Кроме описанной выше выделяется и другая категория рудоконтролирующих структур — более локальных, поддающихся картированию в более крупных масштабах. К ним относятся зоны менее протяженных разломов, разнообразные кольцевые структуры, крупные вулканические постройки и т. д. Они часто отражены в нарушениях формы поверхности Мохо, изменениях глубины залегания базальтового слоя, блоковом строении фундамента и других элементах глубинного строения района, доступных для воспроизводства только на региональных геофизических картах. Методика их использования в целях крупномасштабного прогнозирования разработана еще недостаточно.

Рудоподводящие поверхности. Под рудоподводящими структурами понимаются обычно ослабленные (приоткрытые) участки рудоконтролирующих разломов, вдоль которых осуществлялась подача рудогенерирующих растворов. Это так называемые «рудные отдушины» (по А. В. Королеву, 1935, 1962), или рудоподводящие каналы, которым чаще всего соответствуют места изгибов геологических поверхностей (разломов, интрузивных контактов и др.) по простиранию. Их положение наглядно отражается на вертикальных изолонгических проекциях указанных поверхностей. Вспомогательную роль играют проекции сопряженных и секущих нарушений более мелкого порядка: иногда шовные зоны сочленения таких нарушений с поверхностью основного рудоконтролирующего разлома являются рудоподводящими каналами. Ограниченные размеры по простиранию (при значительной протяженности на глубину) подобного рода структур обуславливают четкую картину температурной, а следовательно, и минеральной зональности, что способствует более уверенному выделению «рудных отдушин» при детальном геолого-структурном и минералого-геохимическом картировании зон рудоконтролирующих разломов.

Роль рудоподводящих каналов выполняют часто также участки пересечения кольцевых тектоно-магматических структур зонами секущих нарушений; то же относится и к случаям ослож-

нения интрузивных контактов и трубок взрыва, а также солянокупольных, структур и структур типа грязевых вулканов крутопадающими разломами. Для выявления ослабленных зон, развивающихся вдоль линии пересечения указанных поверхностей, целесообразно строить две проекции в изолонгах — для каждой поверхности отдельно.

Рудоподводящие структуры представлены чаще всего сложными по форме крутопадающими телами брекчий и зонами дробления, а в карбонатных породах они сопровождаются, кроме того, и явлениями предрудного раскарстования. Поэтому выбор рудоподводящей поверхности для наглядного отражения ее на вертикальной проекции — задача сложная. Эта задача облегчается в случае четких литологических различий пород в зальбандах брекчий (сланцы — известняки, известняки — граниты и т. д.), а также при взбросо-надвиговом характере рудоконтролирующего разлома, когда четкой маркирующей поверхностью может служить лежащий или висячий бок пакета плотной тектонической глинки, экранирующей и подпруживающей поток восходящих рудоносных гидротерм. Рудоподводящими могут быть осевые части круто погружающихся складок.

Рудораспределяющие поверхности. Единый рудоподводящий канал вблизи дневной поверхности, а в более общем случае — в непосредственной близости от мест рудолокализации, обычно веерообразно расщепляется, чем обуславливается подток растворов к локальным структурам разного масштаба. Роль рудораспределяющих структур играют обычно системы нарушений третьего — пятого порядков, оперяющие зону рудоконтролирующего разлома вблизи «рудных отдушин». Весьма обычным является случай, когда эту роль выполняют локальные структуры, осложняющие форму рудолокализирующей (экранирующей) поверхности, — имеются в виду формы ее рельефа в виде разнообразных продольных и поперечных перегибов, сопрягающихся с мелкими разрывами соответствующего простирания.

Значение рудораспределяющих структур велико: именно они ведут к участкам максимальной концентрации рудного вещества. Положение рудораспределяющих каналов может быть уточнено в результате детального изучения характера околорудных изменений, морфологии и состава ореолов гипогенного рассеяния элементов-индикаторов; непосредственно вдоль рудораспределяющих структур фиксируются наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации, характеризующиеся, как правило, максимально полным набором рудосоставляющих компонентов и элементов-примесей.

Рудолокализирующие поверхности. Рудолокализирующие структуры ограничиваются или одной (структуры экранирования), или двумя (пласто- и жилообразные тела) поверхностями. К числу рудолокализирующих могут относиться как физически выраженные границы раздела литологически различных

пород (поверхности напластования и стратиграфического несогласия в осадочных толщах, зоны дробления вдоль разломов, интрузивные контакты и пр.), так и «условные» поверхности, фиксируемые сменой физико-химических параметров среды рудоотложения (границы резких перепадов давления, температуры; уровень подземных вод, обогащенных кислородом воздуха, сероводородом, органическими соединениями и пр.; зона прогрева вмещающих пород постмагматическими эманациями и др.).

Как правило, рудолокализирующие поверхности играют роль своеобразного экрана, подпруживающего поток растворов и замедляющего его скорость. При этом формируются достаточно выдержанные тела (горизонты, зоны, блоки) метасоматитов, вмещающих промышленное оруденение. Структурные планы рудовмещающих метасоматитов и собственно рудных тел большей частью не совпадают, поэтому форма рудолокализирующей поверхности отражает условия залегания рудоносных горизонтов (зон, блоков) — объектов предварительной разведки, а не рудных тел — объектов детальной и эксплуатационной разведки.

Менее распространены случаи, когда оруденение приурочивается или к висячему боку рудолокализирующей поверхности (пологие надвиги в литологически однородных породах, экзоконтактные зоны интрузивов), или же развивается по обе стороны от нее (крутопадающие разломы, апикальные части редкометалльных апогранитов и др.). Наконец, известны примеры косвенного влияния рудолокализирующих поверхностей, когда рудные тела располагаются на некотором расстоянии от экранирующей поверхности.

Особую трудность представляет задача по восстановлению положения ранее существовавшей «нематериализованной» рудолокализирующей поверхности (пример — так называемый «подвижный геохимический барьер», играющий большую роль при формировании приповерхностных вулканогенных месторождений). В этом случае приходится ориентироваться на комплекс косвенных признаков — смену минеральных ассоциаций в околорудно измененных породах, данные о гомогенизации газовой-жидких включений в жильных минералах метасоматитов и пр.

Маркирующие поверхности. Под этим термином понимаются поверхности, не имеющие прямого отношения к процессам формирования рудных месторождений, но картирование которых может помочь в определении положения и формы рудолокализирующей (или иной рудоформирующей) поверхности: имеются в виду визуально четко выраженные поверхности в толще надрудных, а также иногда подрудных и непосредственно рудовмещающих пород. Их выделение имеет первостепенное значение при составлении, например, структурных планов рудолокализирующих поверхностей для месторождений стратиформного типа. Ввиду слабого эрозионного среза и недостаточной обнаженности основного рудовмещающего горизонта здесь могут картировать-

ся пропластки литологически различных пород (предпочтительнее — в надрудной толще), для которых и составляются вспомогательные структурные планы; форма полученной при этом поверхности отражает до некоторой степени особенности рудолокализирующих структур.

Рудоограничивающие поверхности. Рудолокализирующие поверхности играют одновременно и роль рудоограничивающих, что особенно четко проявляется для месторождений, контролируемых структурами экранирования, однако в данном случае под рудоограничивающими понимаются структуры, возникшие уже после завершения процесса рудообразования и нарушающие сплошность ранее сформированных рудовмещающих залежей и рудных тел. Это зоны пострудных сбросов и надвигов, контакты интрузивных тел, внедрившихся в пострудное время, поверхности эрозии (современной и древней), поверхности зоны подземного окисления и пр. Такие поверхности отстраиваются на структурных планах и проекциях для поисков сброшенных или перекрытых частей рудных залежей.

План главной рудолокализирующей поверхности должен охватывать всю площадь рудного поля, а планы вспомогательных поверхностей строятся для отдельных участков. Совмещение (наложение) основного и вспомогательных планов позволяет наметить структурно-аномальные позиции различной благоприятности для локализации оруденения.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

Деформации вмещающих пород рассматриваются авторами в качестве главного фактора подготовки условий, благоприятных как для поступления минерализующих субстанций, так и для взаимодействия их с вмещающими породами, приводящего к отложению руд.

Изучение тектонических напряжений, под воздействием которых формировались рудоносные структуры и происходили деформации пород, имеет первостепенное значение. Однако в силу объективных причин непосредственное изучение тектонических сил и напряжений, существовавших в той или иной части геологического пространства в период развития деформаций, в настоящее время уже невозможен. В то же время, как показал М. В. Гзовский (1960), исследование некоторых аспектов тектонических процессов оказалось доступным с помощью моделирования. Этим исследователем разработана теория тектоно-физического эксперимента и, в частности, выведены уравнения, обеспечивающие сохранение условий подобия. Глубокое теоретическое рассмотрение условий деформаций горных пород позволило М. В. Гзовскому создать новую область геологических исследований — тектонофизику как науку о развитии деформационных

структур в земной коре. Одной из важнейших задач тектонофизики является изучение полей напряжений, возникающих под воздействием тектонических сил и зависящих от свойств вмещающих пород и их структуры.

Эффективным методом решения этих вопросов является экспериментальное моделирование с помощью поляризационно-оптического метода. Данный метод основан на обнаруженной Давидом Брюстером (1816 г.) способности некоторых прозрачных и полупрозрачных материалов, ведущих себя как оптически изотропные в ненапряженном состоянии, приобретать свойство двойного лучепреломления в случае приложения к ним механической нагрузки. Метод нашел широкое применение сначала в технике для выявления характера распределения напряжений в деталях машин, а позднее в горном деле для изучения напряжений в породах вокруг выработок.

Теоретические основы метода оптического моделирования, аппарата и техника проведения экспериментов детально разработаны трудами М. Я. Фрохта (1948, 1950), Л. Феппла и Э. Мёнха (1966) и др., а для моделирования тектонических процессов существенно доработаны М. В. Гзовским (1954, 1963).

В качестве оптически активных материалов используются студнеобразные вещества, приготовленные на основе желатина, глицерина, агар-агара, ацетилцеллюлозы с бензиловым спиртом и др. Рецептура и свойства этих материалов всесторонне исследованы и охарактеризованы Д. Н. Осокиной (1963).

Разработанные М. В. Гзовским (1963) теоретические основы тектоно-физического моделирования устанавливают необходимость соблюдения условий подобия, опирающихся на следующие общие принципы:

- 1) обеспечение подобия моделей природным объектом;
- 2) избирательность моделей относительно процессов, происходящих в природных объектах;
- 3) раздельное изучение на моделях тех факторов, которые в природных объектах действуют совместно;
- 4) последовательное приближение к полному подобию моделей природным объектам;
- 5) статистическая обоснованность заключений о результатах испытаний моделей.

Выполнение условий подобия требует определения физических и механических свойств горных пород изучаемого объекта для обоснованного подбора оптически активных материалов, на которых проводится моделирование полноценного изучения морфологии геолого-структурных элементов (разломы, контакты, складки) и выяснения регионального плана деформаций, существовавшего к моменту проявления исследуемого процесса. Важно также знать по результатам полевых наблюдений кинематические соотношения по основным структурным и тектоническим поверхностям.

Модель представляет собой массивную деревянную (обычно квадратную) раму, застекленную с обеих сторон так, что расстояние между стеклами составляет 25—30 мм. Размер рамы выбирается в зависимости от размеров моделируемого объекта, но обычно не превышает 100×100 см. В образовавшееся между стеклами пространство в горячем состоянии заливается (на $\frac{4}{5}$ объема) оптически активный материал, который после остывания приобретает консистенцию упругого студня. Сняв одно из стекол, в образовавшейся полупрозрачной пластине по шаблону в принятом масштабе с соблюдением условий геометрического подобия вырезаются контуры тех структурных элементов, влияние которых на возникающие напряжения необходимо исследовать. Рама оснащена пуансонами для создания сжимающей (или растягивающей) нагрузки, величина которой может замеряться. Эксперимент проводится путем просвечивания модели с приложенной к ней нагрузкой поляризованным светом. Для этих целей используются полярископы различных конструкций. Для целей тектонофизического моделирования наиболее удобны полярископ ГМВ (выпускаемый в Чехословакии) и поляризационно-оптическая установка, сконструированная в Среднеазиатском НИИ геологии и минерального сырья (САИГИМС) Ш. Д. Фахтуллаевым и В. А. Королевым. Последняя в отличие от всех других позволяет, во-первых, исследовать модели в горизонтальном положении, а во-вторых, не ограничивает особенно размеры модели. Горизонтальное положение модели дает возможность не учитывать влияние литостатического давления при моделировании горизонтальных срезов рудоносных структур. Кроме того, горизонтальное положение модели обеспечивает возможность оперативно изменять ориентировку прилагаемой нагрузки, т. е. имитировать изменение плана тектонических деформаций. Методика проведения экспериментов, регистрации и расшифровки наблюдений изложена в упоминавшихся выше работах.

Методом моделирования с использованием оптически активных материалов решаются следующие основные задачи, связанные с проблемой детального прогнозирования.

В каждой группе задач можно выделить и ряд частных задач.

1. *Изучение условий формирования структуры рудного поля.* В практике геологического прогнозирования скрытого оруденения наряду с теоретическими предпосылками важную роль играют аналогии. Вместе с тем опыт показывает, что некритическое их использование составляет основной источник просчетов и ошибок. Главной причиной этих ошибок является пренебрежение одним из основных правил пользования аналогией — необходимости обязательно выяснять границы ее распространения. В практической деятельности по оценке месторождений или рудопроявлений геолог чаще всего ограничивается установлением аналогичности таких признаков, как ориентировка рудоконтро-

лирующей (рудовмещающей) структуры, морфологическое сходство соответствующих структурных элементов, сходство состава пород, характера и деформированности и т. д., подразумевая, что этим в основном определяется возможность появления оруденения в данном участке геологического пространства. К сожалению, далеко не всегда удается восстановить последовательность формирования структуры и правильно определить границы возможного распространения аналогий (Королев, Фатхуллаев, 1976).

Анализ последовательности формирования структурных элементов рудного поля, определение их соподчиненности и взаимосвязей на основе установления сходства или различия тектонофизических обстановок являются одной из главных задач прогнозирования, решение которой возможно методом оптического моделирования на плоских моделях.

Не менее важной задачей является изучение влияния структурных элементов рудного поля на распределение тектонических напряжений в его пределах. Рудные поля, как правило, имеют четкую структурную обособленность, которая определяется наличием естественных границ. Обычно это различные геологические поверхности — разломы, контакты, сложные тектонические зоны, разделяющие участки крупных структур с различными знаками движений (и другие планиформные структурные элементы). Такие поверхности играют не только демаркационную роль, но весьма активно влияют на характер тектонических деформаций в оконтуренных ими объемах геологического пространства. Рассмотрим это на примере рудных полей в клиновидных и ограниченных субпараллельными тектоническими поверхностями структурах.

Клиновидные структуры как самостоятельный тип были выделены В. А. Королевым и Ш. Д. Фатхуллаевым (1973). Границами рудных полей в клиновидных блоках служат сходящиеся (или расходящиеся) геологические поверхности различного рода — разломы, контакты некоторых интрузивных тел, различные их сочетания. Схождение (и расхождение) поверхностей может наблюдаться в плане, разрезе либо одновременно в обоих сечениях. Масштабы этих структур варьируют в широких пределах, и в Средней Азии, например, с ними нередко связаны крупные рудные поля.

На рис. 32 приведены схемы нескольких видов клиновидных структур, различающихся морфологическими особенностями ограничивающих поверхностей (разломов). Результаты моделирования со всей определенностью устанавливают зависимость распределения касательных напряжений от морфологии этих поверхностей.

На рис. 33 приведен пример моделирования схемы рудоносной структуры, границами которой служат субпараллельные (подобно искривленные) тектонические поверхности. Отчетливо

устанавливается зависимость распределения напряжений и, следовательно, обусловленных ими деформаций от морфологии ограничивающих поверхностей и направления приложения тектонических сил.

Очень важно выяснить именно те геологические образования, которые могли служить границами рудных полей и месторождений. Недоучет роли таких границ или неправильная оценка тех или иных геологических поверхностей, рассматриваемых в качестве границ рудных полей, часто приводит к неправильным выводам о структурных условиях размещения оруденения, неверной ориентации глубинных поисков и в конечном счете к снижению их эффективности. К сожалению, в практике детальных геологических съемок и многих структурных исследований этому вопросу не уделяется необходимого внимания. Более широкое использование метода оптического моделирования геологических структур может значительно повысить достоверность оценки условий размещения рудной минерализации.

Важным вопросом в рассматриваемой группе задач является выяснение характера и степени влияния элементов структурной неоднородности рудного поля и их морфологических особенностей на распределение тектонических напряжений и связанных с ними явлений. Геологическое пространство, в котором развивается процесс эндогенной минерализации (оруденения), неоднородно по большинству качественных характеристик. Особенно важное значение имеет неоднородность, обусловленная наличием многочисленных и гетерогенных двухмерных (планиформных) струк-

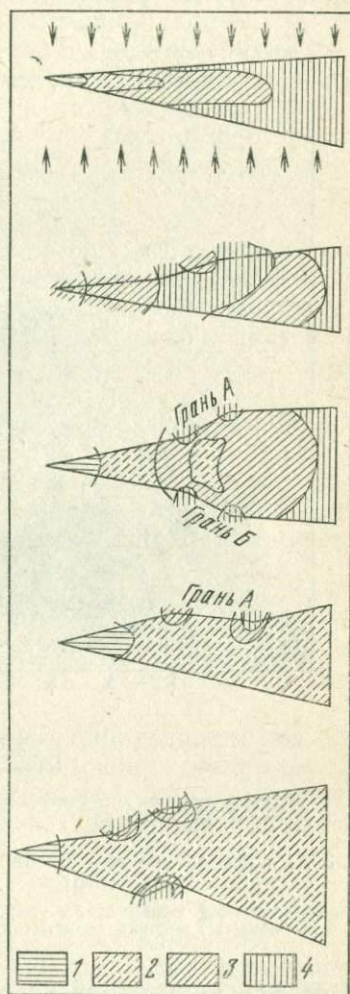


Рис. 32. Распределение напряжений в моделях клиновидного тектонического блока с различной формой ограничивающих поверхностей (разломов).

Значения напряжений: 1 — нейтральные; 2 — слабые; 3 — умеренные; 4 — максимальные

турных элементов — трещин, разломов, поверхностей стратификации, контактов и т. п. Этими элементами определяется неравномерность распределения тектонических напряжений и обусловленных ими деформаций, а также многие кинематические особенности структур.

Вопрос этот в порядке постановки рассмотрен М. В. Гзовским (1971). Им отмечено ощутимое искажающее влияние эле-

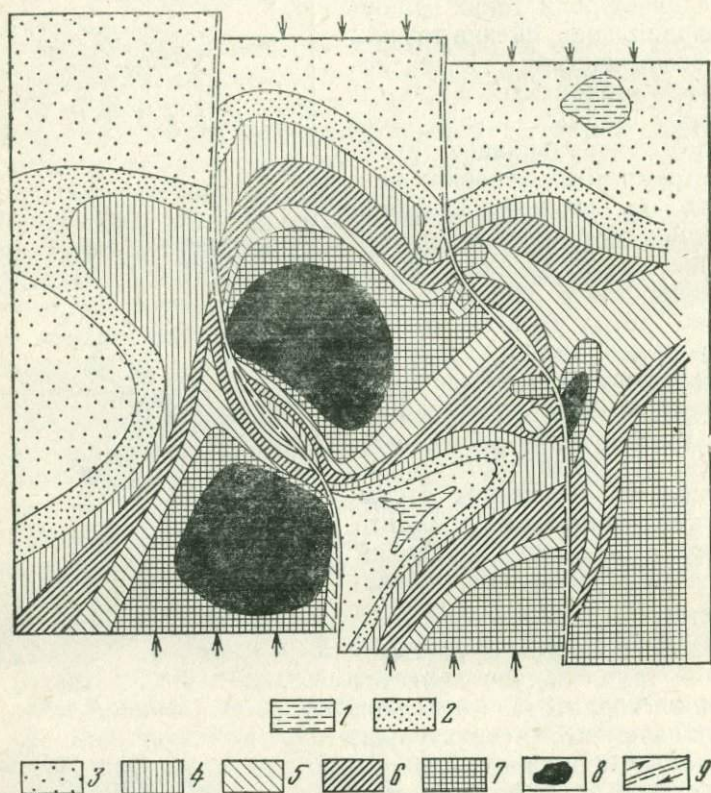


Рис. 33. Распределение напряжений τ_{\max} в модели субпараллельных разломов:

1 — очень слабые; 2 — слабые; 3 — умеренно-слабые; 4 — умеренные; 5 — умеренно сильные; 6 — сильные; 7 — очень сильные; 8 — максимальные; 9 — разломы и перемещения вдоль них

ментов неоднородностей на распределение напряжений. Результаты наших исследований в основном подтверждают сформулированные М. В. Гзовским эмпирические правила; этим правилам и подчинены в основном изменения максимальных касательных напряжений.

На приведенной серии фотографий моделей (рис. 34, а—г) можно проследить, как усложнение их внутренней структуры

путем введения дополнительных неоднородностей влияет на изменение характера распределения максимальных касательных напряжений. Рисунок 34, а иллюстрирует распределение напряжений в однородной модели, к которой приложены равномерно распределенные силы сжатия. Далее показана та же модель (рис. 34, б), исследованная в аналогичных условиях эксперимента, но усложненная введением элемента неоднородности, в данном случае косым нарушением сплошности, имитирующим дизъюнктивное нарушение. На ней отчетливо видно, что, несмотря, в общем, на незначительные размеры этого нарушения, его искажающее влияние сказывается на всей картине распределения касательных напряжений. Последующие усложнения (рис. 34, в, г) еще более искажают распределение напряжений, и по существу от первоначальной картины ничего не остается.

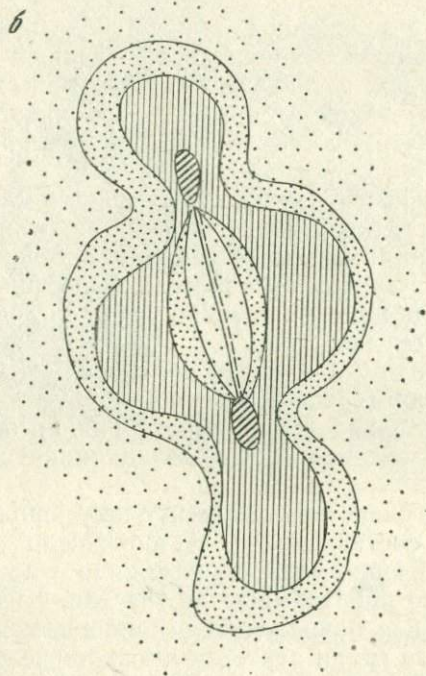
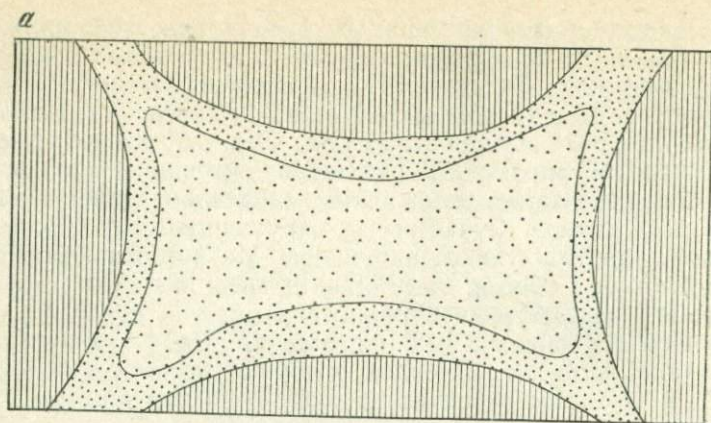
При наличии в плоскопараллельной модели неоднородностей, косо ориентированных к направлению главных нормальных напряжений, вдоль них возникает, как известно, сдвиговая составляющая. Поэтому такой элемент неоднородности будет всегда находиться в сжатом состоянии, воспринимая на себя соответствующую нагрузку $\sigma_n = p \cdot \cos \varphi$.

В действительности картина оказывается сложнее. Геологические поверхности никогда не бывают плоскими, но всегда представляют пространственно непрерывное чередование участков с различными элементами залегания, поэтому распределение напряжений вдоль них существенно усложняется. Здесь возможны два крайних случая.

1. Рассматриваемый элемент неоднородности состоит из чередования участков (граней) с различными углами падения (простираения) и выклинивается по простирацию в обе стороны. Тогда возникшая сдвиговая составляющая практически реализоваться не может.

2. По рассматриваемому элементу неоднородности под влиянием сдвиговой составляющей τ_n произошло смещение. Это явление неограниченно часто происходило в природе. В данном случае неизбежно приоткрываются участки, имеющие более острый угол встречи с направлением приложенной нагрузки. При этом приоткрытые грани перестают воспринимать нагрузку нормального сжатия и по существу образуются участки локального растяжения, в которых сжимающие усилия начинают действовать в направлении, параллельном простирацию приоткрытой грани. Во вмещающих породах на некотором удалении от приоткрытой грани могут возникать параллельные ей трещины отрыва. В целях различения граней, находящихся в различном тектоническом состоянии, целесообразно приоткрытые грани, воспринимающие нагрузку нормального сжатия, называть нагруженными, приоткрытые — разгруженными.

Элементы неоднородности геологического пространства из-за



искажающего влияния следует рассматривать в пределах рудного поля в качестве фактора образования локальных деформаций. Ориентировка планов таких деформаций может существенно изменяться во времени и пространстве в зависимости от изменения регионального плана тектонических деформаций и появляющихся новых элементов структурной неоднородности. Расшифровка истории формирования планов деформации существенно облегчается с помощью метода оптического моделирования.

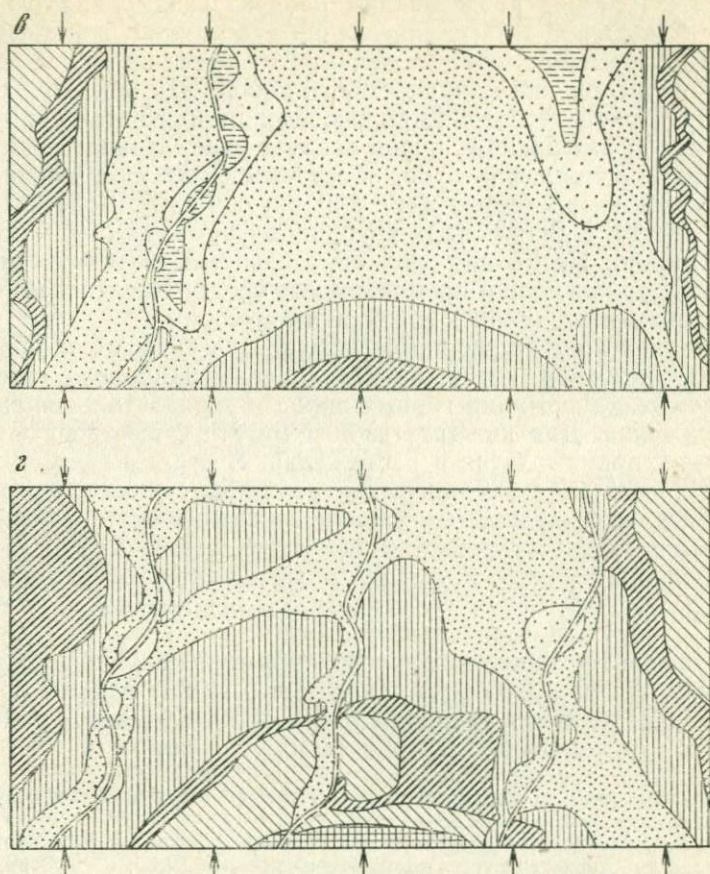


Рис. 34. Распределение напряжений τ_{\max} при сжатии:

a — в однородной модели; *b* — в модели, осложненной дизъюнктивным нарушением, не выходящим за ее пределы; *в* — с пересекающим ее дизъюнктивным нарушением; *г* — с системой пересекающих ее дизъюнктивных нарушений.
Остальные условные обозначения см. на рис. 33

При определенных условиях в пределах геологически неоднородного пространства могут возникать участки, в которых концентрируются напряжения, превосходящие приложенную извне нагрузку. Эти напряжения в конечном счете способны производить большую деформационную работу. Выяснение ориентировки частных планов деформаций в пределах рудного поля и условий, в которых возможны значительные концентрации напряжений, могут успешно и оперативно решаться с использованием метода оптического моделирования.

II. Влияние тектонофизических условий на размещение эндогенного оруденения. Как уже отмечалось, рудные поля гидротер-

мального генезиса представляют продукт взаимодействия двух сред — подвижной минерализующей субстанции и вмещающих пород. Интенсивность эндогенного потока усиливается в зависимости от увеличения проницаемости пород. Это подтверждается всей практикой геологических исследований. Поэтому хрупкие деформации вмещающих пород следует рассматривать как один из наиглавнейших факторов, обеспечивающих поступление минерализующих растворов в ту или иную часть геологического пространства. Однако одних хрупких деформаций самих по себе недостаточно. Необходим еще определенный тектонический режим, поддерживающий проницаемость среды. Исследование этого вопроса приводит нас к следующим выводам.

В земной коре проявляются обычно два главных типа тектонических режимов, которыми обусловлены наиболее часто наблюдаемые деформации горных пород — горизонтальное сжатие и растяжение. Для каждого из них могут существовать свои частные условия сжатия и растяжения. В итоге выделяются четыре главных вида тектонических режимов, существенно различающихся как характером, так и соотношением деформаций различного типа: 1) региональное горизонтальное растяжение, 2) локальное сжатие в условиях регионального растяжения; 3) региональное горизонтальное сжатие, 4) локальное растяжение в условиях горизонтального сжатия.

Изучение тектонических условий формирования трещиноватости выявляет определенную зависимость между такими показателями, как удельная трещиноватость (УТ) и удельное растяжение (УР), от локальных тектонических условий.

Приведем краткую характеристику перечисленных видов тектонических режимов и связанных с ними деформаций.

Региональное горизонтальное растяжение присуще этапу геосинклинального развития. Характеризуется появлением преимущественно протяженных и глубоко заложённых структур отрыва, ориентированных нормально усилиям растяжения. Такие структуры маркируются поясами даек и нередко сопровождаются эффузивными излияниями. Заметную роль в них часто играют дайки основных пород. В этих условиях трещинообразование имеет ограниченное значение. Происходит главным образом раскрытие заложённых ранее разрывных структур. Сопряженное с растяжением сжатие почти не проявляет себя в соответствующих видах деформаций, т. е. при данном режиме удельное растяжение преобладает над удельной трещиноватостью ($УР > УТ$), причем рост УР происходит без существенного увеличения УТ. Перемещения по дизъюнктивным нарушениям характеризуются преимущественно сбросами с небольшими амплитудами.

Локальное сжатие в условиях регионального растяжения представляет собой редкий тип тектонического режима в верхних структурных этажах. Однако на глубоких горизонтах земной коры по мере возрастания литостатического давления относительно значение его должно возрастать. В верхних структурных этажах и ярусах локальное сжатие может кратковременно проявляться в тектонических блоках, испытывавших гравитационное проседание и «заклинивание» между ограничивающими их и сходящимися на глубине дизъюнктивными нарушениями. Чаще всего это происходит в областях развития германотипной тектоники. В этих условиях ни удельная трещиноватость, ни удельное растяжение существенно себя не проявляют. Лишь вдоль

разломов, ограничивающих тектонические блоки, отмечаются отдельные системы трещин преимущественно сколового типа и мелкие складки волочения в относительно пластичных толщах.

Региональное горизонтальное сжатие характеризует в основном геантиклинальный этап развития земной коры. Сопряженное с таким сжатием горизонтальное растяжение почти себя не проявляет из-за сопротивления окружающей среды. Поэтому возникают условия всестороннего горизонтального сжатия, при котором высвобождение усилий возможно только вверх. Этому тектоническому режиму соответствуют наиболее интенсивные структурные преобразования в земной коре. Хрупкие деформации при этом характеризуются высокой удельной трещиноватостью при незначительном удельном растяжении ($УТ > УР$). Именно в этих условиях развивались складчатость, осложняющие ее поперечные прогибы и поднятия и крупные сколовые нарушения типа надвигов и взбросо-сдвигов, а также массовая мелкая трещиноватость, поражавшая значительные объемы пород. Эндеогенные процессы (метаморфизм, некоторые типы гидротермального изменения, оруденение) проявлялись в этих условиях в экстенсивной форме. Вдоль крупных разломов формируются протяженные и мощные зоны изменений (серицитизации, хлоритизации и др.), в пределах складчатых структур возникают широкие, «размазанные» ореолы первичного рассеяния. Рудные тела, если локализируются, имеют обычно небольшие размеры.

Локальное растяжение в условиях регионального сжатия проявляется спорадически, но устанавливается во всех типах структур. Главными факторами локального растяжения служат: а) наличие в геологическом пространстве многочисленных и гетерогенных элементов структурной неоднородности, представленных различными поверхностями (разломы, контакты интрузивных тел, поверхности стратификации, прислоненные контакты и другие планиформные элементы); б) морфологические особенности этих структурных элементов; в) их кинематика. Все геологические поверхности волнисты и представляют собой сочетание участков с разными элементами залегания. В условиях горизонтального сжатия вдоль них, как было показано выше, происходят смещения, в результате которых приоткрываются участки, отклоняющиеся по ходу от направления смещения. Их принято называть открытыми (Королев, Шехтман, 1965) или разгруженными (от сил сжатия). Под влиянием таких участков во вмещающих породах возникают зоны локального растяжения. Здесь происходят интенсивные тектонические деформации, форма проявления которых зависит от физико-механических свойств пород, но хрупкие деформации обычно преобладают. Соотношения $УТ$ и $УР$ характеризуются максимальными значениями.

Сочетания структурных элементов, под влиянием которых возникают зоны локального растяжения, могут быть самыми различными как по происхождению, так и по масштабам (рис. 35). Данные структурного картирования и моделирование подобных условий на оптически активных материалах показывают, что ширина зоны, в которой возникает локальное растяжение, соизмерима с размерами соответствующих участков, причем практически независимо от масштаба геологических образований.

Участки локального растяжения в условиях регионального горизонтального сжатия являются наиболее благоприятными для проявления процесса эндогенной минерализации. Они служат локализаторами потока эндогенных субстанций вследствие того, что окружающее их геологическое пространство находится в условиях всестороннего горизонтального сжатия и поэтому менее проницаемо. В них резко возрастает площадь взаимодействия вмещающих пород с эндогенными растворами, что также является благоприятным фактором.

Морфолого-кинематический анализ структурно-геологических позиций большинства рудных полей Средней Азии с промышленными месторождениями гидротермального генезиса (около 100) показывает, что в них во время формирования структуры и лока-

лизации оруденения существовали условия локального растяжения на фоне регионального горизонтального сжатия (рис. 35).

Основным методом изучения геологических структур для выявления позиций различного тектонического состояния и в первую очередь локального растяжения является проведение при геологической съемке площадного картирования типов деформаций с оценкой удельной трещиноватости и удельного растяжения. Последующая камеральная обработка обеспечит уверенное оконтуривание таких элементов крупных структур, которые позволят осуществлять районирование изучаемой площади с выделением однородного тектонического режима. Выявление участков подобных позиций является одной из важнейших задач геологического картирования и структурного анализа. Однако в силу различных причин — закрытость территорий, отсутствие достаточного времени и т. п., — оно не всегда оказывается возможным и во всяком случае недостаточно оперативно решается геологическими методами. Оптическое моделирование позволяет решать эту задачу во много раз быстрее и надежнее, особенно если речь идет о площадях, перекрытых чехлом молодых отложений, в которых рудо-

контролирующие структуры прослеживаются только геофизическими методами.

Одним из важнейших принципов детального количественного прогнозирования является количественная оценка факторов, контролирующих локализацию и размещение оруденения. При чем такой оценке под-

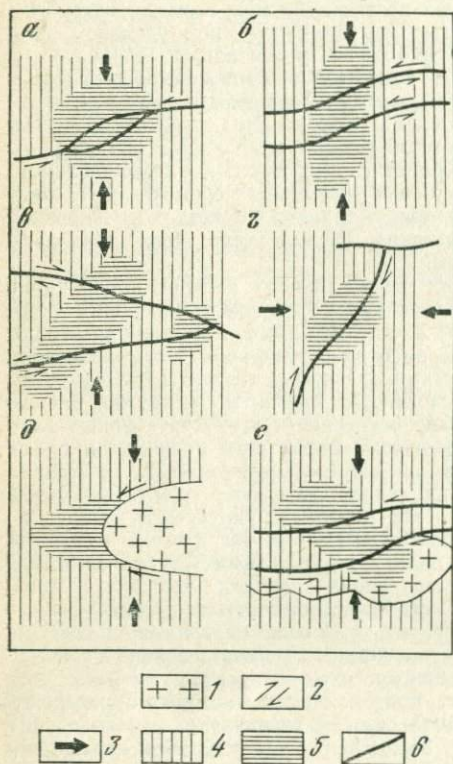


Рис. 35. Схема различных сочетаний структурных элементов, создающих условия локального растяжения при региональном сжатии.

a — флексурный изгиб антиклинальной структуры; *b* — подобный изгиб системы субпараллельных разломов; *c* — клинообразная структура, ограниченная дизъюнктивными нарушениями; *d* — изгиб дизъюнктивного нарушения (разрез); *e* — периклинальное замыкание интрузива и параллельное ему дизъюнктивного нарушения (все эти соотношения могут проявляться как в плане, так и в разрезе).

1 — интрузивные массивы; 2 — направления относительного перемещения по геологическим поверхностям; 3 — ориентировка регионального сжатия; 4 — зоны сжатия; 5 — зоны локального растяжения; 6 — разломы

вергаются, во-первых, интенсивность проявления отдельных факторов, а во-вторых, сила связи с ними оруденения. Методические приемы оценок литолого-петрографических и структурных факторов излагались выше. Методы оптического моделирования структур с использованием эквивалентных материалов дают возможность разработать приемы количественной оценки тектонофизического фактора. Исследования в этом направлении позволяют изложить общие принципы подхода к решению данного вопроса.

По-видимому, мы никогда не получим возможности достаточно точно оценить величины тех тектонических сил и обусловленных ими напряжений, которые «управляли» развитием эндогенного процесса. Единственно реальным на данном этапе является косвенное определение степени влияния тектонического фактора. В частности, наиболее приемлема оценка характера и силы связи контуров минерализации различной интенсивности с полями напряжений, возникающими в различных участках моделей структур рудных полей (естественно, при соблюдении соответствующих требований).

Предварительные выводы сводятся к следующему: 1) тектонические напряжения, безусловно, должны рассматриваться как ведущий рудоконтролирующий фактор; 2) степень их влияния на минерализацию может определяться косвенно, с помощью оптического моделирования рудоносной структуры, путем оценки корреляции между интенсивностью минерализации и тектоническими напряжениями; 3) преобладающее влияние на положение участков наиболее интенсивной минерализации оказывают зоны локального растяжения, возникающие в условиях горизонтального сжатия. При этом существенное значение имеют не только величины самих напряжений, но также зоны контрастного их изменения.

III и IV группы составляют задачи, связанные с подготовкой планов, карт и разрезов, а также с распределением полей тектонических напряжений как основ геолого-прогнозной карты, и собственно с процессом прогнозирования. Существенным моментом при подготовке основ прогнозных карт является районирование рудоносной структуры (рудного поля, месторождения) на участки однородного геологического содержания. Под этим понимается выделение таких участков, в пределах которых рудоконтролирующие факторы сохраняют (в определенных пределах) свое значение. Оптическое моделирование позволяет весьма оперативно выделить участки рудного тела, однородные по своему тектонофизическому состоянию. Сопоставление картины распределения тектонических напряжений с размещением известной минерализации дает возможность непосредственно выделять позиции, благоприятные по данному признаку для локализации эндогенного оруденения.

Существенным недостатком метода оптического моделирования является то, что его приходится проводить на плоских моделях. Получаемые результаты нельзя (за редким исключением) экстраполировать для реконструкции объемной картины распределения напряжений. Этот недостаток приходится преодолевать путем исследования серий вертикальных и горизонтальных моделей, освещающих различные срезы рудоносных структур. Выявляемые при этом взаимосвязи между особенностями их строения и распределением оруденения могут быть в какой-то мере экстраполированы и интерполированы методами геологического анализа и аналогий.

ТИПИЗАЦИЯ ОСНОВНЫХ ФОРМ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ВЫБОРА СПОСОБА ИХ ГЕОМЕТРИЗАЦИИ

Зависимость структурных особенностей рудных полей от состава вмещающих пород частично отражается в их систематике (см. табл. 20). Для подавляющего большинства рудных полей наиболее изменчивыми факторами, определяющими выбор способа их геометризации, являются структурные. По этому признаку выделяются четыре основные формы (табл. 21).

Таблица 21

Основные формы рудных полей и способы их геометризации

Наименование форм	Методы геометризации, проекции					Типы и классы рудных полей			
	Геологические			Структурные		складчатые	разрывные	контактные	магматические
	разрезы поперечные и продольные	планы горизонтов	аксонометрические проекции	в изогнигах	в изомонгах				
Плитообразная пологая	Вспомогательный	Основной	—	Основной	—	1,2		1,2	1
Плитообразная крутая	Вспомогательный	Вспомогательный	—	—	Основной	3	1,2	3,4	—
Блоковая	Вспомогательный	Основной	Вспомогательный	Вспомогательный	Основной	—	3,4	6	2,4
Изометрическая	Основной	Основной	Вспомогательный	—	—	—	—	5	3

Плитообразными названы поля, в которых рудоносная структура имеет пластообразную (одно- или многоярусную) форму, как угодно изогнутую. Главные же признаки полей — это выдержанность локализации оруденения обычно между двумя подобно искривленными геологическими поверхностями. Они в равной

мере являются рудоконтролирующими и могут иметь пологое, крутое или наклонное залегание.

Основным методом геометризации могут быть: при пологом и наклонном (до 45°) залегании структурные планы в изогипсах, а при крутом (более 45°) — вертикальные проекции в изолонгах; геологические разрезы и планы имеют в этих случаях вспомогательное значение.

Блоковыми названы формы, в которых крутые, пологие, наклонные рудовмещающие структуры разнообразно сочетаются. В них, как правило, рудоконтролирующей является одна геологическая поверхность (разлом, контакт интрузивного тела). Способ их геометризации определяется условиями залегания ведущей рудоконтролирующей структуры, а в случаях равноценного значения крутых и пологих (комбинированные или сложные рудные поля) необходимо производить геометризацию отдельно — пологие участки в изогипсах, крутые — в изолонгах, выделяя при этом линию сопряжения той или другой проекции. В этом случае геологические планы для полого залегающих, разрезы для крутопадающих и аксонометрические проекции (блок-диаграммы) для сложных структур являются вспомогательными методами.

Изометричные формы, как правило, не содержат таких геологических поверхностей, которые оказывают существенное влияние на распределение оруденения внутри рудоносной структуры. Поэтому основными способами их графического изображения являются сечения — планы и разрезы.

Таким образом, если в плитообразных и блоковых рудных телах главным объектом геометризации является морфология рудоконтролирующих поверхностей, то в изометричных геометризуются главным образом параметры оруденения — в изолиниях содержаний, мощностей метропроцентов изображается распределение оруденения в зависимости от внутренних структурных элементов.

Глава 8

СКРЫТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И МЕТОДЫ ЕГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ СТРУКТУРНО-ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Структурно-прогнозная карта представляет собой схематизированный структурно-геологический план, на котором детально отражены зоны влияния рудоконтролирующих факторов (в их грациях), выделены оконтуренные линиями значений рудоконтролирующих факторов однородные участки и дана оценка их продуктивности в цифрах прогнозных запасов.

Во всех методах оценки минеральных ресурсов используется принцип распространения информации об известных объектах на другие площади. Применяются следующие методы оценки.

1. Оценка «пригодности» территории для проведения поисково-разведочных работ разных масштабов.

2. Установление очередности изучения территории.

3. Установление степени перспективности в двух, трех, четырех словесных градациях.

4. Оконтуривание объемов геологического пространства, к которым приурочена минерализация.

5. Подсчет запасов полезного ископаемого в оконтуренных объемах, основанный на оценке их продуктивности.

Методика количественного прогнозирования охватывает 4-й и 5-й способы оценки. В прогнозировании размещения месторождений полезных ископаемых, как и других геологических явлений, существенное значение имеют методы аналогии, индуктивные и системные.

Метод аналогии. Устанавливаются аналогии между различными месторождениями полезных ископаемых, для чего необходимо:

1) определять границы распространения аналогии. Например, месторождения, аналогичные по генезису, могут быть совершенно различными по форме;

2) определять объем аналогичных признаков. Иначе может произойти стирание различий между аналогичными явлениями;

3) проверять функции признаков. Аналогичными могут быть только признаки с одинаковыми функциями, представляющие результат одинаковых процессов. Сходные результаты разных процессов, или конвергенции, не аналогии, а гомологи. Геофизические и геохимические поля зачастую гомологичны месторождениям;

4) оценивать относительную значимость аналогий. Она изменяется в широких пределах. Например, аналогичные вмещающие породы не являются доказательством аналогичного генезиса месторождений, даже сингенетических;

5) оценивать силу связи по устанавливаемой аналогии. Она изменяется в широких пределах. Аналогии со слабыми связями характерны для статистических исследований. Например, американский ученый Ф. Блондель предложил показатель «плотность минерализации», в котором определяется стоимость годовой продукции горной промышленности на единицу площади данного государства (Люксембург — 4060 долл. на 1 км², Англия — 300, Гана — 233, США — 233 доллара на 1 км²). Ясно, что вывод: чем меньше площадь государства, тем выше «плотность минерализации» — ошибочен. Аналогии со слабыми связями — это одна из самых опасных ошибок.

Анализируя аналогичные признаки (п), следует учитывать разные их соотношения со свойствами (с). Имеется пять типов

соотношений: а) тождественное совпадение ($p=c$), б) признак шире свойства ($p \supset c$), в) признак уже свойства ($p \subset c$), г) признак и свойство совпадают частично, перекрещиваются ($p \supset \subset c$), д) признак и свойство независимы ($p \neq c$).

Аналогичные признаки, например приоткрывание разлома, могут иметь различные соотношения с орудением вследствие различий в составе вмещающих пород.

Таким образом, между множеством (ε) признаковой информации (N) и искомым событием — минерализацией (M) — существуют отношения неопределенности. Как известно, может быть четыре типа отношений неопределенности.

I. Омонимия — одному событию Na отвечает множество M . Данное Na малоинформативно.

II. Синонимия — одному M сопутствует несколько разных N . Данное множество — εN представляет четкий образ (M).

III. Отсутствие образа — некоторое εN не отображает M .

IV. Отсутствие оригинала — данное Na не коррелируется с εM .

Сочетание отношений неопределенности создает ошибку аналогии. Аналогии позволяют сравнить новое месторождение с изученным или искать геологические обстановки, сходные с изученным месторождением, рудным телом. Крупные месторождения, особенно уникальные, редко бывают аналогичными.

Метод индукции. Индукция — наведение. Этот метод заключается в изучении рудоконтролирующих факторов и формировании из них моделей (образов) месторождений применительно к данной геологической обстановке. Такой прием позволяет избежать ошибок аналогии. Для этого нужно совершенствовать методику исследований по крайней мере в следующих трех направлениях:

1) разрабатывать и применять в массовом масштабе количественные методы характеристики геологических явлений и процессов на всех этапах исследований. Опыт позволяет утверждать, что количественные характеристики могут быть получены для любых явлений;

2) переходить к обобщенным аналогиям по системам факторов через установление аналогий по отдельным факторам. Это будет выражаться в оценке перспектив не по отдельным критериям и факторам, а по геологическим позициям. Отметим, что оптимальная оценка геологической позиции определяется благоприятным сочетанием факторов и она может не совпадать ни с максимальными, ни даже с оптимальными значениями отдельных факторов;

3) расширять объем информации, так как этого требует оценка по геологическим позициям. Так, например, если в основу прогнозирования положить известную гипотезу Эммонса, то можно ограничиться петрологической информацией, а для учета пара-

генетических связей оруденения с магматизмом требуется значительно более обширная информация.

Индукция позволяет сформировать образы месторождений с данным сочетанием рудоконтролирующих факторов в разных геологических обстановках.

Системный подход. Под системой понимается взаимосвязь множества элементов, каждый из которых прямо или косвенно связан с каждым другим элементом, и два любые подмножества этого множества не могут быть независимыми.

Сочетания рудоконтролирующих факторов образуют системы, представляющие образ месторождения. Этот образ, это целое не только обладает всеми свойствами частных факторов, но характеризуется еще и такими свойствами, которые не выводятся из частных непосредственно. Все стороны процесса рудообразования следует соотносить с оруденением.

Образ месторождения включает в себя помимо учтенных рудоконтролирующих факторов и признаков еще и все остальные, в том числе не изученные и неизвестные.

Системы признаков образа месторождения могут быть построены на различных уровнях организации геологического пространства: 1) геохимическом — размещения элементов; 2) минеральном — размещения соединений элементов; 3) горных пород, т. е. минеральных скоплений, рудных тел; 4) геологических тел — позиции месторождений; 5) геологических формаций — позиции рудных полей; 6) геотектонических формаций — распределения минерагенических районов и провинций.

Законы формирования и наборы рудоконтролирующих факторов на каждом уровне будут различными. Признаковое пространство каждого уровня может выполнять различные функции: критериальные, атрибутивные, факториальные. В общем случае выбранный уровень исследования доставляет атрибутивные признаки, более низкие уровни формируют пространство критериальных признаков, а более высокие — факториальных. Как показано в главе 6, их обработка должна быть раздельной.

Выбор атрибутивного уровня организации геологического пространства определяется степенью изученности района, масштабом и целями исследования, отчасти теоретическими взглядами и склонностями исследователя. Выбор этот основан на дедукции. Набор рудоконтролирующих факторов и критериев определяется изучением рудной минерализации, т. е. формируется индуктивно. Следовательно, системный подход требует диалектического сочетания индукции и дедукции.

Как известно, в геологическом признаковом пространстве функциональные зависимости встречаются крайне редко. Отношения между явлениями развиваются стохастически и все признаковое пространство имеет вероятностную структуру. В процессе изучения признакового пространства наиболее общими гносеологическими переменными будут: объект — O , субъект —

S , значение — C_r . Их соотношения находят выражение в следующих четырех типах вероятностей (W).

Объектная вероятность (W_1) — вероятность знаний — отражает отношение между объектами. Это свидетельствует о таком отношении между переменными: $O—O$; $S—S$, следовательно, W_1 представляет объективный образ, отражающий M в системе N .

Валентная вероятность (W_2) представляет характеристику степени истинности высказывания $O—C_r$, а W_2 должно быть оценено для каждого рудоконтролирующего фактора, вводимого в систему, и меры этой оценки должны быть сопоставимы.

Имплицативная вероятность (W_3) определяет степень выводимости одного высказывания из другого $C_r—C_r$, а W_3 связывает между собой элементы системы рудоконтролирующих факторов и их отношения с другими составляющими признакового пространства (атрибутивными, критериальными, адресными).

Аксиоматическая вероятность (W_4) выражает мнение субъекта (оценку) о данном явлении: $O—S$; $C_r—S$.

На заключительных этапах прогнозирования W_4 приобретает решающее значение.

Перечисленные и другие особенности системного подхода частично учтены в прилагаемой методике прогнозирования, но, несомненно, еще далеко недостаточно.

Для выявления, оценки, районирования рудоконтролирующих факторов всегда применяется индуктивная процедура. При этом объектами изучения и систематики (в процессе составления кадастра) могут быть рудные тела, месторождения, рудопроявления, тела околорудных метасоматитов, геохимические ореолы — любые доступные атрибуты минерализованных объемов. Устанавливается корреляция атрибутивных признаков с рудоконтролирующими факторами; сила их связи — относительная значимость каждого из факторов.

При формировании геолого-геометрической модели месторождения и ее кинематическом анализе нужно отчетливо сознавать, что модель — это представление геологического явления, сознательно упрощенного, включающего ряд допущений и ограничений, но достаточное для сопоставления наблюдаемых явлений и получения конкретных следствий, что всякая модель в принципе отлична от явлений, и следствия из нее заведомо содержат погрешности. Другими словами, в прогнозных построениях вероятны ошибки любого рода. Задача состоит в том, чтобы: 1) выделить круг таких объектов, по отношению к которым ошибки не превышают допустимых величин, 2) установить сущность несоответствия модели тем объектам, для которых получены недопустимые ошибки.

Все это поясняет особенности системного подхода. Применяя метод аналогии, мы ищем сходство явлений; используя индукцию, мы ищем сочетания благоприятных значений рудоконтро-

лирующих факторов, но в своих частных значениях эти факторы содержат и сходства, и различия. При прогнозировании размещения месторождений нужно отыскивать такие геологические позиции, в которых действуют все рудоконтролирующие факторы, но сочетания их могут быть существенно иными по сравнению с известными месторождениями, и установить их можно только, исходя из теоретических положений. Это динамическая модель.

Следовательно, главной особенностью данной методики набора рудоконтролирующих факторов является принцип системного сочетания индукции и дедукции в построении динамической модели.

Составление структурно-прогнозных карт. Структурно-прогнозные карты представляют графическое обобщение исследований и содержат всю информацию для оценки перспектив рудоносности района. Рассмотрим их содержание, способы выделения и оценки геологических позиций.

1. В основе методики составления прогнозных карт лежит геометризация рудоконтролирующих геологических структур. В главе 5 описаны методы геометризации структур в изолиниях — пологих в изогипсах и крутых в изолонгах, т. е. в проекциях на горизонтальную или вертикальную плоскость. Таким образом, несмотря на многочисленность структурных типов и видов рудных полей, число типов прогнозных карт оказывается ограниченным: составляются горизонтальные (плановые), вертикальные (профильные), комбинированные (блоковые) проекции.

Плановые прогнозные карты имеют основу в виде структурной карты в изогипсах рудоконтролирующей поверхности (стратиграфической, контактовой, тектонической) или нескольких таких поверхностей. На этой поверхности размещается вся нужная нагрузка — распределение рудолокализирующих факторов в изолиниях, размещение рудораспределяющих факторов и зон их влияния, поля действия отдельных факторов, размещение минерализации (рудных тел, минерализованных зон и др.), распределение критериальных полей (геохимических, геофизических; поисковых признаков), а также собственно прогнозная нагрузка.

Профильные прогнозные карты имеют основу в виде проекции рудоконтролирующей структуры в изолонгах. Эта проекция используется для размещения всей перечисленной выше нагрузки и представляет собой серию вертикальных геологических планов.

Блоковые прогнозные карты составляются для сложно построенных объектов, это — набор из нескольких планов и карт. Основу блоковой прогнозной карты представляет тектоническая карта, на которой показываются геологические поверхности (разломы, контакты, экраны), расчленяющие данный объем гео-

логического пространства на блоки. Для отдельных рудоконтролирующих поверхностей отстраиваются плановые или профильные прогнозные проекции. Важную задачу исследования представляет анализ плана такой структуры, в частности для этапов рудоотложения. В каждом блоке общая деформация будет реализована в своем дифференциальном плане.

2. Основное содержание карты отражается в распределении зон влияния рудоконтролирующих факторов. Для каждого фактора следует показать участки его проявления в оптимальных, благоприятных, неблагоприятных значениях. Например, участки разлома (границы) — разгруженные, притертые, нагруженные. Эти участки оконтуриваются линиями граничных значений факторов. Пересечения последних образуют систему участков, в которых действующие значения факторов остаются однородными. Важную особенность методики прогнозирования составляет принцип выделения однородных участков.

Широко практикуется при этом составление карт-накладок (на восковке). На каждой из таких карт отражаются обычно зоны влияния одного из выделенных рудоконтролирующих (рудообразующих) факторов. Совмещение серии восковок-накладок позволяет наметить наиболее «затемненные» штриховкой или окраской их части, соответствующие площадям проявления максимального числа рудообразующих факторов; такие площади следует рассматривать в качестве наиболее перспективных при прогнозировании скрытого оруденения.

Разрабатывая нагрузку прогнозных карт, следует избегать избыточной информации, которая влечет за собой опасность подмены общего — частным, главного — второстепенным, определяющего — случайным. Вместе с тем с особой тщательностью нужно отражать на карте все то, что составляет исключения, противоречит основным представлениям. Этот принцип «выпячивания» противоречий составляет основу самоконтроля достоверности заключений.

Если карта будет излишне нагружена, то можно разделить ее на две, три и более отдельных карт.

3. Оценка геологических позиций осуществляется отдельно для каждого из выделенных блоков. Однородные блоки структурно-прогнозных карт оконтуриваются геологическими линиями граничных значений. В них каждый фактор имеет определенное значение, которому соответствует тот или иной индекс минерализации. По этим данным подсчитывается оценочный показатель каждого однородного участка. Они разделяются по степени перспективности. Компактные группы благоприятных однородных участков образуют перспективные геологические позиции. Для этих позиций намечаются контуры минерализованных объемов.

Оценка геологических позиций всегда сравнительная. Для этого намечается следующая процедура:

1) проверка соответствия геологических позиций индикаторам минерализации. Оцениваются глубинность позиций, эрозионный срез;

2) определение соответствия структуре, т. е. ее масштабу и кинематике структуры;

3) установление соответствия показателям поисковых критериев и признаков.

Эти соответствия в сочетании с набором и размещением рудоконтролирующих факторов формируют образ, или, вернее, модель, скрытой рудной залежи (тела).

Для повышения достоверности моделирования очень важно накапливать материалы по фактически изученным месторождениям, в которых видно строение перекрывающих геологических образований.

Полезно также проводить реконструкцию уничтоженных эрозией толщ, закрывавших месторождения в период их образования.

Оценка продуктивности состоит из двух частей. Сначала суждением определяются (по сочетанию рудоконтролирующих факторов) возможный структурный тип месторождения, рудовмещающие структуры, типы рудных тил, оценивается возможная рудонасыщенность, устанавливаются контуры рудоносных блоков, их объемы. После этого расчетом определяются прогнозные (возможные) запасы. Расчеты должны быть по возможности простыми, исходящими из объема рудоносных блоков и коэффициентов рудоносности.

Оценивается доступность. Так, на карте, разрезах показываются опорные горнотехнические горизонты капитальных штолен, карьеров, шахт I и II очереди. По этим данным может быть составлено технико-экономическое обоснование.

О ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗМАХЕ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Многолетний опыт эксплуатации эндогенных рудных месторождений показывает, что глубина их отработки может быть самой различной. Крайними примерами в этом отношении являются, с одной стороны, ртутное месторождение Сульфур-Бэнк в Калифорнии, США, основная грибообразная залежь которого связана с современным уровнем грунтовых вод, поэтому на глубине 20—30 м она полностью выклинивается, а с другой — золоторудное месторождение Колар в Индии, представленное системой крутопадающих секущих жил, разрабатывающихся сейчас уже на глубине свыше 3400 м (с учетом эродированной верхней части жил и оставшихся недоразведанными корневых зон месторождения это дает общий вертикальный размах рудоотложения порядка 5—6 тыс. м). Таким образом, диапазон глубин отработки — от первых десятков до нескольких тысяч мет-

ров, т. е. колебания в пределах двух порядков (различаются в десятки и сотни раз). Общий же вертикальный размах рудоотложения будет еще большим — от 0 до, как минимум 7000 м.

Применительно к рассматриваемой проблеме в литературе чаще используется термин «глубина формирования месторождения». Однако это словосочетание представляется несколько неопределенным, так как неизвестно, что понимать под глубиной — верхний предел рудоотложения, максимально возможную глубину выделения рудных минералов или же интервал, в пределах которого происходит формирование рудных залежей (в том числе и средняя глубина расположения наиболее типичных рудных тел).

Верхним пределом рудоотложения, по мнению многих исследователей, является дневная поверхность, нижним — глубина, ниже которой по температурным условиям уже невозможно отложение типоморфных для данного месторождения рудных минералов. Существенным фактором, обуславливающим предельную глубину формирования рудных тел, является также наличие приоткрытых полостей, по которым возможна циркуляция рудогенерирующих растворов. Ранее этот предел условно принимался равным 6—7—8 тыс. м, сейчас же (с учетом последних данных, полученных в процессе бурения сверхглубоких скважин на Кольском полуострове и в Северной Америке) нижняя граница эндогенного рудоотложения может быть опущена, по видимому, до 10—12 тыс. м.

В условиях неоднородного разреза существенную роль может играть «химический барьер», когда какой-либо из горизонтов или служит осадителем рудных компонентов, или же является экраном для восходящих рудогенерирующих растворов. В других случаях глубина формирования рудных залежей будет определяться значением местного геотермического градиента, а также предварительным прогревом рудоподводящих каналов магматическими образованиями или выделяемыми ими эманациями. Все это резко искажает общую картину. Поэтому нельзя говорить вообще о глубине формирования рудных месторождений того или иного типа, а следует рассматривать этот вопрос, исходя из конкретной геологической обстановки — термодинамических условий, характера разреза и пр.

Для целей прогнозирования скрытого оруденения наибольшее практическое значение приобретает вопрос о суммарном размахе рудоотложения, что определяет непосредственно интервал по вертикали, в пределах которого в принципе можно планировать проведение глубинных поисков. При детальной разведке на первое место выступает другой вопрос — о возможном протяжении на глубину конкретных рудных тел или же рудо-вмещающих зон (горизонтов, блоков).

Термин «глубина образования месторождения» включает ряд частных понятий, что может быть проиллюстрировано обобщен-

ным разрезом, построенным по данным изучения ртутных месторождений Южной Ферганы (рис. 36).

В практическом отношении особый интерес представляют данные о вероятном общем вертикальном размахе рудоотложе-

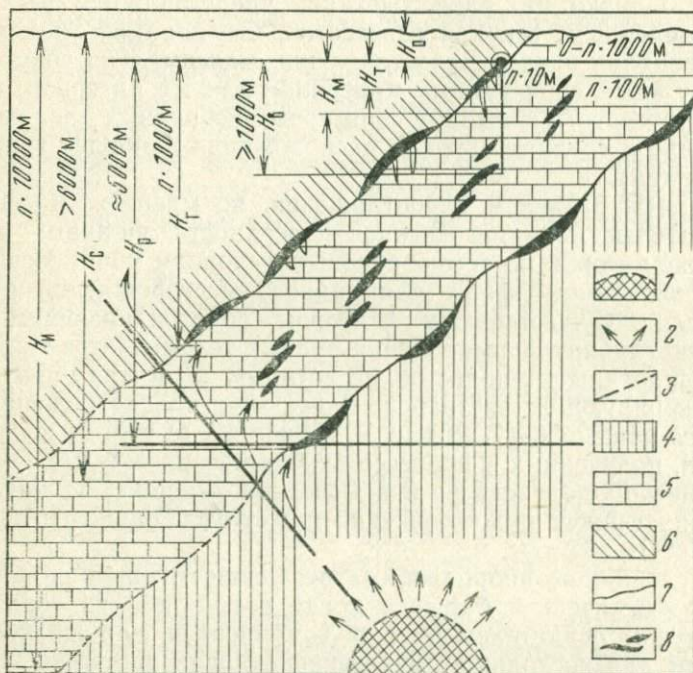


Рис. 36. Обобщенный профиль, иллюстрирующий вертикальный размах рудоотложения на примере телетермальных ртутных месторождений Южной Ферганы

H_T — глубина конкретного рудного тела, H_M — глубина распространения оруденения в отдельных рудных участках и месторождениях, H_B — непосредственно вертикальный размах рудной минерализации, H_r — глубина распространения минерализации в пределах всего рудного поля в целом — по падению рудоносной структуры, H_p — общий вертикальный размах рудоотложения, H_c — глубина, на которой рудоносные растворы и эманации могут поступать в пределы рудоконтролирующей структуры, H_u — глубина расположения гипотетического рудогенерирующего очага, H_0 — минимальная глубина, на которой возможно образование месторождений

1 — гипотетический рудогенерирующий очаг; 2 — пути восходящего движения гидротермальных растворов и эманаций; 3 — рудоподводящий канал; 4 — толща подстилающих пород (преимущественно сланцы); 5 — основная рудовмещающая толща (литологически однородные известняки и доломиты); 6 — экранирующая толща (сланцы); 7 — дневная поверхность в момент рудообразования; 8 — рудные тела

ния (H_p), так как они являются основой для прогнозирования глубинных поисков скрытого оруденения. Максимальное значение вертикального размаха рудоотложения устанавливается для телетермальных месторождений, образующихся в платформен-

ных условиях, что определяется такими факторами, как: 1) однородность рудовмещающих толщ; 2) выдержанность рудолокализирующих структур и сохранение структурного плана деформаций; 3) стабильность тектонической обстановки; 4) значительная продолжительность периода рудообразования; 5) замедленная скорость циркуляции рудоносных растворов; 6) низкий температурный градиент; 7) большая глубина расположения рудогенерирующего очага.

Изложенное иллюстрируется следующими примерами:

1) ртутно-сурьмяные месторождения Среднеазиатской рудной провинции, приуроченные к мощным толщам карбонатных пород и контролируемые структурами экранирования и внутрiformационного расслоения и дробления, имеют общий, документально установленный по обнажениям и буровым скважинам, вертикальный размах рудоотложения как минимум 3—5 тыс. м;

2) полиметаллические жилы Пшибрама (Чехословакия), располагающиеся в пределах древнего массива в однотипных метаморфизованных породах, характеризуются вертикальным размахом рудоотложения, с учетом эродированной части, порядка 4—5 тыс. м; эксплуатационные работы ведутся здесь на глубинах до 1500 м;

3) золоторудное поле Колар (Южная Индия), локализованное в толще однородных метаморфизованных пород алюмосиликатного состава, отличается максимально зафиксированным размахом рудоотложения — не менее 5—6 тыс. м (отработка отдельных жил осуществляется на этом рудном поле на глубинах до 3500 м).

Факторы, определяющие масштабы вертикального размаха рудолокализации для месторождений различных генетических типов, достаточно многообразны. Главными среди них являются следующие:

1) степень однородности геологического разреза. Из приведенных примеров видно, что все месторождения, характеризующиеся большим вертикальным размахом рудоотложения, локализуются в толще литологически однородных пород, преимущественно терригенных (особенно благоприятными являются химически слабо активные и механически однородные толщи метаморфизованных сланцев), в меньшей мере карбонатных (ртутные месторождения киноварно-доломитовой и киноварно-кальцитовой формаций). В случае неоднородного разреза выдержанность оруденения по вертикали нарушается, так как отдельные горизонты пород могут играть роль «барьеров» — химического (например, осаждающее действие карбонатов) или же физического (экранирующее влияние сланцев);

2) степень выдержанности на глубину рудоконтролирующих и рудолокализирующих структур. Наиболее благоприятным будет случай, когда в качестве рудолокализирующих будут выступать или зоны крутопадающих разломов, или же контактовые поверхности различных интрузивных тел. Например, даек (Пшибрам), гипербазитовых массивов (ртутные месторождения киноварно-лиственитовой формации — Нью-Альмаден в США, рудные столбы которого отработаны до глубины 850 м, и др.), гранитоидов (Алтынтопкан в Карамазаре) и др.;

3) стабильность тектонической обстановки в момент рудообразования. Формирование месторождений — процесс длительный, поэтому чем спокойнее тектоническая обстановка, тем (при прочих равных условиях) более выдержанными на глубину могут быть рудные залежи. Не случайно все самые глубокие рудники мира располагаются в пределах платформенных или субплатформенных областей (Колар в Южно-Индийском щите, Пшибрам в Чешском массиве и др.). При этом следует иметь в виду, что в такой геотек-

тонической позиции формируются и наиболее протяженные на глубину зоны разрывных нарушений, зачастую играющих роль как рудоконтролирующих, так и непосредственно рудолокализирующих структур. Как отмечает Ф. И. Вольфсон (1978), разломы, развитые в пределах древних платформ, из-за длительности периода существования могут неоднократно обновляться, что, с одной стороны, приводит к последовательному «наращиванию» разломов на глубину, а с другой — к выравниванию («притиранию») и, следовательно, созданию более стабильных условий рудоотложения на всем протяжении зоны рудолокализирующего разлома по вертикали;

4) глубина заложения рудогенерирующего очага. Чем он глубже, тем более однородными («отсепарированными») будут рудоносные растворы и тем, следовательно, на большем расстоянии по вертикали будут сохраняться оптимальные условия рудолокализации;

5) физико-химическое состояние агентов переноса:

а) температура. Чем выше исходная температура рудогенерирующих растворов и эманаций, тем большим будет перепад температур в зоне рудолокализации и тем, следовательно, меньше вертикальный размах рудоотложения. В общем случае существенное влияние оказывает температурный градиент — на платформах он ниже обычного уровня (33 м на 1°C), а в областях развития вулканической деятельности резко возрастает (до 10 м на 1°C и менее). В результате предварительного прогрева рудоподводящих каналов интрузивами или высокотемпературными эманациями значения локального температурного градиента могут возрасти, что нарушает общую картину вертикальной зональности рудоотложения;

б) давление. Как и в случае температурного фактора, значение вертикального размаха рудолокализации находится в обратной зависимости от величины давления в системе;

в) концентрация. Чем выше концентрация рудогенерирующих растворов и эманаций, тем менее устойчивой будет система и тем, следовательно, меньшим будет вертикальный размах рудоотложения;

г) состав растворов и эманаций. Наиболее выдержанные по вертикали месторождения (например, монометалльные ртутные, сурьмяные и некоторые золотые) образуются, как правило, хорошо отсепарированными растворами, отложившимися на глубоких горизонтах своей основной «полезный груз» и пришедшими к местам рудолокализации уже достаточно «разбавленными» (иногда даже однокомпонентными). Этому положению не противоречит представление о пульсационном характере поступления рудогенерирующих растворов: период отделения каждой из «порций» растворов и эманаций может быть весьма большим. Напомним, что, по представлениям Д. В. Рундквиста (1975) и др., время формирования конкретного рудного месторождения измеряется иногда многими миллионами лет;

д) физическое состояние. Наиболее благоприятен случай, когда рудогенерирующие растворы являются истинными, ионными (иногда с комплексными соединениями металлов); коллоидные растворы участвуют в образовании только приповерхностных залежей, имеющих ограниченное распространение на глубину, недостаточно стабильными будут и системы с перегретыми газовой-жидкими эманациями и газовой фазой;

е) кислотно-щелочной потенциал растворов. Оптимальные условия для формирования выдержанных на глубину рудных залежей имеют место при значении pH растворов, близком к нейтральному или же слабощелочному;

и) скорость циркуляции рудогенерирующих растворов и эманаций. Между этим фактором и вертикальным размахом рудоотложения существует обратная зависимость — при наиболее замедленной циркуляции растворов образуются самые протяженные на глубину тела медно-полиметаллических, золотых, ртутных и других руд, что можно видеть на примере многих месторождений телетермального типа, формирующихся в условиях полузамкнутого «субартезианского» бассейна. К этой же категории относятся и многоярусные залежи свинцово-цинковых, ртутных и других руд стратиформноподобного типа.

О многоярусности оруденения. Для многих типов эндогенных месторождений многоярусность оруденения — явление достаточно обычное. Наиболее часто многоярусные рудные залежи встречаются в телетермальных месторождениях. Известны многочисленные случаи, когда на действующих рудниках приходилось восстанавливать систему подходов выработок на уже списанных с баланса эксплуатационных участках, чтобы организовать отработку вновь выявленных рудных тел, располагающихся непосредственно в лежачем или висячем боку основной рудной залежи, иногда на расстоянии всего лишь нескольких метров от кровли или подошвы очистных камер.

В других случаях в процессе эксплуатации рудной залежи выяснялось, что основные запасы находятся в параллельном ей рудоносном горизонте, для разведки которого требовалась проходка специальных выработок, часто дублирующих уже имеющиеся.

Многоярусность оруденения может быть в значительной мере случайной (например, незакономерно распределенные шлировые выделения хромитовых и платиноносных руд в дунитах и перидотитах), но все же в подавляющем большинстве она подчиняется строгим геологическим закономерностям, обуславливаясь наличием благоприятных для рудолокализации пород. Многоярусность определяется в первую очередь стратиграфо-литологическими и тектоническими факторами. В геологическом разрезе практически любого рудного района можно выделить горизонты, литологически относительно более благоприятные для рудолокализации. Так, в областях развития мощных толщ карбонатных, существенно доломитовых толщ устанавливается иногда до 15—20 литологически благоприятных горизонтов. Это будут главным образом пачки тонкослоистых глинистых доломитов, для которых характерно развитие структур внутрiformационного расслоения. Следует, однако, подчеркнуть, что главную роль играет не абсолютная «благоприятность» пород, а относительная по сравнению с подстилающими и особенно перекрывающими породами. В частности, тонкослоистые известняки в принципе являются более благоприятными для локализации оруденения, чем массивные их разности (вследствие большей их проницаемости).

Однако в отдельных случаях последние могут подвергаться избирательному дроблению (например, в ядрах сжатых антиклиналей), и тогда основная масса рудных тел оказывается приуроченной именно к массивным известнякам, а не к более пластичным слоистым, динамические условия в которых реализуются в виде послойных «проскальзываний».

В случае широкого развития пологих чешуйчатых надвигов один и тот же литологически благоприятный горизонт может в разрезе повторяться неоднократно. Такая многоярусность, обусловленная влиянием тектонического фактора, отчетливо уста-

навливается на ряде ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы и Средиземноморья (Идрица в Югославии и др.). Надвигание происходило обычно одновременно с завершающими этапами формирования основной складчатой структуры и поэтому поверхности надвигов оказывались изогнутыми в соответствии с формой главной рудоконтролирующей антиклинали.

Таким образом, при прочих равных условиях максимальная «этажность» оруденения будет наблюдаться в телетермальных месторождениях, формирующихся в условиях многочленного разреза в пределах пологих складчатых структур, осложненных системами кулисообразно примыкающих друг к другу, сравнительно малоамплитудных разрывов, по которым разбавленные рудоносные растворы двигаются с замедленной скоростью, причем часто в направлении, близком к горизонтальному.

О проникающей способности рудоносных растворов и эманаций. Рудные компоненты эндогенных месторождений могут транспортироваться к местам локализации в виде твердой фазы (таким путем образуются, например, рудоносные брекчии в некоторых трубках взрыва и в солянокупольных структурах), в расплавленном состоянии (магматогенные месторождения медно-никелевых, хромитовых, платиноносных и других руд), в виде газа (месторождения самородной ртути) или газовой-жидких эманаций (пегматиты) и в виде разнообразных растворов. В первых трех случаях (твердая фаза, расплав и газово-жидкое состояние) агенты переноса не всегда достигают дневной поверхности, однако в случае жидких растворов это условие является обязательным: концентрация рудообразующих компонентов в последних обычно настолько низка, что для формирования более или менее крупного месторождения необходим «сброс» отработавших порций растворов, лишенных своего полезного груза. При восходящем движении рудоносных гидротерм, происходящем обычно вдоль зон крутопадающих разломов, конечным пунктом их циркуляции обязательно оказывается дневная поверхность или же дно водоема, а в некоторых случаях — замкнутые бассейны подземных вод типа напорных артезианских или погребенных рассолов. Отметим, однако, что при этом динамическое состояние системы нарушается и в конечном счете растворы, хотя и в разбавленном виде, но достигают дневной поверхности. Отсюда следует вывод, что над каждым рудным телом должна располагаться зона гидротермально-измененных пород, формирование которой обусловлено воздействием отработавших порций рудоносных растворов. Эти в той или иной степени измененные породы следует рассматривать в качестве надежных признаков наличия на глубине скрытого оруденения. Вопрос заключается, однако, в том, каков масштаб этих изменений (как по площади, так и в отношении интенсивности), т. е. можно ли их наблюдать визуально или же

они диагностируются только на основе применения точных методов исследования.

При прочих равных условиях максимальной проникающей способностью обладают наиболее низкотемпературные, слабо концентрированные, близкие к нейтральным истинные растворы. Достаточно высокой подвижностью характеризуются также паробразные соединения, особенно в случае предварительного прогрева рудоподводящих каналов.

Весьма значительной проникающей способностью обладает, как это было в свое время отмечено А. А. Сауковым, паробразная ртуть.

О систематике проявлений скрытого оруденения. Объектами прогнозирования служат как открытые, так и скрытые месторождения (рис. 37). Краткое определение этих терминов приводится ниже.

Открытые месторождения — это месторождения, имеющие выход на дневную поверхность.

Скрытые — не обнажающиеся на дневной поверхности.

Закрытые — т. е. перекрытые сравнительно маломощными (первые метры) наносами, доступными для вскрытия коренных рудных выходов канавами и мелкими шурфами (до 5—10 м).

Погребенные — располагающиеся под мощной (более 5—10 м) толщей: а) делювия, б) аллювия, в) торфяников, г) ледникового льда и современных моренных отложений, д) оползневых масс, е) древних ледниковых отложений, ж) озерных и других осадков, з) барханных и дюнных песков, и) лавовых потоков, к) под водной поверхностью и др.

Перекрытые — располагающиеся: а) под мощной толщей консолидированных осадочных или вулканогенных пород, характеризующихся трансгрессивным залеганием на породах рудовмещающей толщи, и б) под надвигами (стратиграфическое или тектоническое перекрытие).

Собственно скрытые или «слепые» — этот термин относится чаще не к месторождениям, а к рудным залежам и телам, поиски которых ведутся в пределах уже выявленных рудных полей (месторождений). Они могут располагаться как в непосредственной близости от уже известных рудных залежей, характеризуюсь той же геологической позицией, так и на более глубоких горизонтах месторождения — уже в иных геолого-структурных этажах и ярусах. Как в том, так и в другом случае «открытые» и «скрытые» залежи могут контролироваться одними и теми же структурами или приурочиваться к различным структурам, сформировавшимся иногда даже в различные фазы тектоно-металлогенической деятельности (наложенное оруденение). Рудные (рудоносные, рудолокализирующие, рудоконтролирующие) структуры закрытого типа — структуры, потенциально перспективные с точки зрения прогнозирования, поисков и разведки скрытого оруденения.

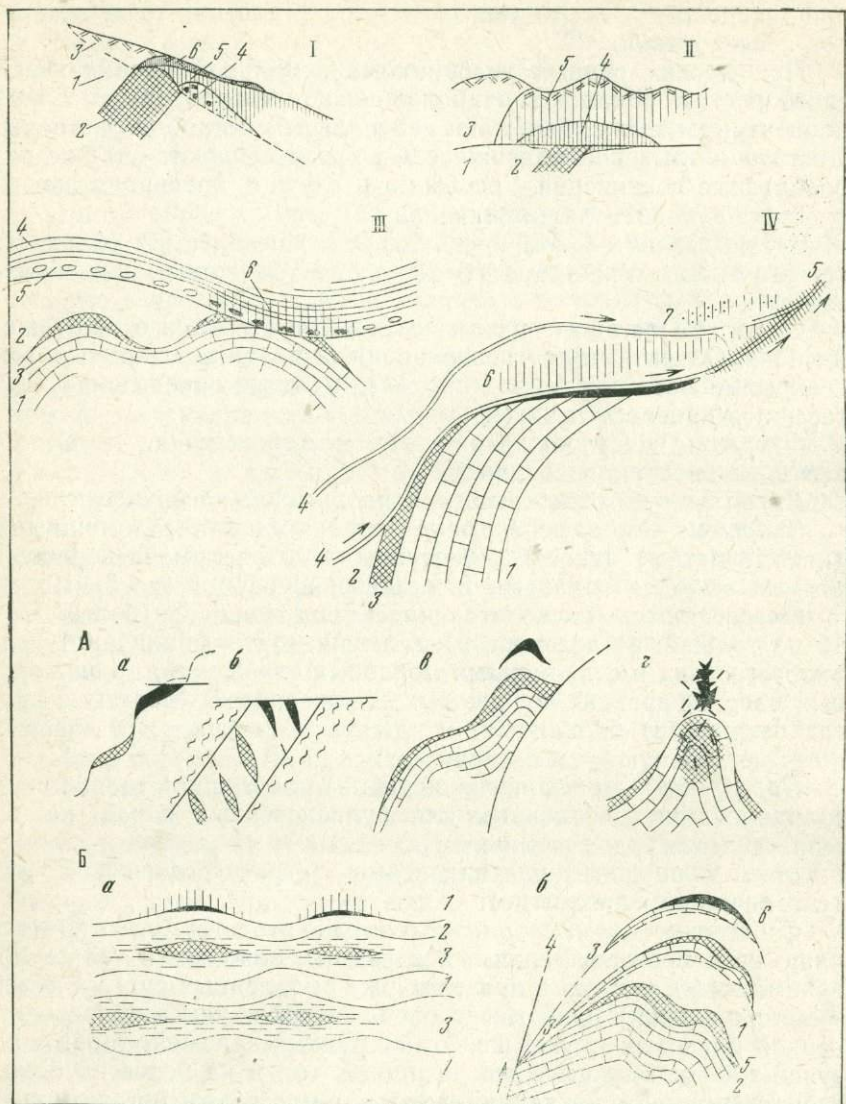


Рис. 37. Примеры скрытых месторождений (схематизированные разрезы) и сопровождающих их разнотипных рудных индикаторов (в том числе ореолов первичного и вторичного рассеяния).

I. Закрытые месторождения: 1 — коренные породы; 2 — рудное тело; 3 — наносы; 4 — древняя погребенная делювиально-пролювиальная россыпь; 5 — вторичный литогеохимический ореол рассеяния элементов-индикаторов; 6 — гидро- и атмогеохимический ореол. II. Погребенные месторождения: 1 — коренные породы; 2 — рудное тело; 3 — наносы; 4 — ореол (вторичный) механического рассеяния элементов-индикаторов; 5 — солевой ореол (за счет перетолжения отдельных компонентов вадозными водами). III. Перекрытые месторождения — А. Трансгрессивно. Породы рудовмещающей толщи: 1 — известняки, 2 — сланцы; 3 — рудная залежь; породы трансгрессивно залегающей более молодой надрудной толщи: 4 — сланцы, 5 — ба-

РУДНЫЕ ИНДИКАТОРЫ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Наличие литологически благоприятных пород и потенциально рудоуправляющих структур еще не предопределяет возможность обнаружения в изучаемом районе скрытого оруденения. Для этого необходимо выявление прямых или косвенных признаков действительного проникновения в пределы этих структур рудогенерирующих растворов и эманаций. Такими признаками являются рудные индикаторы, представляющие собой овегественные следы воздействия рудоносных гидротерм на непосредственно рудовмещающие, а также подстилающие и особенно перекрывающие толщи пород.

Впервые метод «разбраковки» рудоподводящих разломов и зон тектонических нарушений по признаку воздействия гидротерм был предложен А. А. Сауковым (1947), показавшим на примере ртутного месторождения Хпек в Дагестане, что породы вдоль зоны продуктивных разломов обогащены основными рудообразующими компонентами, в данном случае ртутью. Наиболее полно понятие о рудных индикаторах скрытых эндогенных месторождений сформулировано в статьях А. В. Королева и В. Э. Пояркова (Королев, Поярков, 1948; Поярков, Королев, 1953), предложивших учитывать при прогнозировании все различные проявления рудной и жильной минерализации, фиксируемые в толще перекрывающих пород. Позже представление о геохимических индикаторах скрытого оруденения сформировалось в самостоятельное научное направление, ориентированное на изучение ореолов вторичного, а затем и первичного рассеяния рудообразующих элементов. У истоков этого направления стояли А. А. Сауков, А. Е. Ферсман, Д. И. Щербаков, А. П. Виноградов, А. П. Соловьев, Н. И. Сафронов, Е. М. Янишевский и др. В настоящее время теоретические основы геохимических

зальные конгломераты в их основании (рудные обломки — черным); б — солевой ореол. Б. Тектонически. *Породы поднадвиговой толщи:* 1 — известняки, 2 — сланцы; 3 — рудная залежь; 4 — чешуйчатые взбросо-надвиги (механически перетертый рудный материал — черным); 5 — зона усиленной циркуляции подземных вод с элементами-индикаторами; 6 — гидрогеохимический ореол; 7 — атмогеохимический ореол. IV. Собственно открытые («слепые») месторождения. А. Вблизи известных рудных тел и в той же структурной позиции: а — рудные линзы и столбы в местах изгиба рудо локализирующих трещин (вмещающие породы — гнейсы); б — лестничные жилы в пределах литологически благоприятного горизонта (пласт песчаника в сланцах); в — структуры отслоения в надрудных сланцах (в сводовых частях антиклиналей, сложенных известняками; основной рудоносный горизонт представлен плащеобразной межформационной залежью джасперитов); г — штокерки в зонах (блоках) массового дробления в ядрах антиклиналей, сложенных известняками, перекрытыми сланцами. Штриховкой показаны скрытые рудные тела, черным — надрудные макроиндикаторы (в виде жил, седловидных залежей и штокерков). Б. В иной геолого-структурной позиции — а — многоярусные залежи, связанные с горизонтами литологически благоприятных пород: 1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — тонкослоистые глинистые доломиты; 4 — зоны внутриформационного расслоения в доломитах (рудоконтролирующие структуры); 5 — скрытые залежи, контролирующиеся структурами внутриформационного расслоения; 6 — рудные залежи — макроиндикаторы, контролирующиеся структурами экранирования; 7 — надрудные ореолы гипогенного рассеяния элементов-индикаторов; б — многоярусные залежи, связанные с системами пологих чешуйчатых взбросо-надвигов: 1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — пологие чешуйчатые взбросо-надвиги; 4 — рудоподводящий сброс; 5 — скрытые межформационные залежи; 6 — рудная залежь — макроиндикатор

методов поисков в СССР успешно развиваются, совершенствуются и внедряются в практику Л. Н. Овчинниковым, С. В. Григоряном, В. Л. Барсуковым, Н. А. Озеровой, В. З. Фурсовым и др.

Рудные индикаторы могут фиксироваться в различных частях разреза, поэтому, прежде чем переходить к их систематике, необходимо остановиться на двух вопросах, определяющих эффективность прогнозирования скрытого оруденения — на вертикальном размахе рудоотложения и многоярусном его характере. Действительно, чем значительнее вертикальный размах рудоотложения, тем более оптимистически можно оценивать перспективы глубоких горизонтов месторождений. В случае многоярусного характера распределения оруденения благоприятными для постановки поисковых работ будут не только фланговые части уже известных участков, но и нижние структурно-литологические этажи отдельных месторождений, где можно обнаружить скрытые рудные залежи, располагающиеся иногда непосредственно под уже известными. Естественно, что поиски скрытых рудных тел могут планироваться достаточно уверенно лишь в случае присутствия в породах надрудной толщи каких-то признаков возможного проявления на глубине рудной минерализации. Это будет лишь при условии высокой проникающей способности рудогенерирующих растворов и эманаций, «отработавшие» порции которых, проходя сквозь толщу перекрывающих пород, оставляют в них следы своего воздействия; последние рассматриваются в качестве достаточно надежных индикаторов скрытого оруденения.

О систематике рудных индикаторов. Рудные индикаторы могут классифицироваться по ряду признаков — генезису, масштабам проявления, методике изучения и др.

В зависимости от степени надежности рудные индикаторы подразделяются на прямые и косвенные.

Прямые индикаторы — концентрации элементов, характеризующие вид полезного ископаемого и прямо указывающие на возможность обнаружения руд этого ископаемого.

Косвенные индикаторы — концентрации элементов-спутников (например, мышьяк в ртутно-сурьмяных месторождениях), а также другие признаки (например, зоны окolorудного изменения), свидетельствующие о возможном наличии пород, подвергавшихся воздействию рудообразующих агентов и поэтому потенциально рудоносных. Однако прямого ответа на вопрос, будут ли обнаружены проявления именно данного (искомого) полезного ископаемого, косвенные индикаторы не дают. Они в отличие от прямых индикаторов являются крайне неоднородными по степени надежности и информативности.

В соответствии с генезисом рудные индикаторы подразделяются на первичные, или гипогенные, и вторичные (супер- или гипергенные).

Ореолы первичных рудных индикаторов формируются как одновременно с образованием собственно рудных залежей, так и в дорудный (предрудный) и послерудный этапы локализации рудных залежей. Большая их часть обязана своим возникновением воздействию на вмещающие породы непосредственно рудогенерирующих растворов, однако в ряде случаев прямая генетическая связь может и отсутствовать: гипогенные «индикаторообразующие» агенты иногда участвуют в образовании благоприятных для последующего рудоотложения горизонтов пород (например, разнообразных метасоматитов) или же способствуют послерудной перегруппировке отдельных компонентов околорудных зон (в процессе раскарстования и др.). Таким образом, по отношению к главной — рудообразующей стадии формирования месторождения могут быть выделены группы: а) дорудных, б) предрудных, в) внутрирудных, г) послерудных, д) «регенерированных» и других индикаторов.

Вторичные рудные индикаторы формируются в процессе эпигенетических изменений как собственно рудных тел, так и вмещающих их пород с ранее образованными ореолами первичных индикаторов.

Существенное значение имеет такой показатель, как размеры индикаторов — индивидуализированных или же обобщенных (ореолы в целом), определяющие в значительной степени выбор методики их изучения. С этой точки зрения можно говорить о макро- и микроиндикаторах.

Под *макроиндикаторами* обычно понимаются скопления рудных и рудосопровождающих компонентов, изучение которых может осуществляться обычными геологическими методами (картирование, разведка). Некоторые из них характеризуются параметрами, отвечающими условиям для промышленных рудных тел. С этих позиций отдельные прожилки рудных минералов нельзя, например, рассматривать в качестве макроиндикаторов; они должны быть отнесены в группу микроиндикаторов, несмотря на четкую визуальную их диагностируемость и возможность индивидуализированного изучения.

Рудные микроиндикаторы образуют в совокупности аномальные поля (минеральные, геохимические, физические и др.); для их изучения необходимы специальные методики (металлометрия, термометрия, определение баланса привноса — выноса отдельных компонентов и др.), основывающиеся на массовом опробовании вмещающих пород и статистической обработке полученных результатов (с последующей их геолого-структурной интерпретацией).

Не все индикаторы являются указателями обязательного (или возможного) наличия скрытого оруденения: к категории собственно индикаторов относятся только положительные индикаторы (в частности, положительные геохимические аномалии). Достаточно важную, хотя еще практически очень слабо изучен-

ную группу, составляют так называемые отрицательные индикаторы, исключающие возможность обнаружения в данных условиях месторождений искомого полезного ископаемого. В литературе часто употребляется термин «отрицательная геохимическая аномалия», под которым понимается обычно ореол выщелачивания того или иного элемента (например, бария в зонах рудоподводящих разломов на ряде ртутных месторождений). В данном случае такие «отрицательные» в геохимическом смысле аномалии могут рассматриваться в качестве положительных косвенных рудных микроиндикаторов.

Большая часть индикаторов относится к категории истинных, т. е. действительно указывающих (прямо или косвенно) на возможность выявления, если не месторождений, то по крайней мере рудовмещающих зон (горизонтов, блоков) или рудопроявлений. Наряду с этим устанавливается обособленная группа ложных (или мнимых) индикаторов, являющихся лишь свидетельством существования месторождений и рудопроявлений в прошлом. К ним среди первичных индикаторов относятся, например, регенерированные (под воздействием магматических масс и др.) и заново преобразованные ореолы гипогенного рассеяния элементов-индикаторов, особенно летучих, а среди вторичных — остаточные (в коре выветривания) шлиховые ореолы тяжелых рудных минералов, сформировавшиеся в результате полной эрозии отдельных рудных залежей.

Помимо явных индикаторов, легко устанавливающихся визуально или на основании обычного геохимического опробования, выделяется группа так называемых «скрытых» индикаторов, выявляющихся лишь при определенных обстоятельствах. Это относится, например, к «скрытому осветлению» рудовмещающих сланцев, которые на глубине (в горных выработках или по керну буровых скважин) практически неотличимы от неизменных разностей. Однако в близповерхностных условиях под воздействием агентов выветривания в них как бы «проявляются» зоны гидротермального изменения (осветление в результате супергенной аргиллизации или так называемое «ожелезнение» в результате перехода железа из закисной формы в окисную).

Индикаторы могут проявляться в «материализованной» (вещественной) и «нематериализованной» (неминеральной) форме. К первой группе относятся все скопления минералов и атомов-индикаторов, представленных твердой (измененные породы и содержащиеся в них минералы и атомы элементов, входящих изоморфно в состав минералов-носителей или же абсорбированных отдельными составляющими пород), жидкой (водные и прочие растворы атомов или их соединений — индикаторов) и газообразной (пары ртути, благородные газы, сероводород, углекислота и другие летучие элементы и их соединения) фазами. Во вторую группу можно включить аномалии, проявляющиеся в изменении таких свойств руд и рудовмещающих пород, как цвет

(зоны вторичной лимонитизации хорошо фиксируются, например, на цветных аэрофотоснимках), активность (устанавливается, в частности, по гамма-излучению, вызываемому калием в зонах гидротермальной серицитизации пород), температура околорудных пород, вернее ее относительное повышение или, наоборот, понижение, обуславливающееся как первичными, так и вторичными факторами (устанавливается или непосредственным измерением или же съемкой в инфракрасных лучах), температура исходных рудообразующих растворов и эманаций (фиксируется по данным гомогенизационного или декрипитационного анализа кристаллов отдельных рудных и жильных минералов), запах руды и минералов-индикаторов, отражательная и абсорбционная способность отдельных компонентов (например, абсорбционное поглощение парами ртути ультрафиолетовой части спектра), вызванная или наведенная селективная радиоактивность (при гамма- или нейтронном облучении) и др.

Степень концентрации или, наоборот, *рассеяния* рудных индикаторов определяется преобладанием минеральных или атомарных форм их выделения (группы, соответственно, минералогических и геохимических индикаторов). В первом случае иногда наблюдается переход микроиндикаторов (ореолы более или менее равномерного рассеяния минералов — прямых и косвенных индикаторов) в макроиндикаторы (качественно отличаемые скопления этих же минералов). В качестве примера можно указать на явления окварцевания, в процессе которого наряду с расплывчатыми зонами силицификации формируются и четко выраженные, геологически строго обособленные горизонты роговиков (в сланцах) или джаспероидов (в известняках).

В качестве рудного индикатора может выступать иногда не столько сам элемент, как таковой, сколько один из его изотопов. Так, например, компоненты рудных и жильных минералов могут частично привноситься из глубинных очагов, а частично заимствоваться из вмещающих пород или содержащихся в них погребенных рассолов. Это относится в первую очередь к свинцу и сере, методика изотопного анализа которых разработана достаточно детально, что позволяет иногда с уверенностью определить генезис отдельных рудных составляющих, а следовательно, и месторождения в целом. Таким образом, изотопный (ядерно-физический) анализ дает возможность выделить специфическую группу косвенных рудных индикаторов, свидетельствующих о вероятности обнаружения месторождений определенного генетического типа.

Группа *вторичных рудных индикаторов* объединяет все перечисленные выше подгруппы: прямые и косвенные, макро- и микро-, материализованные и нематериализованные и др. Кроме того, для нее в отличие от группы первичных индикаторов, характерны и свои специфические подгруппы. Так, выделяются минеральные (лито-, гидро- и атмосферные) и биогенные индикаторы.

торы, в том числе собственно биогенные (растения — индикаторы и типоморфные элементы-индикаторы в отдельных их видах) и зоогенные (концентрация определенных элементов, например, ртути, в организме ряда животных — некоторых рыб, моллюсков и др.).

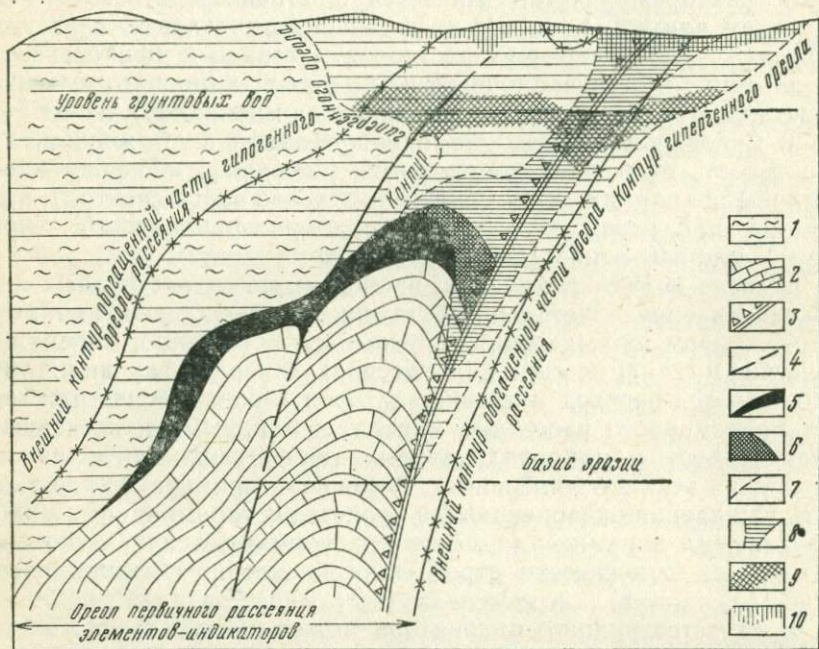


Рис. 38. Схема супергенного преобразования ореолов первичного рассеяния элементов-индикаторов ртутно-сурьмяных месторождений джаспероидного типа. По Г. А. Тереховой.

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — зона рудоуправляющего взбросо-надвига, обновленного в пострудное время; 4 — один из рудораспределющих разломов; 5 — залежь джаспероидно-антимонитовых руд; 6 — окисленная часть рудной залежи (вблизи разлома); преобразования гипергенного ореола рассеяния элементов-индикаторов в зоне гипергенеза; 7 — границы гипергенного ореола рассеяния; 8 — зона гипергенного выщелачивания вдоль пострудных (обновленных) разломов с одновременным наложением вторичного ореола (за счет окисления и перетолжения компонентов основного рудного тела); 9 — зона вторичного обогащения гипергенных ореолов некоторыми элементами-индикаторами (сурьмой, ртутью, мышьяком и др.) вблизи уровня грунтовых вод; 10 — зона приповерхностного обеднения (выщелачивания) ореолов (типо- и гипергенного) рассеяния элементов-индикаторов.

Обобщенная схема формирования ореолов вторичного рассеяния элементов-индикаторов для залежей сурьмяных руд, вскрытых эрозией, показана на разрезе (рис. 38). Этот же разрез отражает и ход преобразования ореолов первичного рассеяния элементов-индикаторов в зоне гипергенеза.

Можно отметить два ряда вторичных рудных индикаторов, каждый из которых соответствует определенным этапам после-

довательного изменения руд и вмещающих их пород в зоне гипергенеза.

А. Без механической эрозии рудных залежей (изменение руд и пород выше уровня грунтовых вод).

1. Преобразование на месте, без выноса элементов-индикаторов:

— в процессе гидратации алюмосиликатов (вторичная аргиллизация),

— вследствие привноса углекислоты (вторичная карбонатизация),

— в процессе окисления сульфидов (лимонитизация, образование разнообразных охр и т. п.);

2. С выносом или переотложением элементов-индикаторов в виде растворимых соединений. В первом случае возникают иногда отрицательные аномалии, во втором — ложные, или перемещенные.

Б. С механической эрозией рудных выходов и вмещающих их измененных пород.

1. Образование непосредственно вблизи рудных выходов развалов руд и жильных пород (прямые и косвенные вторичные макроиндикаторы):

— образование крупнообломочных россыпей ниже по склону (прямые и косвенные вторичные макроиндикаторы),

— образование остаточных россыпей и развалов обычно в коре выветривания латеритного типа в условиях карстового бессточного рельефа (прямые и косвенные вторичные макро- и микроиндикаторы, иногда ложные),

— образование таких же остаточных россыпей и развалов, но с изменением химического состава руд (например, образование желваков-конкреций вторичных сурьмяных минералов, возникающих в результате эрозии залежей антимонитовых руд);

2. С переносом элементов-индикаторов:

— с сохранением исходного состава (образование механических или шлиховых ореолов рассеяния минералов-индикаторов — пролювиально-аллювиальных, эоловых, морских и других россыпей);

— с частичным или полным изменением исходного состава;

— образование химических (солевых) ореолов и потоков рассеяния;

— концентрация элементов-индикаторов в донных осадках;

— концентрация соединений и элементов-индикаторов в породах-абсорбентах;

— переход в водную среду (подземные воды, поверхностные водотоки, бессточные бассейны);

— образование летучих соединений (переход в атмосферу, в том числе подземную и близповерхностную);

— усвоение отдельных компонентов-индикаторов растениями;

— накопление элементов-индикаторов в организмах животных.

Поисково-оценочное значение перечисленных выше групп рудных индикаторов (их список может быть расширен) неравноценно. С точки зрения использования тех или иных видов и типов индикаторов при прогнозировании скрытого оруденения они подразделяются на околорудные и внерудные (удаленные от мест локализации рудных залежей). Последние чаще всего используются при поисках открытых месторождений (например, по шлиховым и литогеохимическим ореолам), а первые — при прогнозировании скрытого оруденения (по первичным ореолам).

Околорудные индикаторы в соответствии с их положением по отношению к рудным залежам, подлежащим выявлению, подразделяются на три группы: *надрудные* (в перекрывающей толще), *внутрирудные* (развиты в пределах непосредственно рудовмещающего горизонта) и *подрудные* (в подстилающих толщах). Первая и последняя группы могут быть обозначены как «вертикальные» индикаторы, вторая — как «горизонтальные».

Вертикальные индикаторы указывают на возможность обнаружения на нижних горизонтах рудного поля или, реже, в перекрывающих толщах скрытых залежей (например, буровыми скважинами), а наличие горизонтальных индикаторов является основанием для прогнозирования поисков скрытого оруденения на продолжении рудоносных структур и горизонтов по распространению (осуществляются чаще всего штольнями).

Для изучения рудных индикаторов применяется комплекс геохимических, а также минералогических, ядерно-физических и других методов исследования. После проведения на типичном участке опытно-экспериментальных работ выбирается какой-то один (реже два-три) наиболее эффективный для изучаемого объекта метод, а еще два-три метода используются в качестве подсобных — при детализации отдельных структур и для решения частных задач. На следующем этапе, после того, как в производственных условиях будет подтверждена результативность избранного метода для данных условий, дальнейшее изучение рудных индикаторов осуществляется по облегченной (ускоренной и менее трудоемкой) программе. Во всех случаях, однако, главная задача заключается в расшифровке геологической позиции изучаемых индикаторов — установлении их генетической и пространственной связи с искомыми рудными залежами.

Глава 9

ПРИМЕРЫ ГЕОЛОГО-ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Глава посвящена рассмотрению заключительных операций геологического прогнозирования, которые во Введении определены как содержание пятой задачи: «Сопоставление перспек-

тивных площадей с размещением минерализации. Анализ совпадающих площадей. Оценка новых перспективных площадей». Описаны типичные примеры составления структурно-прогнозных карт рудных полей — пологих складчатых форм, контактового пологозалегающего, структурной проекции крутопадающего, секущего месторождения, сложного рудного поля. Структурно-прогнозные карты этих рудных полей составлялись авторами и их сотрудниками совместно с геологами соответствующих производственных организаций.

СТРУКТУРНО-ПРОГНОЗНАЯ КАРТА РУДНОГО ПОЛЯ ПОЛОГИХ СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ

Положение рудного поля в структуре района определяется приуроченностью его к крупной антиклинали, развитой в краевой части среднепалеозойского антиклинория. В его разрезе выделяются сланцы и карбонатные отложения нижнего палеозоя, известняки среднего палеозоя, разрез венчается свитой терригенных пород среднего карбона переменного состава. Важную особенность геологического строения рудного поля составляют отчетливая связь тектонических форм с формационными типами разрезов и широкое развитие надвигов: на значительной площади терригенные отложения нижнего палеозоя надвинуты на среднепалеозойские карбонатные толщи (рис. 39).

Структура рудного поля в основном определяется складками в толще известняков. Две антиклинали субширотного простирания — Южная и Северная, развитые на крыле антиклинория, осложнены поперечными поднятиями. В северной части поля под надвигом намечается третья рудоносная складчатая структура. Названные антиклинали (II порядка) осложнены более мелкими антиклинальными и синклинальными складками главным образом северо-восточного простирания (III порядка). Последние, в свою очередь, осложнены еще более мелкими складками (IV и V порядков) различных направлений. Крупные разрывные нарушения увязываются с простиранием складок II порядка. Разрывы типа взбросов и сбросов осложняют осевую часть и крылья Южной и Северной антиклиналей. Широтные разрывы являются рудоподводящими. Роль рудораспределяющих структур принадлежит косым и более мелким широтным нарушениям.

Постмагматический процесс протекал стадийно. В начальной стадии развилось окварцевание, приведшее к образованию джасперидов — основной рудовмещающей породы. Этот процесс охватил значительные объемы карбонатных пород, подвергшихся межформационному дроблению. Главная масса рудных тел размещается в джаспероидах. Южная антиклинальная зона отличается преобладанием ртутных монометалльных кварц-киноварных и кварц-кальцит-киноварных руд. Для Северной антиклина-

ли характерно преобладание комплексных кварц-антимонит-киноварных и кварц-кальцит-антимонит-флюорит-киноварных руд.

Выделяются 10 морфоструктурных типов рудных тел (табл. 22). Для ртутно-сурьмяного оруденения, локализованного в гидротермально-измененных породах, установлена прямая связь масштабов оруденения с интенсивностью околорудных из-

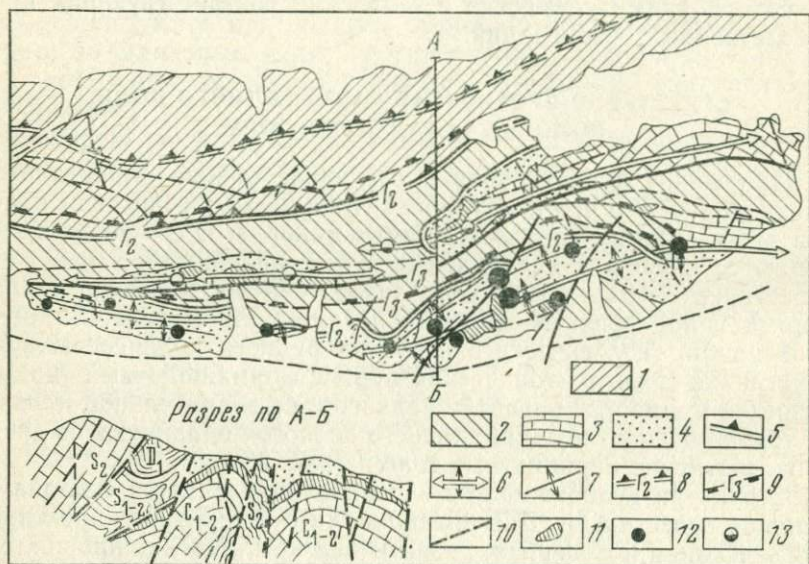


Рис. 39. Схема структуры и рудоносности рудного поля сложносогласного типа.

1 — моноклиальная структура известняков силура-девона; 2 — терригенные толщи силура-девона; 3 — известняки нижнего и среднего карбона; 4 — сланцы среднего карбона; 5 — моноклинали; 6 — антиклинали II порядка; 7 — антиклинальные складки III порядка; 8 — среднегерцинские надвиги; 9 — позднегерцинские взбросы и сбросы; 10 — альпийские разломы; 11 — зоны рудной минерализации; 12 — ртутные месторождения и рудопроявления; 13 — комплексные ртутно-сурьмяные месторождения с флюоритом

менений. Вместе с тем наблюдается отчетливая зависимость объемов минерализованных пород от структурных позиций. Прежде всего устанавливается приуроченность оруденения к антиклинальным складкам (II и III порядков), особенно к осевым их частям в местах осложнения разрывными нарушениями. Разрывы и складки IV и V порядков определяют размещение рудных тел. Совершенно определено намечается приуроченность отдельных месторождений с богатыми рудами к местам поперечных поднятий — куполов, развитых в Южной и Северной антиклиналях.

Таким образом, оруденение контролируется поверхностью кровли известняков, но зависит от размещения разрывных нару-

Морфоструктурные типы рудных тел

Группа	Форма	Структурная позиция и главные факторы размещения	Рудолокализирующие факторы	Относительное значение (объем в %)
Согласные	Линзообразная	В осевых частях антиклинальных складок, осложненных разломами	Расслоение и дробление среди разнослоистых пород	0,5
	Линзовидная	То же	Контакт разнородных пород	12
	Ложковая	В осевых частях синклинальных складок, осложненных разломами	Расслоение в контакте разнослоистых пород	3
	Флексуобразная	В межпластовых согласных трещинах и отслоениях преимущественно на крыльях складок, осложненных разломами	Контакт разнородных пород	4,5
Отслоения в разнослоистых однородных породах			4	
			Итого	24
Секущие	Столбовидная	Зоны дробления вдоль секущих трещин среди однородных пород	Искривление трещин	2,5
			Сопряжение и пересечение трещин	2
	Жилообразная	В трещинах, пересекающих пласты разнородных пород	Искривление трещин Сопряжение и оперение трещин Дробление между параллельными сближенными разломами Сочетание секущих крутопадающих трещин с пологими экранирующими	6 22 8
Тавровая	В трещинах, пересекающих пласты разнородных пород	Примыкание благоприятного пласта к разлому или блок этих пород между разломами	2,5	
			Итого	51

Группа	Форма	Структурная позиция и главные факторы размещения	Рудолокализирующие факторы	Относительное значение (объем в %)
Сложные	Гнездовая	Сложные сочетания пересекающихся трещин и контактов пород	Дробление среди однородных пород	1,5
			Контакт разнородных пород	5
	Грибообразная	Изгибы контакта разнородных пород, осложненные секущими трещинами	Дробление и отслоение в контакте	6,5
	Штокверкообразная	Блоки пород около секущих и между параллельными трещинами в сводах антиклиналей	Дробление однородных, реже разнородных пород	12
			Итого	25
Всего	100			

шений. Поэтому при составлении прогнозной карты большое внимание уделено изучению морфологии поверхности контакта известняков со сланцами. Это определило и выбор основы для прогнозной карты рудного поля — структурной карты (в изогипсах кровли известняков). Для более четкой оценки отдельных перспективных площадей и участков составлены также планы: 1) проявлений гидротермальной минерализации, 2) распространения первичных и вторичных ореолов рассеяния ртути, 3) распространения сопровождающих ртуть компонентов.

Выполненный на основе структурной карты анализ условий размещения оруденения на известных участках позволил выделить благоприятные геологические позиции. Намечаются следующие пять геолого-структурных позиций, в которых размещаются все месторождения и рудопроявления рудного поля:

1) осевые части антиклинальных складок II порядка в местах их куполовидных поднятий, осложненных широтными и косыми (диагональными) разрывами;

2) осевые части антиклиналей II и III порядков в блоках между двумя и более субпараллельными разрывами;

3) осевая часть антиклиналей в всячем боку надвига, осложненная разрывами меньших размеров;

4) крыло складки в всячем боку сбросо-надвига, осложненное разрывами;

5) сопряжение («клин») двух и более разрывов, развитых как в осевой части антиклинальной складки, так и на крыле.

Ведущее значение по масштабу оруденения имеют первые три позиции. Приведенная характеристика особенностей размещения оруденения позволяет наметить ведущие рудообразующие, рудораспределяющие и рудо локализирующие факторы (табл. 23).

Для выполнения детального анализа закономерностей размещения оруденения потребовалось выделить (на основе структурной карты) элементарные геологические позиции геологически однородных блоков. Для этого были использованы представления о намечающихся на месторождении «порядках» складчатых и разрывных нарушений и их роли в размещении оруденения.

Элементарная структурная позиция какого-либо участка определяется положением его по отношению к ведущему рудоконтролирующему структурному элементу, например к осевой части складки, крылу складки, периклинальному ее замыканию, разрывному нарушению.

Для оценки благоприятности размещения оруденения в геолого-структурных позициях весь имеющийся фактический материал опробования горных и буровых выработок проанализирован относительно ведущих складчатых форм и разрывных нарушений рудного поля (рис. 40). Среди складчатых структур благоприятными являются в первую очередь антиклинальные складки II и III порядков, осложненные рудоконтролирующими разломами. Наиболее перспективны осевые части этих антиклиналей, особенно в местах их поперечных поднятий. Крылья складок, осложненные дополнительной складчатостью и разрывными нарушениями, также перспективны. Неблагоприятны, а следовательно, и менее перспективны участки развития синклинальных складок.

Пример. См. рис. 40. Обобщенная кривая уменьшения оруденения с удалением от оси складки симметрична. На ее ветвях выделяются по четыре отрезка: 1) от значения в 3 мс (условные единицы метропроцентом) до значения 1,4 — крутонаклонные, 2) от 1,4 до 0,6 — криволинейные, 3) от 0,6 до 0,2 — пологонаклонные, 4) меньше 0,2 — горизонтальновогнутые. Эти отрезки выделяют полосы в структуре антиклинальных складок, характеризующихся разной продуктивностью. Примем значение в 0,4 мс (интервал значений мс пологонаклонной ветви) за единичное. Тогда криволинейный отрезок получит оценку 2 единицы, а крутонаклонный — 4. Их можно принять как относительные показатели — баллы.

Из разрывных нарушений наиболее продуктивными оказываются косые (диагональные) нарушения северо-восточного и северо-западного направлений (взбросы и сбросы) в сочетании с разломами широтного простирания, зоны развития серии субпараллельных разломов, а также ведущие широтные рудоконтролирующие разрывные нарушения. При оконтуривании перспективных участков вдоль этих нарушений выделились зоны их возможного влия-

Рудоконтролирующие факторы рудного поля

Группы факторов	Тектонические		Формационные	Магматические и физико-химические
	складчатые	разрывные		
Рудоконтролирующие	Антиклинорные зоны (главным образом крылья антиклинориев)	Разломы (взбросо-надвиги) длительного развития (I порядка)	Благоприятный тип разреза (полный): трехчленный — сланцы — известняки — сланцы	Не установлено
Рудораспределяющие	Осевые части антиклинальных складок II и III порядков, их куполовидные поднятия. Изгибы складок по простиранию	Изгибы разломов, сопряжение и оперение разломов II и III порядков	Экранирующая поверхность сланцев, перекрывающих известняки. Контакты пород с существенно различными физико-механическими и химическими свойствами	Контакты интрузивных даек как рудораспределяющие структуры
Рудолокализирующие	Отслоения в контакте слоистых известняков со сланцами. Изгибы контакта в мелких складках (IV и V порядков)	Форма поверхности разлома, трещиноватость и массовое дробление пород, определяемое мелкими разрывами (IV и V порядков)	Состав пород. Избирательное дробление джаперонидов и других пород. Избирательное замещение	Развитие гидротермальных (джаперонидов)

ния, ширина которых, как показали исследования, составляет 100—150 м (рис. 41). На этой кривой, слегка асимметричной в сторону висячего бока разломов, также выделяется крутая часть, достигающая в среднем 2,5 мс. Минерализация вдоль разломов по принципу уединения факторов усреднена относительно складчатых структур и поэтому ее интенсивность нужно срав-

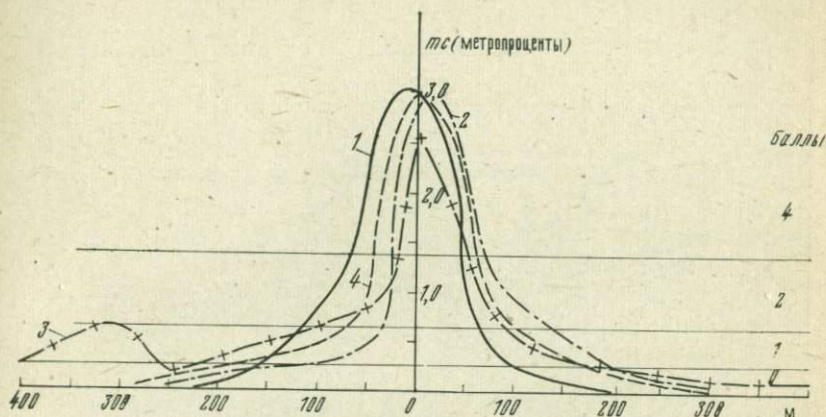


Рис. 40. Зависимость интенсивности оруденения в метропроцентах от расстояния до оси антиклинальных складок III порядка.

1 — первый участок; 2 — второй участок; 3 — третий участок; 4 — усредненная кривая

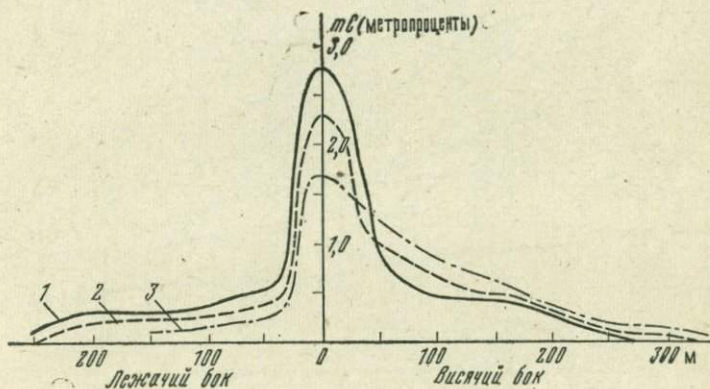


Рис. 41. Зависимость интенсивности оруденения в метропроцентах от расстояния до рудораспределяющих разломов.

1 — первый участок; 2 — второй участок; 3 — усредненная кривая

нивать со средними позициями на складках. Это соответствует криволинейному отрезку кривой, для которой средняя минерализация составляет 1 мс (2 балла). Следовательно, наличие разлома повышает минерализацию в 2,5 раза, что соответствует 5 баллам.

Аналогичным способом определялась оценка в баллах позиций поперечных изгибов.

Сочетания перечисленных элементарных структурных подразделений образуют однородные геолого-структурные позиции, характеризующиеся различной благоприятностью для локализации ртутного оруденения. Относительно

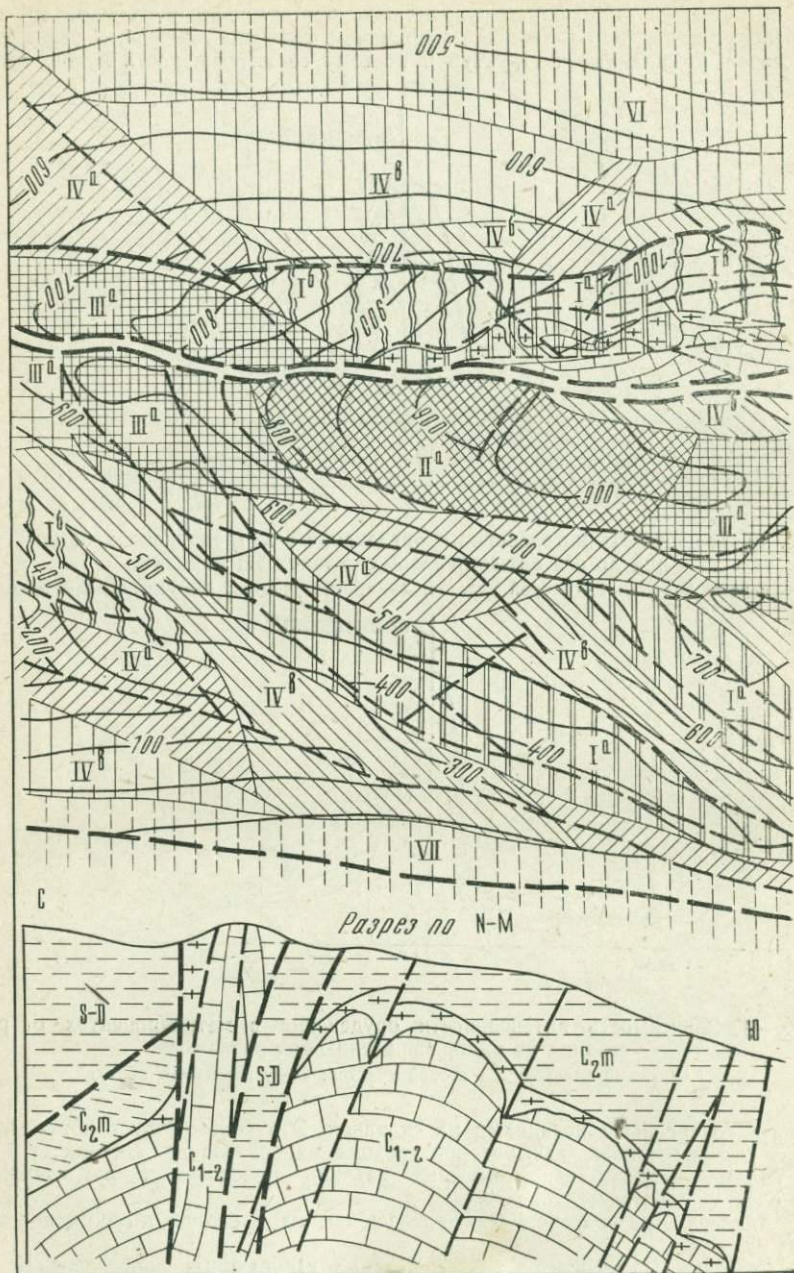
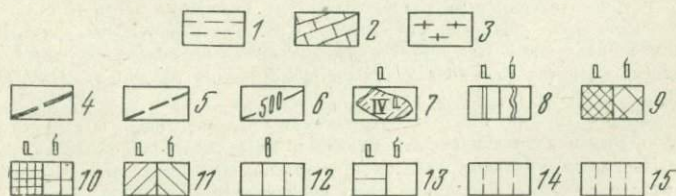
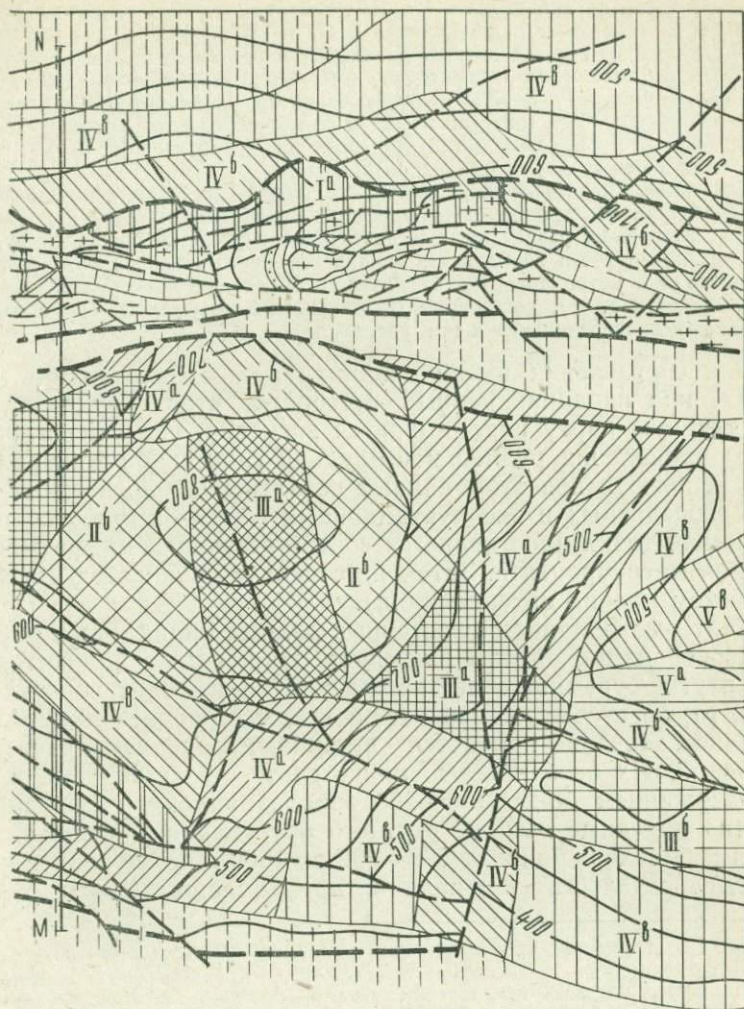


Рис. 42. (подпись см. на 224 стр.)



Продолжение рис. 42. (подпись см. на 224 стр.)

элементов складчатости выделены четыре структурно-геологические позиции: 1) осевые части антиклиналей (II и III порядков) в пределах куполовидного поднятия, 2) осевые части антиклиналей (II и III порядков) вне куполовидного поднятия, 3) крылья антиклиналей, 4) осевые части синклиналей. В зависимости от положения относительно рудоконтролирующих разломов намечены две позиции: 1) в зоне непосредственного влияния рудоконтролирующего разлома (ширина 100—150 м); 2) в зоне слабого его влияния (удаление на 150—250 м); 3) самостоятельные позиции представляют блоки пород, заключенные между двумя и более разломами.

Сочетанием перечисленных граничных линий на структурно-прогнозной карте оконтуриваются однородные блоки разных типов (рис. 42).

По материалам разведанных и достаточно изученных площадей рудного поля устанавливается зависимость мощностей промышленных руд, содержания металла и метропроцентов от позиции в складчатой структуре (осевая часть, крыло и т. д.), расстояния от разрывных нарушений — рудопродвоящих или рудораспределяющих (см. рис. 40, 41).

Для составления карты изолиний равных мощностей (изопакит) или изолиний равных метропроцентов оруденения на структурную карту накладывается восковка, где наносятся все точки проявления рудной и безрудной гипогенной минерализации, используя при этом данные детальных геологических планов, разведочных и эксплуатационных горных выработок и др. У каждой точки проставляется соответствующая цифра мощности или метропроцента. Затем на восковке проводятся изолинии (с учетом правил интерполяции).

Учитываются также гипогенные рудные индикаторы, образующие первичные ореолы рассеяния. Надежными индикаторами для ртутно-сурьмяных месторождений являются в первую очередь, ртуть, сурьма, и мышьяк, а также серебро и цинк. Определенное значение придается вторичным ореолам рассеяния киновари. Их особенностью является то, что шлиховые пробы с содержанием более 150—200 знаков киновари фиксируют обычно коренные выходы ртутного оруденения. Группа шлиховых проб, содержащих от 200—300 до 1000 и более знаков киновари, свидетельствует о наличии промышленно ценных рудных

Рис. 42. Структурно-прогнозная карта западной части рудного поля.

1 — надрудные сланцы; 2 — подстилающие известняки; 3 — рудовмещающие джаспероиды; 4 — крупные разрывные нарушения, главным образом широтные взбросы и сбросы; 5 — сбросы и сбросо-сдвиги подчиненных порядков; 6 — изогнбсы кровли рудовмещающих джаспероидов и известняков; 7 — контуры геологических блоков и номера их геолого-структурной позиции; геолого-структурные позиции; 8 — блоки, ограниченные сближенными разломами (а — осложненные опережающими разломами — I^а); 9 — осевые части II и III порядков в пределах куполовидных поднятий (а — вблизи рудоконтролирующих разломов — II^а, б — в удалении от разломов — II^б); 10 — осевые части антиклиналей II и III порядков, вне куполовидного поднятия (а — вблизи рудоконтролирующих разломов — III^а, б — в удалении от разломов — III^б); 11 — крылья антиклинальных складок в зоне влияния рудоконтролирующего разлома (а — на участках пересечения диагональных и широтных разломов — IV^а), б — крылья антиклинальных складок в местах слабого развития разломов — IV^б); 12 — крылья антиклинальных складок в удалении (вне зоны влияния) от рудоконтролирующих разломов — IV^в; 13 — осевые части синклиналей II и III порядков (а — вблизи рудоконтролирующих разломов — V^а, б — в удалении от разлома — V^б); 14 — глубоко погруженные структуры рудоносного контакта северной зоны (VI); 15 — слабо изученные погруженные перспективные структуры, прилегающие к крупным широтным рудоконтролирующим разломам (VII)

тел. Данные изучения ореолов учитываются при оценке прогнозных запасов. На площадях, практически не рудоносных, кривая рассеяния ореола ртути имеет обычно логнормальный вид с одним максимумом (одномодалная), а на участках с интенсивным проявлением гипогенной ртутной минерализации кривая распространения ртути имеет совершенно иной вид — с четкими двумя или тремя максимумами. При этом значение первого максимума вариационной кривой в пределах рудных полей достигает $n \cdot 10^{-5}\%$, второго — $n \cdot 10^{-4}$, третьего — $n \cdot 10^{-3}\%$ ртути. Первый отвечает среднему значению содержания ртути в измененных и слабо измененных горных породах, второй — минерализованным зонам разломов (рудные участки) и третий — минерализованным телам (джаспероиды и др.).

Совокупность кратко охарактеризованных стратиграфо-литологических, структурных и минералого-геохимических критериев составляет основу оценки прогнозных запасов. Главная черта метода определения прогнозных запасов на основе структурно-прогнозной карты — аналитический подход к геологическим факторам, контролирующим размещение руд. Элементы количественной оценки прогнозных запасов выразились в том, что площади, выделенные на прогнозной карте, по степени благонадежности разделены на несколько групп.

К первой отнесены такие площади, для которых геолого-структурные и другие факторы локализации оруденения весьма благоприятны. Здесь известны рудопроявления, подтверждающие фактическую рудоносность рассматриваемых структур.

Во вторую группу включены площади с благоприятной структурой. Возможная их рудоносность охарактеризована индикаторами скрытого оруденения или редкими рудопроявлениями.

В третью группу входят площади с менее благоприятными для локализации оруденения структурными позициями; возможная их рудоносность не выяснена.

Прогнозные запасы руд определены для площадей первой и второй групп. На нескольких перспективных участках, где рудопроявления, рудные тела и минерализованные породы, выходящие на дневную поверхность, опробованы еще недостаточно полно, количественная оценка перспективных запасов проводилась по системе условных баллов. Нами была принята пятибалльная система.

В зависимости от геолого-структурной позиции и данных анализа закономерностей распределения оруденения (см. рис. 42) участки элементарных структурных позиций оценены следующим образом.

Продольные складки

1. Осевые части антиклиналей	4 балла
2. Южные крылья антиклиналей	2 »
3. Северные крылья антиклиналей	1 »
4. Осевые части синклиналей	0 »

Поперечные поднятия и прогибы

1. Поперечные поднятия (осевая часть)	3 балла
2. Западные крылья	2 »
3. Восточные крылья	1 »
4. Поперечный прогиб	0 »
<i>Зона влияния нарушения</i>	5 баллов

Оценка благоприятности каждого из выделенных блоков представляет собой сумму оценок элементарных позиций. Максимальная возможная оценка при этом, как это видно из табл. 24, составляет 12 баллов. Каждый однородный блок получает номер и свою оценку в баллах. Нумерация блоков необходима, так как разные позиции могут иметь одинаковую оценку благоприятности.

Таблица 24

Оценки благоприятности однородных блоков в баллах

Элементарные структурные позиции	Поперечные поднятия и прогибы							
	поперечное поднятие		западное крыло		восточное крыло		поперечный прогиб	
	в зоне влияния разрыва	вне зоны влияния	в зоне влияния разрыва	вне зоны влияния	в зоне влияния разрыва	вне зоны влияния	в зоне влияния разрыва	вне зоны влияния
Осевая часть антиклинали	XII	VII	XI	VI	X	V	IX	IV
Южное крыло	X	V	IX	IV	VIII	III	VII	II
Северное крыло	IX	IV	VIII	III	VII	II	VI	I
Осевая часть синклинали	VIII	III	VII	II	VI	I	V	0

Площади геологически однородных блоков определяются планиметром или палеткой. Средние мощности и содержания, характеризующие структурные позиции, могут быть определены для тех блоков, где имеются разведочные пересечения или разведочно-эксплуатационные горные выработки. Эти значения были получены для каждой геолого-структурной позиции и представлены графически (рис. 43). Средние значения можно, как показала практика, распространить на всю площадь блока без введения каких-либо поправочных коэффициентов. Зная площадь блока, среднюю мощность оруденения, среднее содержание и объемный вес рудной массы, нетрудно подсчитать возможные запасы блока. Каждая перспективная площадь, кроме того, получает дополнительную оценку по индикаторам скрытого оруденения. К ним в первую очередь относятся проявления на поверхности гидротермальной минерализации — как рудной, так и безрудной и данные изучения ореолов рассеяния. Интенсивность проявления сопутствующей минерализации также получа-

ет оценку в баллах при геологическом картировании и составлении карты минерализации.

Достоверность прогнозной оценки обоснована разведочными и эксплуатационными данными путем сравнения объемов добытых руд по аналогичным геолого-структурным позициям рудного поля. Оценка прогнозных запасов осуществляется на основе коэффициента рудоносности, широко используемого при подсчете запасов редких элементов.

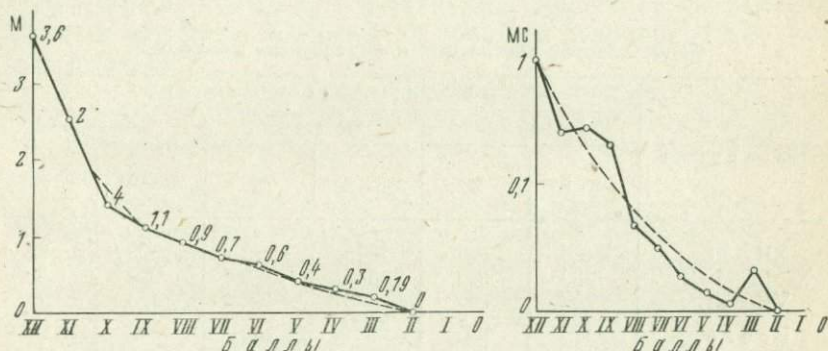


Рис. 43. Зависимость средних мощностей (М) и метропроцентов (МС) оруденения от геологической позиции блоков в пределах рудного поля, изображенного на рис. 42 (пунктир — усредненные кривые)

Коэффициент рудоносности представляет собой отношение рудных пересечений к общему их числу на разведанной площади (в пределах той или иной геолого-структурной позиции). Полученные значения коэффициента распространялись на аналогичные структурные позиции перспективных площадей рудного поля.

Для выяснения достоверности рассмотренной прогнозной карты позднее, после разведки намеченных перспективных площадей, была построена новая структурная карта и на ней по всем дополнительно полученным фактическим данным показано размещение оруденения.

Для оценки точности построения изогипс определялись отклонения отметок по ранней и поздней картам. Точки сопоставления располагались по линиям квадратной сетки (со стороной 5 см) в местах, где она пересекалась новыми изогипсами. Всего сопоставлено 525 точек. Сопоставление дало следующие результаты: число точек с нулевым отклонением — 34, со средним отклонением ± 25 м — 263, ± 75 м — 90, ± 150 м — 121 и ± 250 м — 15. Среднее отклонение составляет ± 68 м. Средняя глубина залегания геометризованной поверхности составляет 400 м. Таким образом, средняя погрешность в определении глубины залегания составила $\pm 17\%$.

Отклонение с учетом знака оказалось равным —9 м. Это означает, что в целом геометризованная поверхность залегает на 9 м ниже, чем была построена в первом варианте по меньшему числу пересечений. Приведенные данные показывают, что точность определения глубины залегания кровли известняков под сланцами была удовлетворительной.

Достоверность прогнозирования рассмотрена только на тех из прогнозных площадей, которые позже были разведаны. Результаты сопоставления показаны в табл. 25.

Таблица 25

Сопоставление прогнозных и фактических площадей

Оценка площадей в баллах	Площади развития промышленных руд					
	фактические		прогнозные		совпадающие	
	тыс. м ²	%	тыс. м ²	%	тыс. м ²	%
XII—XI	1126	100	1278	113	1093	97
X—IX—VIII	280	100	555	199	226	80
VII—VI	297	100	423	142	223	71
Всего	1703	100	2256	132	1542	90

Как видно, совпадение в плане фактических и прогнозных рудных площадей в общем соответствует точности определения положения тектонических линий. И там и здесь оно достаточно высокое. Ближе всех к тектоническим линиям прилегают площади с оценкой в XII—XI баллов, и в них наиболее высокое совпадение. В последующих градациях совпадение снижается.

Приведенные данные убедительно показывают, что количественный метод геологического прогнозирования обеспечивает достаточно высокую достоверность геолого-прогнозных карт, отвечающую требованиям проектирования поисковой и предварительной разведок.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РУДНОГО ПОЛЯ ПОЛОГОСОГЛАСНОГО ТИПА С ПРИМЕНЕНИЕМ ЭВМ

Обучающиеся программы, способные осуществлять разделение геологических объектов по комплексам признаков, впервые применены сотрудниками лаборатории ядерной геофизики Московского института нефтехимической и газовой промышленности им. Губкина (Губерман и др., 1965) для разделения пластов по геофизическим данным на нефтеносные и водоносные. На примере рассматриваемого рудного поля была также осуществлена попытка изучить возможности применения таких программ на рудных месторождениях для оценки рудоносности однородных геологических позиций (блоков) по комплексу геологических

факторов. Эти исследования были выполнены Т. М. Мариповым и др. при участии Ш. А. Губермана.

При оценке перспективности однородных геологических позиций учитывалось свыше 50 частных факторов рудоотложения. Взаимосвязь и оптимальное сочетание этих факторов не удается удовлетворительно обобщить обычными геологическими методами, что ведет к неполноте использования информации. В связи с этим для оценки рудоносности однородных геологических позиций на основании геологических факторов были применены программы распознавания образов: «Кора-3», «Обобщенный портрет», «Образ-3» (Губерман, Марипов, 1965; Марипов и др., 1971).

Кроме блоков обучения машине были предъявлены 73 блока, перспективность которых необходимо было установить. По расчетам машины все блоки разделились на четыре категории перспективности.

К первой категории отнесены блоки, имеющие перевес в три и более голосов за рудоносность, ко второй — перевес от одного до трех голосов, к третьей — «рудные» и «безрудные» голоса поровну, к четвертой — блоки с перевесом отрицательных голосов.

Сравнение машинного варианта прогнозной карты с геологическим с учетом результатов последующей пятилетней разведки и эксплуатации показывает следующее:

- 1) четкое выделение всех известных месторождений рудного поля на карте, построенной с помощью ЭВМ;
- 2) установление новых перспективных участков, не отмеченных на геологической прогнозной карте;
- 3) выделение на карте перспективных блоков группами;
- 4) сходимость прогнозных построений с фактическими данными по блокам I категории перспективности удовлетворительная, т. е. из 20 блоков 9 совпали, а для II категории оценка по данным ЭВМ оказалась несколько завышенной.

В последующие годы была проведена повторная проверка достоверности прогнозной карты, ранее построенной по расчетам ЭВМ (табл. 26). За сравниваемый период в блоках, по которым имелся прогноз, пробурено 90 скважин.

В целом по перспективным блокам (I и II категорий) фактический коэффициент оказался равным 0,53, а предсказанный ЭВМ — 0,48. По перспективным блокам (III — IV категорий) фактический коэффициент рудоносности 0,30, предсказанный — 0,27 (Марипов и др., 1971).

Анализ полученных результатов свидетельствует о следующем. Если подсчитать «коэффициент удачи» по каждому блоку, т. е. отношение числа скважин, пробуренных в блоке и встретивших руду, к общему числу скважин, то окажется, что для 10 наиболее перспективных блоков (по заключению программ «обобщенный портрет») этот коэффициент в среднем равен 0,52,

Сравнение результатов прогноза по блокам каждой категории с результатами буровой разведки

Категория прогнозов	Число блоков	Прогнозный коэффициент рудоносности	Число пробуренных скважин	Число рудных скважин	Фактический коэффициент рудоносности
I	20	0,52	43	24	0,55
II	25	0,40	24	12	0,50
III	11	0,30	14	2	0,14
IV	17	0,22	9	5	0,55

а для 10 наименее перспективных он равен лишь 0,22. Другими словами, машина позволяет выделять блоки, для которых вероятность пересечения скважиной рудного тела почти в 2,5 раза выше, чем в безрудном блоке. Для сравнения отметим, что для блоков, вошедших в обучение, эти коэффициенты равны 0,59 для рудных блоков и 0,13 — для безрудных (значение 0,13, очевидно, несколько занижено).

СТРУКТУРНО-ПРОГНОЗНАЯ КАРТА РУДНОГО ПОЛЯ КОНТАКТОВОГО ТИПА

Рудное поле расположено на юго-восточном окончании выходов верхнепалеозойского гранитного интрузива, внедрившегося в нижнепалеозойскую осадочно-метаморфическую толщу (рис. 44). Нижний палеозой сложен толщами сланцев и известняков, подразделяемых на три свиты.

Свита нижних сланцев (венлок) сложена кварц-хлоритовыми, кварц-биотитовыми и другими сланцами с прослоями кварцитов. Мощность 1500 м. В пределах рудного поля нижние сланцы сохранились только частично, будучи ассимилированы интрузивными породами.

Свита известняков (верхи венлока — низы лудлоу) залегает на сланцах согласно. В нижней и верхней ее частях встречаются слоистые известняки, иногда с прослоями сланцев. В средней части известняки массивные. Мощность свиты до 1000 м. В контакте с интрузивом известняки перекристаллизованы.

Свита верхних сланцев (лудлоу) сложена глинисто-серицитовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов и известняков.

В описанной толще нижнего палеозоя встречаются крутопадающие (70—80°) дайки лампрофира, относящиеся к доварисскому тектоно-магматическому циклу. Выходы осадочных пород среднего и верхнего палеозоя в районе отсутствуют.

Изверженные породы представлены биотитовыми гранитами и их фациальными разновидностями. В центральных участках интрузива широко развиты двуслюдяные граниты, имеющие постепенные переходы с биотитовыми гранитами. По периферии встречаются лейкократовые граниты, которые образуют крутые и пологие дайки как среди гранитов, так и в осадочных породах,

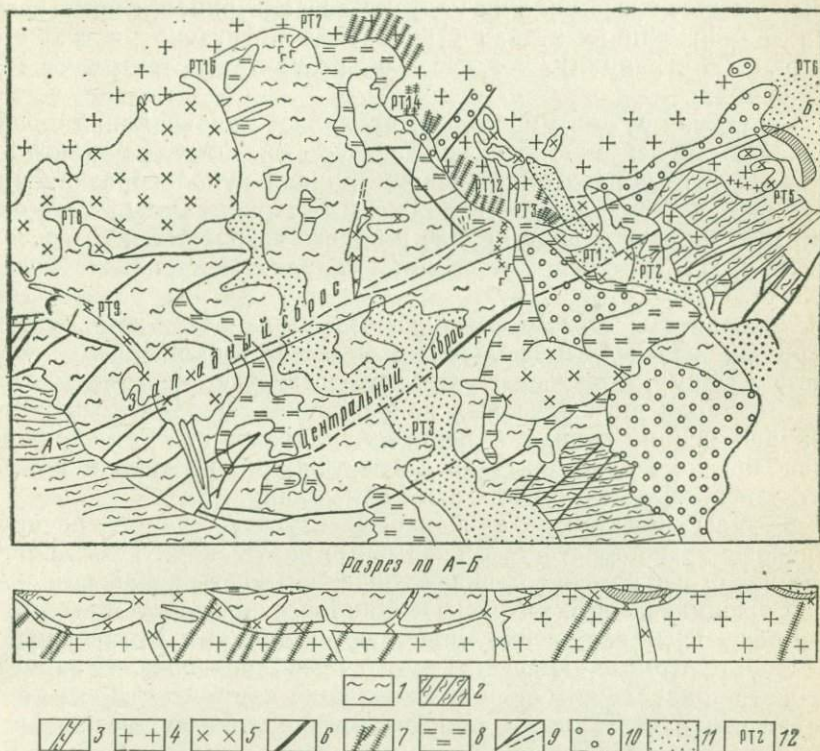


Рис. 44. Геологическая схема месторождения контактового типа:

1 — мраморы; 2 — кварц-биотитовые роговики; 3 — лампрофиты; 4 — биотитовые граниты; 5 — лейкократовые граниты; 6 — скарново-рудные тела; 7 — зоны гидротермального изменения; 8 — доломитизированные известняки; 9 — тектонические нарушения; 10 — отложения мела; 11 — современные отложения; 12 — рудные тела и их номера

а также мощные контактовые тела. Они занимают до 10% площади выходов гранитоидов. Пегматиты и аплиты, по-видимому, связаны как с биотитовыми, так и с лейкократовыми гранитами; аплиты развиты преимущественно в кровле интрузива. Гранитный интрузив имеет в плане овальную форму и вытянут в широтном направлении. Линия северного контакта интрузива прямолинейна, что указывает на крутое падение; лейкократовые

граниты в контакте отсутствуют. Линия южного контакта волнистая и свидетельствует о пологом залегании.

Контактная поверхность обычно согласна с известняками; в отдельных местах отмечаются слабосекущие соотношения. Контакт наклонен в общем на юго-восток под углами от 20 до 35°. Участки южного падения имеют более пологое (15—30°), а восточного — более крутое (25—35°) падение. В разные периоды времени отдельные участки контактовой поверхности приоткрывались — на ранних этапах становления интрузива из-за его усадки (контракции); позднее — в результате тектонических смещений.

Структура рудного поля формировалась одновременно с размещением в ней магматических масс биотитовых гранитов. В результате образовалась асимметричная куполообразная антиклинальная складка с центральным плутоном. Ось антиклинали имеет широтное простирание и полого погружается на восток и запад. На южном крыле развиты складки II порядка и более мелкие.

Поверхность южного контакта интрузива осложнена брахиформным поперечным поднятием и имеет куполообразно-волнистую форму, образовавшуюся вследствие пересечения многократных волн двух основных направлений: параллельных по длинной оси интрузива и перпендикулярных ей. Рудное поле расположено в зоне контакта с известняками на южном крыле интрузива, вблизи его восточного замыкания.

Кроме складчатых и контактовых структур широко распространены трещиноватость и разрывные нарушения. В числе трещинных структур существенное значение имеет прототектоническая трещиноватость интрузива. Наиболее древние добатолитовые разрывные нарушения маркируются дайками лампрофиров. Послебатолитовые нарушения имеют преобладающее северо-восточное направление. Они представлены крутыми сбросами и взбросами и связанными с ними более мелкими разрывами. Рудное поле пересечено крупными продольными разломами (Западный и Центральный сбросы), которые, по-видимому, служили главными рудовыводными каналами. Кроме того, здесь развиты более мелкие разрывные нарушения типа взбросов и сбросов, вдоль которых интенсивно проявлялся гидротермальный процесс. Эти нарушения служили рудораспределяющими структурами. На выходах известняков они фиксируются характерными «гривками» кварц-карбонатных и анкеритовых пород.

В числе разных видов тектонических движений, происходивших в период послемагматического минералообразования, необходимо отметить дифференциальное сползание известняковой кровли по контактовой поверхности на юг и юго-восток. Волнистость контактовой поверхности и секущие дайки препятствовали движению масс, в результате чего образовывались полости приоткрывания — тем мощнее, чем круче препятствие.

Анализ трещиноватости всех главных типов горных пород рудного поля позволил определить порядок формирования его тектонической структуры и значение ее в рудолокализации. Осадочные породы нижнего палеозоя до становления интрузива были слабо метаморфизованы и, вероятно, слабо дислоцированы. Формирование складчатой структуры центрального интрузива и метаморфизация осадочных пород происходили одновременно. Вследствие этого пологие трещины контракционного отслоения в интрузиве и поверхности наложения в осадочных породах имеют сходные элементы залегания. В интрузиве развиты также крутые трещины отрыва и скалывания, образующие широкие зоны трещиноватости, уходящие в перекрывающие осадочные породы на многие сотни метров от контакта с интрузивом; они прослеживаются по анкеритовым и доломитовым жилам с вкрапленностью рудных минералов. Вдоль трещин отрыва развиваются грейзенизация и серицитизация изверженных пород, анкеритизация и доломитизация известняков. В них размещаются кварцевые жилы с минералами рудного комплекса.

В осадочных породах развиты также системы трещин скалывания, указывающие на общее движение сползания пород кровли в южном направлении. Трещины отрыва наблюдаются в известняках, в сводовых частях антиклинальных складок; вдоль этих трещин также развиваются анкеритизация и доломитизация. Обе эти системы трещин имеют дорудный возраст.

Послеминерализационные подвижки вызвали небольшие крутые широтные смещения, охватившие преимущественно осадочные породы; они сопровождалась небольшими движениями вдоль контактовой поверхности, вызвавшими перетирание некоторых минеральных тел.

Для рудного поля характерны следующие типы гипогенных минеральных образований — пегматиты, скарны, зоны грейзенизации и серицитизации, анкерит-кварцевые жилы, рудная минерализация. Скарны вмещают основную массу шеелитовой минерализации. Главными минералами скарнов являются пироксен и гранат; отмечаются амфибол, волластонит, везувиан, кварц и др. Пироксеном сложены почти все скарново-рудные тела, содержащие шеелит, пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит и др. Шеелитовая минерализация отчетливо наложена на скарны.

Контактные минеральные тела месторождения относятся к скарновому типу и образовались преимущественно за счет метасоматического замещения пород в зоне контакта. Большое значение для процесса скарнирования имеет состав контактирующих пород. В порядке убывания благоприятности для контактового скарнирования породы располагаются так: мрамор — биотитовый гранит, мрамор — лейкократовый гранит, мраморизованный известняк — сланец (редко скарнирован), сланцы — гранитоиды (скарнов нет). Характерной особенностью их обра-

зования является неперенное участие в этом процессе движений и деформаций горных пород. Минеральные тела возникли далеко не на всей контактовой поверхности, а лишь в тех участках, где имели место приоткрывания во время развития рудного процесса.

Важным контролирующим фактором является пересечение приоткрытых частей контактовой поверхности какой-либо из зон повышенной трещиноватости. Движения в контакте фиксируются в гипогенном процессе деформациями ранее отложенных минеральных агрегатов; отмечается по крайней мере восемь фаз этих движений. Повторные приоткрывания обычно происходят в контакте с мраморизованным известняком, благодаря чему минеральный состав рудных тел усложняется по направлению от их почвы к кровле. В соответствии с этим минеральные тела имеют резкие, слабоволнистые контакты с подстилающими гранитами и очень неправильную поверхность кровли; здесь развиваются раздувы, уступы, карманы, гнезда и другие формы. Все они обнаруживают признаки сползания пород кровли на юг.

Наиболее мощные рудные тела локализуются в местах сопряжения пологопадающего основного контакта с секущими дайками.

Выделяются следующие морфоструктурные типы рудных тел.

Контактные:

— пологопадающие тела (в подобных контактах — контактные рудные пласты), разделяющиеся по условиям залегания и по отношению к контактовой поверхности на куполовидные, хребтовые, ложбинные, а по ориентировке — на вытянутые по склону или по падению;

— полого- и крутопадающие тела в секущих контактах и вдоль даек — контактные рудные жилы;

— крутопадающие рудные тела в дайках — «дайковые» рудные жилы и столбы.

Согласные:

— межпластовые рудные залежи между роговиками и известняками.

Сложные:

— Г-образные тела в сопряжениях контактовых структур с согласными отслоениями;

— Т-образные тела в пересечениях основного контакта дайками.

Ведущее значение имеют контактные рудные пласты и Т-образные тела. Относительное их значение приведено в табл. 27.

Приведенная характеристика особенностей размещения оруденения позволяет наметить ведущие рудообразующие (рудоконтролирующие) рудораспределяющие и рудолокализирующие факторы, кратко охарактеризованные в табл. 28.

Для выявления связи между элементами залегания контактовой поверхности и контактными скарново-шеелитовыми телами

Таблица 27

Относительное значение рудных тел

Формы рудных тел	Учтено, шт.	Средняя площадь одного рудного тела, м ²	Участие в общей площади, %
Куполовидные	3	50	2
Хребтовые	4	70	5
Итого	7	120	7
Вытянутые по склону	19	90	29
Вытянутые по падению	8	60	9
Изометрические	8	70	10
Итого	35	80	48
Ложбинные	26	80	34
Чашевидные	8	90	11
Итого	3	80	45
Итого и средние	76	79	100

Таблица 28

Рудоконтролирующие факторы рудного поля контактового типа

Группы факторов	Тектонические		Формационные	Магматические и физико-химические
	складчатые	разрывные		
Рудоконтролирующие	Брахиформное поперечное поднятие на южном крыле антиклинория	Продольный разлом II порядка на крыле антиклинория, а также косые разломы III порядка	Неоднородность состава перемежающейся карбонатно-терригенной толщи, прорывающейся границами	Оруденение пространственно связано с интрузивом
Рудораспределяющие	Существенного влияния не оказывают	Приоткрытые участки продольного и крупных косых разломов	Выдержанность состава горизонта карбонатной толщи непосредственно в зоне контакта с интрузивом	Наличие даек гранитоидного состава, секущих интрузив и породы кровли
Рудокализирующие	Осевые части мелких синклинальных складок	Крупные трещины и мелкие разломы различных направлений, пересекающие рудоносный контакт	Выдержанность состава отдельных горизонтов карбонатной толщи, определяющая пласто- и плащеобразную форму залежей рудовмещающих известковых скарнов	Усложнения поверхности контакта интрузива, преобладающее влияние на локализацию рудных тел отрицательных форм контактовой поверхности

ми применен метод линейного графика. Вся длина выхода контакта на поверхность принята за 100% и разделена на участки с одинаковыми азимутами падения. На диаграмме (рис. 45) показаны суммарные длины таких участков и в том числе их минерализованных частей. Наибольшую суммарную длину имеют участки с азимутами падения 50—80 и 125—155°. Они являются крыльями волн II порядка. Рудная минерализация в них тяготеет к участкам с азимутами падения 60 и 170°.

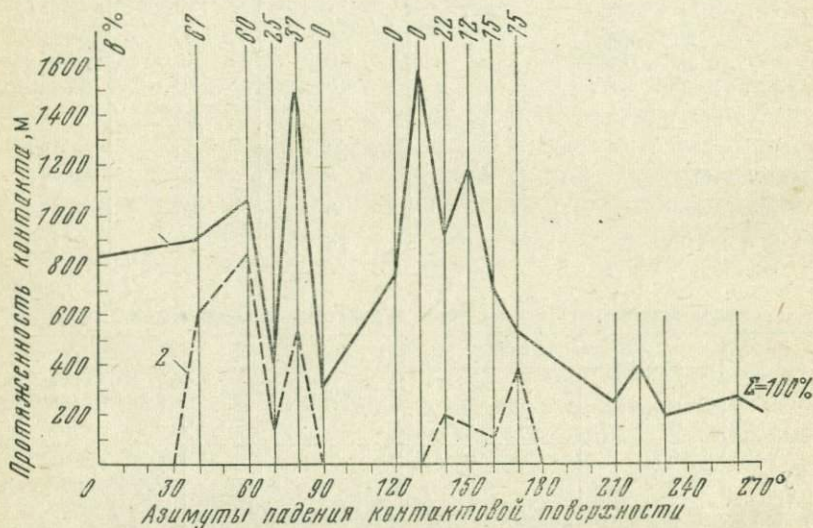


Рис. 45. Диаграмма распределения линии контакта по условиям залегания:
1 — весь контакт; 2 — минерализованная часть контакта

Для выяснения характера этой зависимости произведен детальный анализ закономерностей размещения оруденения на двух участках месторождения *a* и *б* (рис. 46). На участке *б* поверхность контакта обладает сложной формой и имеет общее падение на юго-восток. На этом фоне развита мелкая волнистость по простиранию. Если широтную ось антиклинали считать структурой I порядка, а оси мелких складок, выделенные на карте, структурами II порядка, то рассматриваемая волнистость будет уже III и IV порядков. На участке *б* развиты четыре волны III порядка (табл. 29), которые, в свою очередь, усложнены волнами IV порядка. Оси этих последних имеют косое положение на крыльях волн III порядка. Минерализация крыльев III порядка неодинакова.

Наибольшую минерализацию несет крыло, имеющее южное падение, а затем минерализация уменьшается по мере отклонения азимута падения к западу. Показатели минерализации перегибов складок III порядка однородны — синклинали богаче ан-

тиклиналей в 2 раза и более. Данные по первому, второму и третьему примерам позволяют определить направление и величину смещения (сползания). Получены следующие результаты: азимут вектора смещения 230° к юго-западу, угол наклона 37° , величина перемещения 11 м.

На участке *a* устанавливаются закономерности распределения минерализации, аналогичные описанным выше:

— наиболее минерализованы синклинальные перегибы контакта и прилегающие к ним части крыльев, падающие на юго-восток;

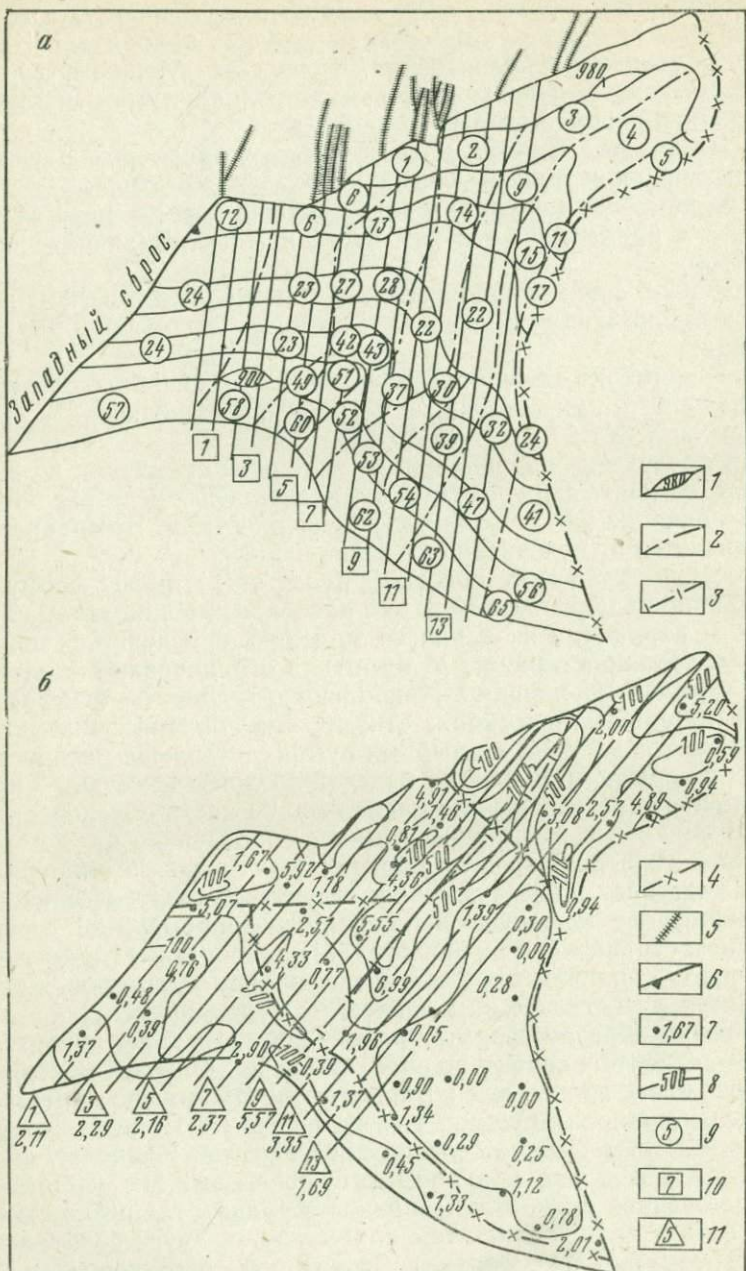
— наименее минерализованы антиклинальные изгибы контакта и прилегающие к ним части крыльев, падающие на северо-запад;

— примерно вдвое благоприятнее для минерализации крылья, падающие на юго-восток, чем крылья, падающие на северо-запад (табл. 30).

Определение направления и величины смещения по данным табл. 30 дает: азимут вектора смещения 50° к северо-востоку, угол наклона 28° , величина перемещения 4,5 м. Это направление отличается от подсчитанного выше на 180° .

Рудные тела месторождения (участок *a*) имеют форму вытянутых по падению залежей; они располагаются на крыльях складок II порядка, и их длина по падению определяется шириной крыла. По простиранию рудные тела ограничиваются элементами складок III порядка. Наибольшая мощность отмечается в синклинальных прогибах, откуда она быстро снижается на крыльях, падающих в северных румбах, и дальше распространяется по крыльям, имеющим падение в южные азимуты. В последнем случае исчезновение минерализации часто обусловлено приближением к оси соседней антиклинали. Однако на достаточно широких крыльях южного падения выклинивание минеральных тел наступает и без изменения структурно-геологической обстановки. Такое положение наблюдается, например, на северо-западном ограничении рудного тела. Причину этого следует искать в том, что широкие площади синклинальных прогибов «задавлялись» литостатическим давлением пород кровли.

Таким образом, форма и размеры рудных тел в значительной мере зависят от характера волнистости контактовой поверхности. Продольные волны, оси которых вытянуты по простиранию, определяют ширину рудных тел по падению. Поперечные волны ограничивают рудные тела по простиранию. Наибольшие мощности рудных тел приурочены к прогибам. На участках без существенной волнистости мощности рудных тел резко уменьшаются. Чем круче волны, тем ближе друг к другу располагаются гребни и тем благоприятнее условия для приоткрываний. Существует некая оптимальная ширина пролета, за пределами которой известняки кровли не выдерживают статической нагрузки и приоткрывание не возникает.



Зависимость минерализации от ее структурной позиции
в мелких складках (участок В)

Показатели	Крылья III порядка			
	первый пример	второй пример	третий пример	четвертый пример
Средние значения: элементов залегания	182°, угол 34°	245°, угол 35°	198°, угол 34°	212°, угол 30°
условных метропро- центов	26	4,4	12	8
у оси синклинали	34	8	13	—
у оси антиклинали	0	3	10	—

Таблица 30

Зависимость минерализации от ее структурной позиции
в мелких складках (участок А)

Показатели	Крылья III порядка		
	первый пример	второй пример	третий пример
Средние значения: элементов залегания	98°, угол 15°	44°, угол 47°	111°, угол 34°
условных метропро- центов	30	15	30
у оси синклинали	—	22	—
у оси антиклинали	—	—	5

Для приближенной оценки вероятной предельности ширины свода (в пог. м) можно воспользоваться формулой М. М. Протодьяконова в несколько измененном виде

$$a = \sqrt{0,75 \frac{fh}{d}}$$

где a — ширина пролета; f — коэффициент крепости пород (по шкале Протодьяконова); h — мощность вышележащих пород; d — объемный вес пород.

В нашем случае по произведенным реконструкциям мощность вышележащих пород может быть принята в 3000 м, а $f = 15$ м.

Рис. 46. Структурный план (а) и распределение оруденения (б) участка № 3.

1 — изогипсы контактовой поверхности (на плане а); 2 — оси изгибов контактовой поверхности; 3 — дайки лампрофиров; 4 — дайки лейкокатового гранита; 5 — полосы гидротермальных изменений в гранитоидах; 6 — Западный сброс; 7 — результаты опробования сечения (содержание, %); 8 — изолинии метропроцентом (на плане б); 9 — номера структурно однородных участков; 10 — номера полос вдоль простирания зон гидротермальных изменений в гранитоидах; 11 — номера полос вдоль простирания даек лампрофира

Из приведенной формулы $a=150$ м. Эта величина принята при составлении прогнозной карты для экстраполяции оруденения.

Для оценки роли прогибов в размещении оруденения вдоль них выделены полосы рудоносного контакта шириной в 5 м, для каждой из полос подсчитаны метропроценты оруденения. Получены следующие данные: для полос, прилежащих к осям прогибов, среднее составило 3,4 метропроцента, для следующих полос шириной от 6 до 10 м — 2,9, а для полос шириной от 11 до 15 м — 2,5 метропроцента.

Форма минеральных тел указывает на то, что в механизме приоткрываний контакта гранита с известняками решающее значение имеет волнистость. Очевидно, чем круче складка и чем ближе располагаются две смежные антиклинали — опоры, тем благоприятнее механические условия для возникновения приоткрывания.

Между условиями залегания отдельных граней контактовой поверхности и величинами их приоткрываний имеется связь. Она определяется характером относительного перемещения пород вдоль контактовой поверхности. Это движение неоднородно. На каждом данном участке месторождения приоткрывающее движение направлено по падению структур II порядка, а само это движение центробежное. В табл. 31 приведены результаты расчета, определяющие направления этого движения. Исходные данные отнесены к минеральным телам участков Б и В, расположенным на противоположных крыльях антиклинальной структуры II порядка. На крыле северо-восточного падения расположен участок Б, осевая часть антиклинали — безрудна, участок В является ее юго-западным крылом.

Таблица 31

Расчет направления и величины смещения вдоль оси антиклинали

Грани	Элементы залегания граней и их рудоносность			Результат расчета
	Азимут падения	Угол падения	Минерализация в условных метропроцентах трех-окиси вольфрама	
I (участок В)	195°	35°	15°	Азимут вектора движения 180°
II (осевая часть)	115°	25°	0°	Угол наклона вектора 11°
III (участок Б)	40°	35°	10°	Величина смещения 40 м

Полученный результат указывает, что движение (сползание) направлено по падению южного крыла антиклинальной структуры. Вместе с тем происходит сползание пород кровли по крыльям этих поперечных поднятий; оно направлено перпендикулярно оси антиклинали II порядка. Одновременно кровля участвует в общем движении вниз от свода плутона и, таким образом, результирующее движение ориентируется под углом к оси плутона и оси антиклинали II порядка.

Участки контакта с падением в северных румбах по отношению к этому косому направлению движения пород будут встречными опорными, вследствие чего у их основания могут быть отслоения, тем интенсивнее, чем круче препятствие. Крупные дайки также играют роль упоров, иногда настолько массивных, что они могут вообще остановить движение сползающих масс.

В условиях пологого интрузивного контакта разломы, дайки и зоны гидротермальных изменений займут секущее по отношению к нему положение и явятся рудоподводящими каналами. По мере удаления от этих структур интенсивность оруденения снижается. Для проверки рудоподводящего значения зон гидротермальных изменений проведено сопоставление интенсивности оруденения на участках с различной густотой этих зон, примыкающих к контактовой поверхности со стороны гранитоидов, в северной части рудного тела. Исследуемая площадь от Западного сброса до дайки лейкократового гранита, ограничивающей площадь с восточной стороны, разделена на 14 полос шириной по 10 м. Так как полосы ориентированы по простиранию зон гидротермальных изменений в гранитах, то интенсивность оруденения должна зависеть преимущественно от плотности и частоты проявления измененных зон; другие факторы, такие, как наличие даек, волнистость контактовой поверхности во всех полосах, действуют одинаково и поэтому на выводы не влияют. Полосы разделены на три участка с различной густотой зон: первый участок (полосы 1—4) измененных зон не имеет, второй участок (полосы 5—10) характеризуется максимальной густотой зон, третий участок (полосы 11—14) — зоны развиты слабо. Для каждого участка определены средние метропроценты триоксида вольфрама. Оказалось, что наибольший метропроцент (3,02) приходится на первый участок, где зоны изменения практически отсутствуют, на втором участке он составил 2,93 и на третьем — 2,32 метропроцента. Следовательно, измененные зоны оказывают только общее влияние, но не выявляются самостоятельно. Оруденение слабее при удалении от Западного сброса.

Роль даек видна по распределению изоволь; их наибольшие значения приурочены к зальбандам даек, особенно в прогибах контактовой поверхности. Однако в куполах даже при наличии даек оруденение слабое или вовсе отсутствует. В общем, контакты даек являются не только рудоподводящими, но и рудолокализирующими структурами.

Основой для геолого-прогнозной карты рудного поля явилась инструментально составленная крупномасштабная геолого-структурная карта (рис. 47).

При картировании интрузива трещинная тектоника изучалась по следующей программе: 1) систематические замеры элементов залегания прототектонических трещин в приконтактной полосе — для реконструкции морфологии интрузива; 2) массовые замеры трещин в различных позициях контакта с известняками с целью выявления особенностей деформаций контактовой поверхности; 3) документация рудных тел с отражением особенностей их строения, состава и морфологии; 4) зарисовки различных геологических соотношений, важных для понимания условий локализации скарнов и рудной минерализации. Обработка и анализ этих данных позволили прояснить историю формирования трещиноватости интрузива и реставрировать морфологию его кровли в размытой части, а также расшифровать структуру пород кровли — мраморизованных известняков, сланцев, кварцитов и скарнов.

В процессе картирования интрузива и пород кровли в изостратах (Королев, Шехтман, 1965) систематически изучались дайки (состав, условия залегания, мощность, вторичные изменения, возрастные соотношения), крупные элементы разрывной тектоники (строение, условия залегания, морфология, минерализация и возрастные взаимоотношения), положение осей складок и их поведение по простиранию, границы зон гидротермальных изменений различного состава (анкеритизация, доломитизация, окварцевание), проявления различных индикаторов рудной минерализации (состав, интенсивность). Одновременно строилась система взаимно пересекающихся разрезов через интервалы 100 м — до глубины, обеспечивающей отражение положения контактовой поверхности интрузива. Разрезы увязывались между собой и со структурной картой. По данным разрезов и имевшихся разведочных пересечений построена структурная карта кровли интрузива в изогипсах.

На карте выявилась сложная волнистая форма контактовой поверхности. Основой является волнистость II порядка, направленная вдоль склона интрузива и обусловленная изменением углов падения контакта по падению. Выявляется также волнистость III и IV порядков, оси которой ориентированы и по падению и по простиранию. Структурная карта подчеркивает ведущее значение продольных перегибов контактовой поверхности, выделенных в виде условных «антиклиналей» и «синклиналей». Поперечные перегибы представлены волнистостью более мелких порядков.

На структурной карте, на определенной геометрической поверхности показано размещение всех рудоконтролирующих факторов, охарактеризованных выше. На юго-востоке проведена граница распространения скарнов. Вся площадь перспективного

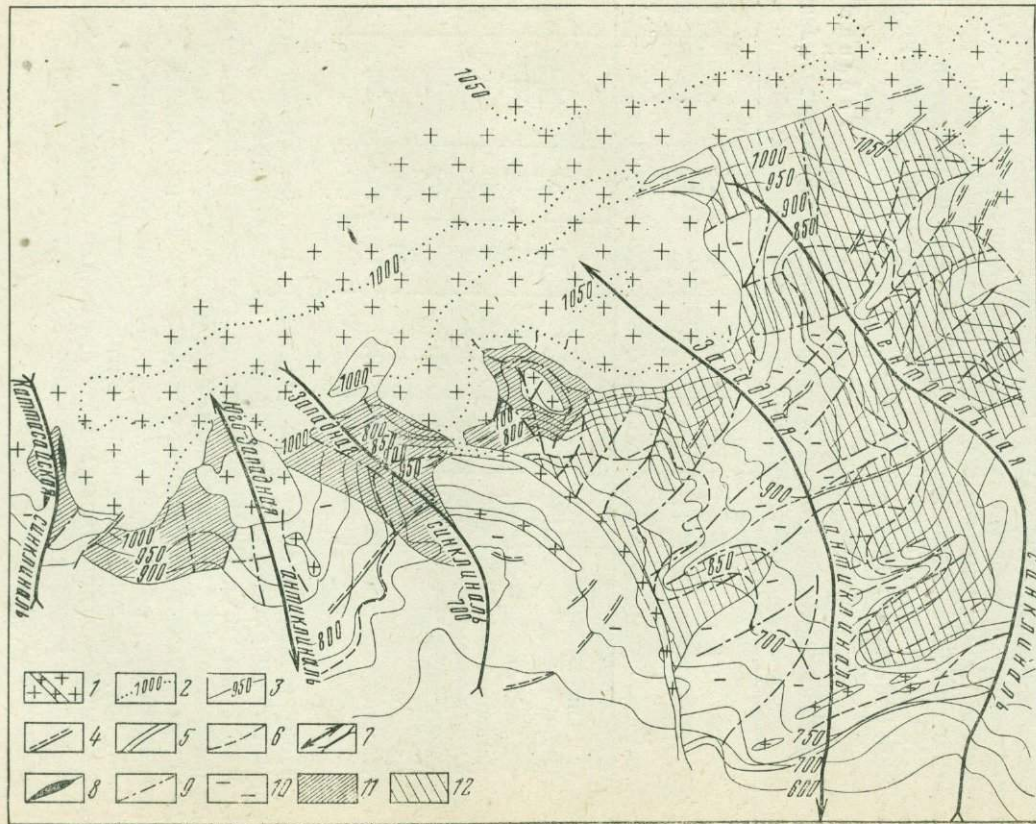


Рис. 47. Структурно-прогнозная карта месторождения контактового типа (фрагмент):

1 — изверженные породы; 2 — изогипсы контактовой поверхности на гранитах (реставрация); 3 — изогипсы контактовой поверхности под осадочными породами; 4 — разрывы; 5 — границы распространения сланцев под известняками; 6 — линии глубины контакта в 200 м от поверхности; 7 — оси складок (антиклинальных и синклинальных); 8 — скарны на выходах; 9 — границы структурных блоков; 10 — показатель неблагоприятности скарирования; 11 — площадь промышленных руд; 12 — площадь прогнозируемого оруденения

контакта разделена штриховой линией на две части — с глубинами залегания менее и более 200 м. Эти линии ограничили однородные участки, в пределах которых значение всех учетных факторов однообразно. Среди однородных участков имелись и разведанные. Их показатели использовались для сравнения.

Для целей прогнозирования размещения оруденения произведен анализ приоткрывания участков рудоконтролирующей контактовой поверхности; полученные при этом данные были использованы для построения диаграммы раскрытия граней (табл. 32). Их достоверность проверена сопоставлением с фактическими данными. По разведанным участкам взяты усредненные данные о метропроцентах (*a*) и сопоставлены с удвоенными значениями раскрытий (*b*), взятых с диаграммы. Это удвоение представляет в данном случае переход от раскрытий к теоретическим метропроцентам оруденения. В последнем столбце приведены отношения сравниваемых величин; они изменяются от 0,5 до 1,4, а в среднем близки к 1. Таким образом, достоверность оценок составляет $1 \pm 0,5$ ($P = 50\%$).

Таблица 32

Зависимость интенсивности рудной минерализации от элементов залегания рудоконтролирующего контакта

Рудные тела	Азимут падения, град.	Угол падения, град.	Среднее содержание, %	Метропроцент (<i>a</i>)	Удвоенное раскрытие (<i>b</i>)	Расхождение (<i>a-b</i>)	Отношение (<i>a:b</i>)
Участки:							
Первый	182	34	2,6	70	50	+20	1,4
Второй	245	35	0,44	12	10	+2	1,2
Третий	198	34	1,2	30	30	0	1,0
Четвертый	212	30	0,8	20	20	0	1,0
Юго-восточный	100	40	3,5	87	100	-13	0,9
Северо-восточный	40	25	0,8	20	30	-10	0,7
Первый-второй	40	35	1,0	25	50	-25	0,5
Восьмой	160	35	4,0	100	80	+20	1,2
Катта-Сай	50	60	3,0	75	100	-25	0,8

Полученные на диаграмме данные о распределении приоткрываний использованы при оценке перспективности участков прогнозной карты. Правильность диаграммы проверена также по фактическим данным по отработанной части рудного тела № 3, где элементы залегания определялись по изогипсам, а метропроценты оруденения — по рудничному опробованию (табл. 33). Изолинии метропроцентов выявляют компактную область высоких приоткрываний в пределах азимутов падения 170—210° и углов падения 30—40°. Повышенные значения метропроцентов связаны с дайками.

Сравнение фактических данных о минерализации с теоретическими

Рудные участки	Характеристика залегания			Раскрытие по диаграмме	Расхождения (\pm)
	азимут падения, град.	угол падения, град.	условные метропроценты		
Первый	100	40	35	50	-15
Второй	40	25	8	15	+7
Б	40	35	20	25	-5
В	182	34	26	25	+1
В'	245	35	5	5	0
В''	198	34	12	15	-3
В'''	212	30	8	10	-2
Г	160	35	40	40	0
Д	55	60	50	75	-25

Зоны повышенной трещиноватости как фактор, контролирующей размещение оруденения, могут быть учтены качественно. Сочетание рассматриваемых факторов позволяет оценить перспективы площади рудного поля на основе его структурной карты. При этом принято: 1) направление движения по основному крылу 120° , угол 30° ; 2) разделение структурных позиций участков на четыре группы — осевые части прогибов, согласные крылья, встречные крылья, осевые части выпуклостей; 3) раскрытие для крыльев, определяющееся по диаграмме; 4) раскрытие для осевых частей прогибов, принятое по аналогии с данными разведки, но на 25% выше определенного для смежного согласного крыла; 5) раскрытие для осевых частей выпуклостей, принятое на 25% ниже смежного встречного крыла; 6) сжатие для участков крыльев, располагающихся дальше, чем в 150 м от ближайшей оси складки; 7) промышленное оруденение, начиная с раскрытия 0,25 К, т. е. внутри площади диаграммы, ограниченной изолинией 25; 8) особо выделяются зоны повышенной трещиноватости.

Все эти положения были учтены при выделении перспективных площадей на структурно-прогнозной карте. Как видно по этой карте, главная прогнозная площадь расположена в Центральной синклинали к югу и юго-западу от рудного участка.

После составления рассмотренной прогнозной карты на рудном поле проведены значительные разведочные работы (пробурено более 1600 скважин, охвативших всю прогнозную площадь), позволившие осуществить сопоставление структурно-прогнозных карт, составленных на разных стадиях изучения, с фактической рудоносностью, выявленной в процессе разведки.

Ниже приведены результаты сопоставления структурных карт кровли интрузива, составленных на разных стадиях изучения рудного поля:

Число замеров гипсометрических отметок кровли интрузива	292
Сумма отклонений без учета знака	24 147 м
Среднее абсолютное отклонение	± 82 м, или 25%
Сумма отклонений с учетом знака	+2785
Среднее приведенное отклонение	+9 м, или 3,6%

Следовательно, положение кровли интрузива определено с точностью ± 82 м, что при средней глубине ее залегания 300 м составляет $\pm 25\%$.

Проведенное сопоставление данных разведки намеченных перспективных площадей с прогнозными оценками (табл. 34) показывает, что для отдельных участков расхождение фактических и прогнозных площадей рудных тел составило 25 отн. % и выше, а для рудного поля эта разница снижается до 5 отн. %. Такое незначительное расхождение указывает, что факторы, контролирующие оруденение, были при прогнозировании выявлены и учтены достаточно полно и относительное их значение оценено правильно.

Таблица 34

Сопоставление рудных площадей

Наименование площадей	Площади, тыс. м ²	В % от общей площади
Общая площадь	10 740	100
Площадь промышленных руд (фактическая)	4 576	43
Площадь промышленных руд (прогнозная)	4 515	42
Совпадающая рудная площадь	2 132	20

Однако контуры фактических и прогнозных площадей оруденения в большинстве случаев не совпадают. Совпадающие площади рудных тел составляют примерно половину фактических рудных площадей. Линейное отклонение рудных контуров составило в среднем ± 103 м. Следовательно, при прогнозировании были допущены неточности в построении геологических линий, особенно в отношении положения в плане положительных форм контактовой поверхности.

СТРУКТУРНО-ПРОГНОЗНАЯ ПРОЕКЦИЯ КРУТОПАДАЮЩЕГО СЕКУЩЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рассмотрим месторождение, расположенное на северо-восточном крыле крупной антиклинали восток-северо-восточного простирания. В настоящее время она глубоко размыта. Ось антиклинали проходит по центральной части залегающего в ее ядре гранитоидного массива. Северо-восточное крыло антиклинали осложнено древним разломом северо-западного направления, вдоль которого происходили неоднократные эффузии и интрузии.

В геологическом строении месторождения участвуют интрузивные, эффузивные и осадочные породы среднего и верхнего палеозоя. В северной части площади обнажаются мраморизованные известняки, прорванные на востоке и северо-востоке гранитоидами. В зоне их контакта образованы гранат-эпидотовые скарны, содержащие магнетит, шеелит и полиметаллы.

Основными рудовмещающими породами являются гранодиориты и монцититы, занимающие большую часть площади. Они характеризуются высокой хрупкостью и интенсивно изменены, причем в гранодиоритах преобладает альбитизация, а в монцититах — скаполитизация. Наиболее крупной складчатой структурой площади является недостаточно четко выраженная антиклиналь северо-западного направления, ядро которой сложено отмеченными выше гранитоидами.

На площади развиты две основные системы крупных разрывных нарушений — древняя северо-западного и более молодая северо-восточного направлений. К первой относится крупный разлом, маркируемый многочисленными дайками основного состава, породами жерловых фаций и останцами покровных эффузивов. Разломы второй системы варьируют по направлению от северо-восточных до субмеридиональных и создают сложное блоковое строение (рис. 48). Внутри этих блоков развиты системы трещинных зон северо-восточного направления, с которыми связаны многочисленные рудные тела. Основной является Главная рудная зона, по которой и составлена вертикальная структурно-прогнозная проекция, описываемая ниже.

Главная рудная зона представляет собой минерализованный разлом северо-восточного простирания с крутым падением на юго-восток. Общая схема строения рудной зоны определяется наличием основного мощного разлома, сопровождаемого интенсивной альбитизацией вмещающих пород с подчиненными ему жилами и прожилками гранатовых и скаполитовых скарнов; основной разлом осложняется серией оперяющих трещинных ответвлений. Эти ответвления отделяются от основного разлома под острым углом и «уходят» дальше с меньшими азимутами простирания; в лежачем боку они встречаются значительно реже.

На месторождении выделяются следующие структурно-минеральные комплексы — дорудные и внутрирудные гипогенные: 1) жилы и дайки аплита, 2) альбитизированные гранодиориты, 3) альбитовые породы, 4) скаполитовые жилы и скаполитизированные породы, 5) гранатовые жилы, прожилки и гнезда, 6) проявления сульфидных руд, 7) зоны дробления и пиритизации, 8) прожилки барита; 9) жилы брекчий с кальцитовым цементом, 10) прожилки кальцита, 11) проявления нонтронита, хризоколлы, каолинита и др.; 12) послерудные сбросовые нарушения. Совокупность этих структурно-минеральных компонентов и создает рудную зону.

Аплиты встречаются крайне редко в виде небольших даек. Альбитизированные гранодиориты хотя и распространены довольно широко, однако практически они безрудны, лишь иногда содержат убогую вкрапленность сульфидов или шеелита. Альбитовые породы представляют собой результат интенсивной альбитизации гранодиоритов вблизи основного разлома. Распростра-

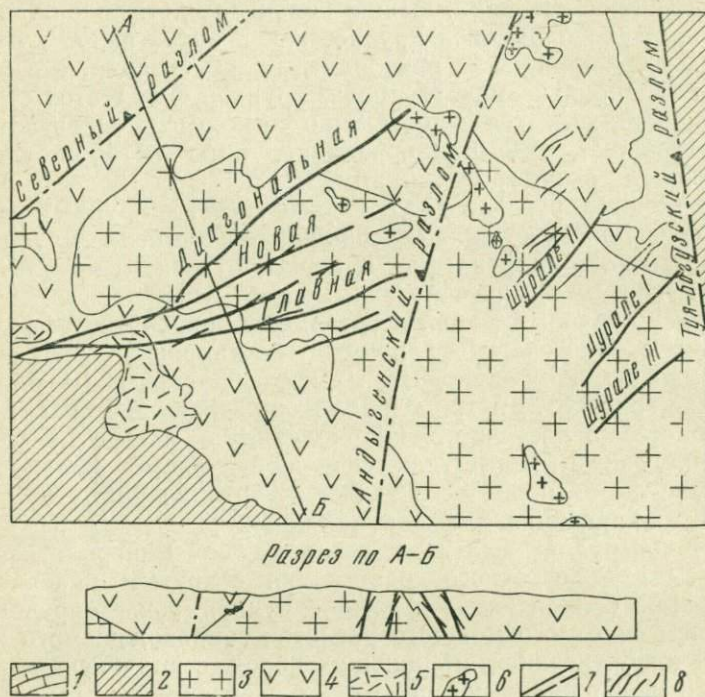


Рис. 48. Схематическая геологическая карта месторождения секущего типа: 1 — известняки; 2 — эффузивы; 3 — гранодиориты; 4 — монзониты; 5 — пироксеновые диориты; 6 — гранит-порфиры; 7 — разломы; 8 — рудные зоны

нение альбитовых пород вдоль рудной зоны неравномерное: они образуют раздувы, оперяющие прожилки. Везде содержат тонкую вкрапленность шеелита и почти всегда в промышленных значениях, составляя основную массу рядовых руд. Скаполитовые жилы и зоны широко распространены и содержат заметную вкрапленность шеелита. Гранатовые жилы и гнезда представляют важнейший структурно-минеральный компонент рудной зоны. Вместе с гранатом в них присутствуют: шеелит, кальцит, скаполит, иногда халькопирит. Сульфиды имеют спорадическое распространение. Представлены халькопиритом и пиритом. Обычно связаны с гранатовой породой и шеелитом. Пиритизированные

зоны достаточно многочисленны, но не имеют практического значения.

Рудовмещающие трещинные структуры ориентированы обычно в двух направлениях — вдоль рудной зоны и косо к ней, под углом 15—20°; отходят главным образом в сторону висячего бока. Иногда на некотором расстоянии эти оперяющие структуры изгибаются до положения, параллельного основному направлению.

Локализация гипогенной минерализации и оруденения тесно связана с трещинами. Это в равной степени относится как к заполнению пустот, так и метасоматозу. Метасоматическое замещение более всего развито в тектонически ослабленных участках, приуроченных к совокупностям трещин, образующих отдельные сложные разломы. Можно принять, что мощность жильобразных и линзообразных тел является показателем степени приоткрывания контролирующих их трещин. Приняв это положение, можно сравнивать между собой условия приоткрывания для различных систем трещин, контролирующих размещение определенных минеральных компонентов в разных частях рудной зоны. Для этого плотность распределения трещин, контролирующих альбитовые, скаполитовые и гранатовые образования, определялась на стереографических проекциях. Одновременно строились стереографические проекции тех же трещин с распределением метропроцентов и мощностей (рис. 49, 50). На проекциях видно, что в целом распределение мощностей гидротермально-измененных пород и метропроцентов (по шеелиту) совпадают. Следовательно, они образовывались при одинаковом плане деформаций. Однако при дальнейшем детальном изучении выяснилось, что главные минеральные компоненты размещены различно, особенно в диагонально-перистом типе трещин. Во многих случаях различные минеральные образования контролируются одной и той же трещиной, в других — трещины выполнены однородной, простой по составу минерализацией.

Обращает на себя внимание тот факт, что непосредственно у сочленения трещин оперения с основным разломом оруденение весьма слабое. Это наблюдение проверено на оперяющих трещинах, полностью вскрытых в ходе отработки. Поэтому на проекциях рудных зон вдоль линии причленения оперяющей трещины к основному разлому выделены 5-метровые полосы, по которым отдельно подсчитаны средние метропроценты (табл. 35).

Таким образом, вблизи сочленения трещин породы оказываются сжатыми и их меньшая проницаемость неблагоприятна для прохождения растворов. В центральной части оруденение отчетливо тяготеет к трещинам основного направления, имеет равномерное распределение и низкие содержания. Так, наиболее значительное рудное тело связано с линзой гранатовых пород. Основная масса рудных тел подчинена трещинам основного направления. Для Главной зоны характерны рудные тела в следующих структурах: 1) сопряжения, 2) искривления и 3) пере-

сечения. Основная масса руды распределяется в двух первых типах.

Рассмотренные особенности размещения оруденения позволяют наметить ведущие рудообразующие, рудораспределяющие и рудолокализирующие структуры (табл. 36).

Следовательно, структурные факторы рудоотложения являются решающими и должны подвергаться специальному изуче-

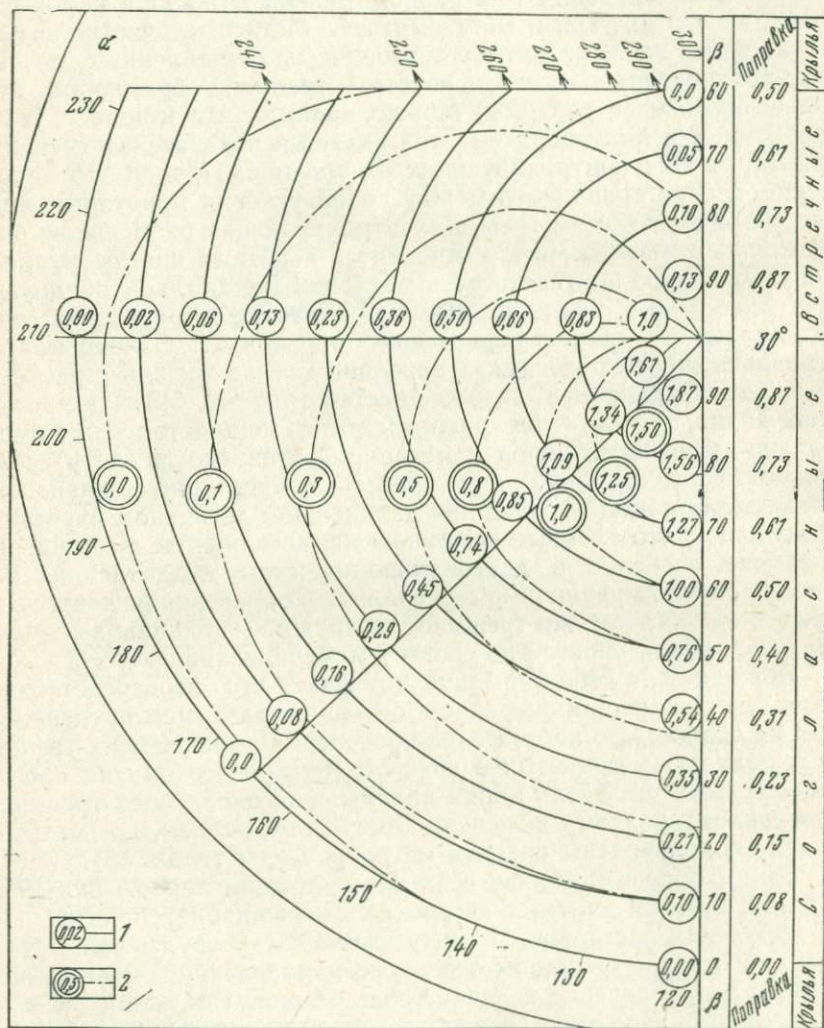


Рис. 49. Распределение раскрытий в поле элементов залегания:
1 — изолинии в долях К; 2 — изолинии раскрытия

Поведение минерализации при удалении от трещины

Удаление, м	Значение метропроцентов в полосах					
	15-10	10-5	5-0	0-5	5-10	10-15
Трещина № 1	2,60	1,95	1,90	1,80	1,90	
Трещина № 2	—	—	1,20	1,40	1,20	1,40
	Полосы к западу — внутри острого угла			Полосы, ближние к трещине		Полосы к востоку

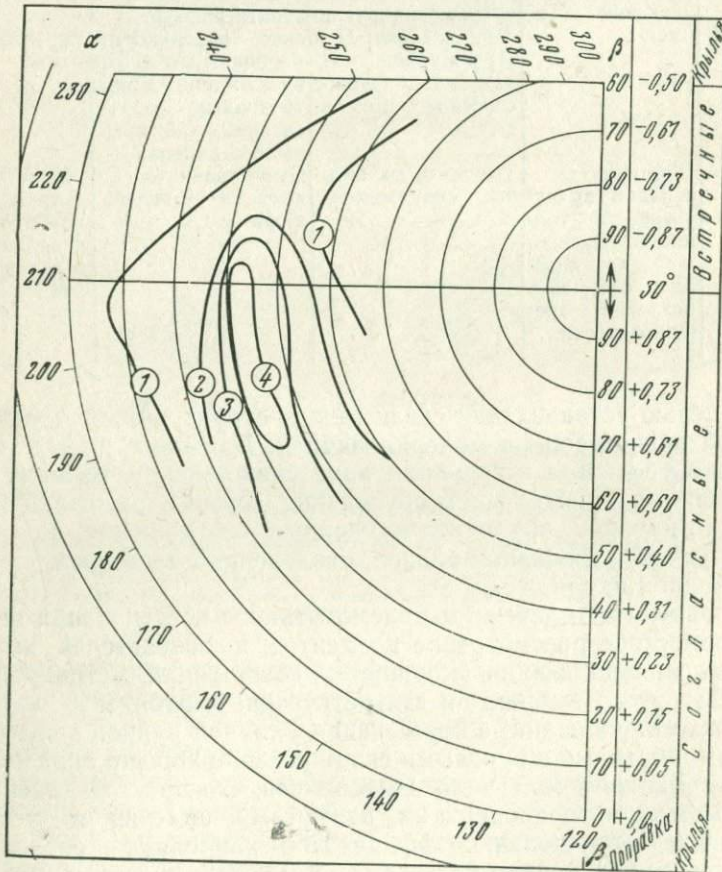


Рис. 50. Фактическое распределение раскрытий в поле элементов залегания
изолинии $m\%$:

Линиями обозначены равные значения метропроцентов (цифры в кружках) месторождения контактового типа.

Рудоконтролирующие факторы рудного поля секущего типа

Группы факторов	Тектонические		Формационные	Магматические и физико-химические
	складчатые	разрывные		
Рудообразующие	Прогиб на крыле антиклинали II порядка	Пересечение древнего северо-западного разлома II порядка более молодыми северо-восточными разломами того же порядка	Возможное наличие на глубине карбонатных пород как источника кальция	Развитие грайодиорит-монцитовых пород
Рудораспределяющие	Существенного значения не имеют	Северо-восточные и субмеридиональные разломы II и III порядков, создающие блоковое строение площади	Крутозалегающие стратиграфические поверхности карбонатных и вулканогенных интрузивных образований как пути выноса кальция	Существенного значения не имеют
Рудолокализирующие	Широкие складки вулканогенной толщи определяют локализацию скарнов и развитие трещиноватости	Трещины, их изгибы, сопряжения	Существенного влияния не оказывают	Развитие скарнов, альбититов, скаполитов и других метасоматитов

нию с целью установления связи между структурными формами Главной рудной зоны и минерализацией. Для этого прежде всего нужно убедиться в существовании связи между элементами залегания и распределением оруденения. Затем следует найти ее форму и, наконец, объяснить найденные соотношения с точки зрения условий движения блоков, разделенных трещиной, и приоткрыванием вдоль нее.

Основным методическим приемом такого исследования является совместное рассмотрение элементов и показателей интенсивности минерализации (мощностей, содержаний, метропроцентов). Для этого выбраны и статистически обработаны полные и надежно опробованные пересечения Главной рудной зоны горными выработками и буровыми скважинами с хорошо определенными элементами залегания. Выяснилось, что простой линейной связи между метропроцентами, азимутами падения и углами падения нет — значения коэффициентов корреляции оказались соответственно равными 0,05 и 0,09, т. е. очень низкими. Вместе с тем корреляционные отношения, указывающие на наличие нелинейной связи, оказались достаточно высокими: между метро-

процентами и азимутами 0,63, между метропроцентами и углами падения 0,84. Коэффициент сопряженности оказался равным 0,146, т. е. значительно больше нуля.

Для выяснения формы связи построены диаграммы (рис. 51, 52), в которых все данные сгруппированы по классам элементов залегания объемом 5° каждый. Для каждого класса было

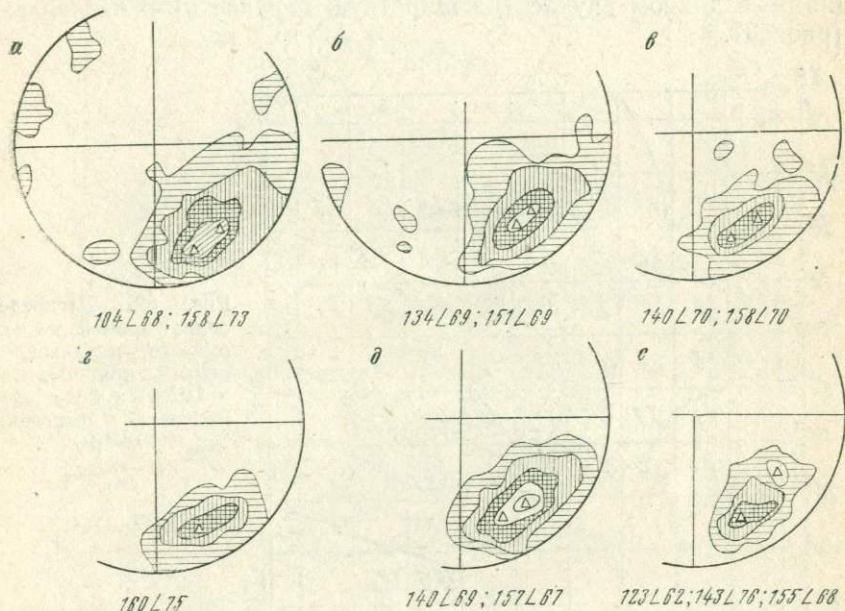


Рис. 51. Стереорафические проекции минерализованных трещин:

На схемах разной штриховкой выделены площади, ограниченные изолиниями, отражающими частоту встречаемости трещин одного и того же залегания; треугольники — фокусы наиболее распространенных систем трещин (под схемами показаны элементы их залегания)

a — данные статистической обработки всех 526 трещин, выявленных в пределах изучавшейся рудоносной зоны, в том числе: *б* — диагонально-перистый тип трещин (396 замеров); *в* — параллельно-перистый тип (75 замеров); *г* — веерно-перистый тип (130 замеров); *д* — по всей зоне с учетом мощностей трещин (506 замеров); *е* — по всей зоне с учетом метропроцентов оруденения (305 замеров)

определено среднее арифметическое из относящихся к нему значений метропроцентов; например, для класса с аз. пад. 70—75 и 60—65° он составил 4,2. Для ясности на диаграмме проведены изолинии метропроцентов.

На диаграмме отчетливо выделилось безрудное поле в левом верхнем углу, соответствующее крутым углам падения при субширотных падениях. Нижняя часть расплывчата вследствие недостаточности данных; интенсивность оруденения при пологих углах, по-видимому, увеличивается. Четко выделяется максимум метропроцентов в точке с аз. пад. 65—70°, угол 65°. Для азимута 70° максимум приходится примерно на угол 60°, для азимута

55° — на угол 75°. Такова линия максимумов. Очевидно, она выражает нелинейную связь залегания с минерализацией. Как будет показано далее, эта связь характерна при косом смещении вдоль сложной коробленных поверхностей. Из приведенного примера видно, что рельеф поверхности рудолокализирующей структуры должен быть детально изучен. Геометризация крутых тектонических поверхностей осуществляется на вертикальных проекциях — в данном случае (на широтную плоскость) в изолонгах (рис. 53).

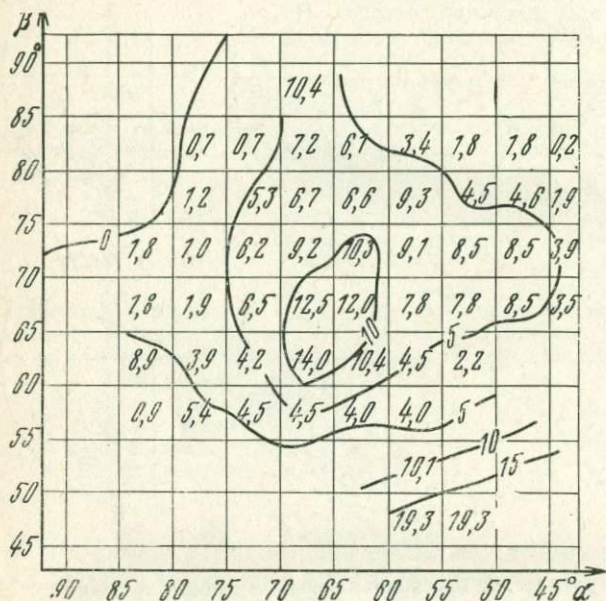


Рис. 52. Распределение промышленных руд (в металлопроцентах при борте = 0,2%) в поле элементов залегания $\alpha < \beta$

При рассмотрении проекции становится очевидным, что рудный разлом обладает чрезвычайно сложной и неоднородной формой поверхности. Изолонги выявили форму лежащего бока рудной зоны, представляющую собой коробленную поверхность. В общем, она состоит из чередования граней, имеющих сравнительно более меридиональное простирание и пологое падение, с гранями широтного простирания и крутого падения. Форма граней в основном неправильно четырехугольная. Элементы залегания каждой грани показаны дробью в кружках, где числитель — азимут простирания, а знаменатель — угол падения. Для изучения представленной на проекции топографии лежащего бока рудной зоны отвлечемся от обычных представлений об элементах залегания и рассмотрим изображенную многогранную топографическую поверхность как таковую.

В этом случае поверхность разлома представляет часть склона, наиболее высокая точка которого расположена в левом ниж-

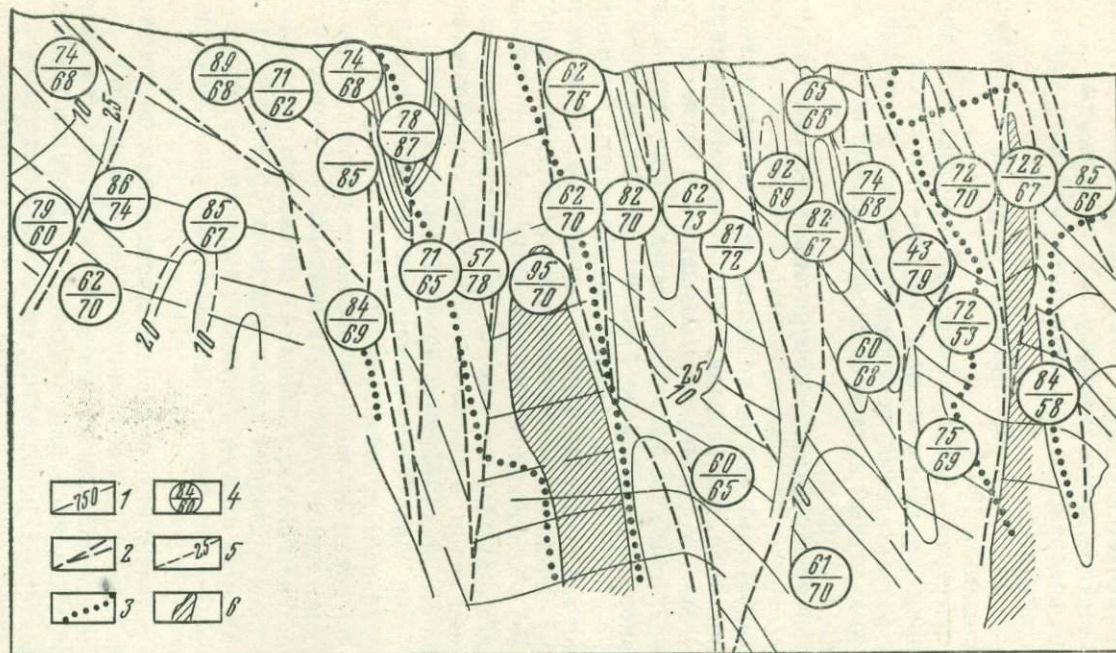


Рис. 53. Месторождение секущего типа. Проекция сложного разлома главной рудной зоны в изолонгах и размещение вдоль него вольфрамового оруденения (фрагмент структурно-прогнозной карты вольфрамового месторождения).

1 — изолонги (линии равных расстояний от вертикальной плоскости проекции); 2 — ребра граней; 3 — линии сочленения оперяющих трещин; 4 — элементы залегания граней — вверх азимут простирания, вниз — угол падения; 5 — линии равных мощностей рудного тела с шеелитом (в см); 6 — безрудные площади

нем углу. Отсюда склон довольно отлого понижается в направлении вверх и направо. Рассматривая детально строение этого склона, можно отметить, что изгибы изолонг, обращенные выпуклостью вниз, образуют отлогие уступы на общей покатости склона. Всего намечается четыре четко выраженных уступа и еще несколько уступов, менее значительных по размерам.

Исследуемая поверхность лежащего бока обладает следующими закономерностями:

1) расстояние между второстепенными уступами оказывается постоянно близким к 100 м;

2) среднее расстояние между полосами крутого залегания склона имеет примерно такую же величину, как и в случае 1;

3) ребра в результате их пересечения имеют попеременно то восточный, то западный наклон со средней длиной полуволны того же порядка, т. е. 100 м;

4) оперяющие трещины часто приурочены к местам сочленения уступов со склоном.

Из этого следует, что уступы являются опорными гранями. Они или воспринимали, или передавали давление без приоткрывания. Участки пологого залегания в большинстве случаев находятся в условиях, наиболее благоприятных для приоткрывания. Возвращаясь вновь к рассмотрению склона, нужно представить себе движение по нему таким образом, чтобы уступы были опорами. Очевидно, это движение вниз по склону, т. е. слева вверх направо. В этом случае наиболее благоприятные условия приоткрывания будут в следующих позициях: 1) вдоль восточных обрезов уступов и тем сильнее, чем больше разница в залегании уступа и смежной грани, а также чем «положе» уступ, т. е. чем более широкое его простирание и круче падение; 2) вдоль полос крутого склона, образующих на нем как бы антиклинальные вздутия с седловидным приоткрыванием, т. е. в полосах выполаживания по падению; 3) вдоль основания оперяющих трещин, которые этим движением будут растягиваться (с учетом угла их приращения, о чем сказано выше); 4) менее благоприятными будут условия приоткрывания вдоль западных обрезов уступов, так как здесь явления смятия и проскальзывания более вероятны, а поэтому почти повсеместно развиваются узкие переходные грани.

Для более достоверного анализа распределения оруденения нужно знать направление и величину смещения (табл. 37).

Под влиянием вертикального движения всячий блок сложно коробленной трещинной зоны смещается, двигаясь в общем направлении вектора. Общеизвестно, что в результате этого движения нормальное соприкосновение боков трещинной зоны нарушается, причем результативное их соотношение на отдельных участках будет зависеть от положения граней по отношению к вектору. Различаются грани: сжатые, несущие, скользящие, приоткрытые и открытые.

Определение смещения по главной рудной зоне

Грани	Азимуты падения, град.	Углы падения, град.	Средние мощности, м
Западная	79	70	0
Рудная	64	70	0,07
Восточная	82	63	0
Вектор	70	22	0,35

Для того чтобы понять механизм приоткрывания, необходимо совокупность граней данной коробленной поверхности разделить на эти группы, а кроме того, для приоткрытых граней оценить величину приоткрывания.

На рис. 54 представлена диаграмма распределения приоткрываний при вычисленном положении вектора смещения: 70° , угол 20° . Полное открывание (100%) падает на грань 340° , угол 70° , перпендикулярную к вектору. От нее линия максимальных приоткрываний, склоняясь в сторону все более пологих углов, доходит до опорных граней, параллельных вектору. Квадратная рамка (рис. 55) показывает положение в этом поле диаграммы, приведенной на рис. 54. Сходства в конфигурации изолиний не наблюдается.

Эти расхождения объясняются отличием свойств горных пород от идеально жестких. В них происходят не только движение по разлому, но и пластическая деформация. Поэтому приоткрывания на основной массе пологих граней будут задавлены. Точно так же будут задавлены приоткрывания тех граней, ориентировка которых нормальна к вектору. Приоткрытыми останутся только косоориентированные грани. Следовательно, в теоретическую диаграмму нужно внести поправки. Для этого из диаграммы на рис. 54 определим средние значения метропроцентов (x) для различных азимутов простирания (y). Оказывается, что они удовлетворительно укладываются в уравнение прямой $y = 101^\circ - 3,5x$ при $x = 0$, $y = 101^\circ$. Это означает, что при азимутах падения граней более 100° приоткрывание их невозможно. На рис. 55 в колонке азимута 100° имеется ряд цифр приоткрываний, которые преодолены боковым давлением. Этим же способом учитывается влияние нагрузки пород кровли.

На последней диаграмме видно положение изолиний, сходное со статистической. Отсюда можно сделать вывод, что статистическая диаграмма отображает действительные природные закономерности распределения минерализации в зависимости от положения граней. Для уяснения особенностей распределения ми-

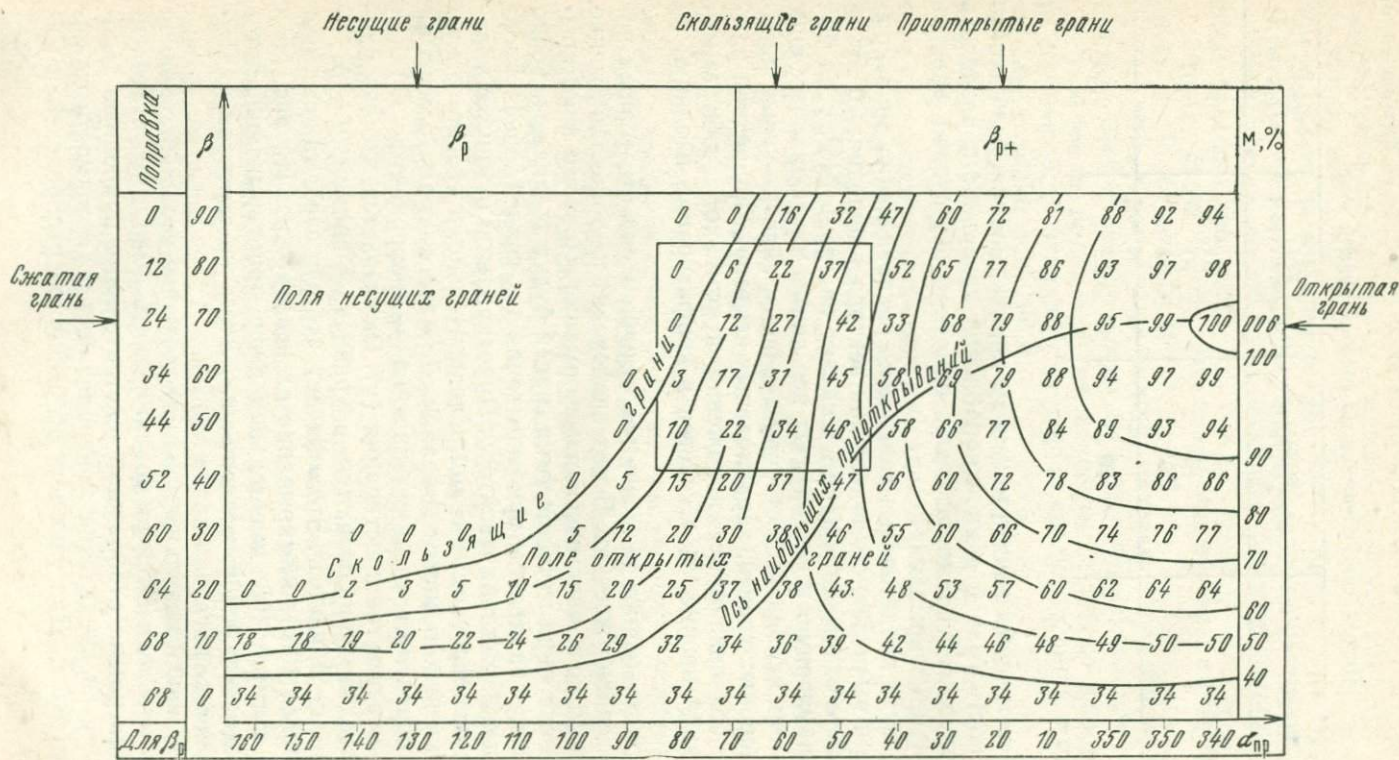


Рис. 54. Теоретическое распределение приоткрывания в поле элементов залегания. Вектор 70°, угол 20°. Числовые значения и изолинии приоткрывания даны в %

нерализации в Главной рудной зоне рассмотрено распределение альбитовой, скаполитовой, гранатовой пород и оруденения.

Выше было показано распределение альбитовых пород. В целом в них наблюдается вертикальная зональность, которую характеризуют следующие цифры средних мощностей по горизонтам: выше горизонта 600 м — 7,6 м, в полосе от 600 до 550 м — 6,7 м, в полосе от 550 до 500 м — 10,1 м, в полосе от 400 до 500 м — 17,0 м и в полосе от 300 до 400 м — 25,4 м.

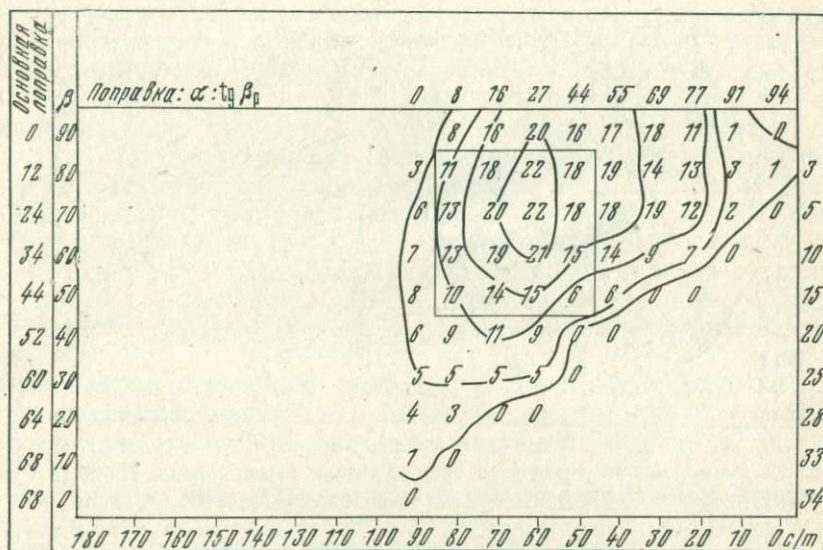


Рис. 55. Теоретическое распределение приоткрытий с учетом нагрузки и сопротивления. Вектор 70° , угол 20°

Характер альбитизации также изменяется. На верхних горизонтах она настолько интенсивна, что можно принять альбитовую породу за аплит, а на глубине альбит представлен главным образом мелкими прожилками.

Альбитизированные породы в целом образуют массивное тело, полого склоняющееся к западу. В нем выделяются три зоны с повышенными мощностями, согласные с общим склонением и связанные с полосами выполаживания разлома. Это тело пересекают узкие вертикальные полосы неальбитизированных пород, с которыми ассоциируют пять столбов.

В распределении граната вертикальная зональность не имеет четкого выражения. Столб гранатовой породы сужается на глубину. Обрезы столба фестончатые, западный положе восточного. В большинстве случаев мощности пород с гранатом и шеелитом имеют прямую связь.

Количество скаполитовой породы неравномерно увеличивается к западу. Такое ее распределение лучше всего объясняется приоткрыванием разрывного характера.

Распределение шеелита изучалось особенно тщательно: линии равных мощностей шеелита построены на детальном плане в изолонгах. Причем распространение его здесь почти непрерывно. На рис. 56 выделяется рудное тело западного склонения. Западный его обрез крутой, а восточный довольно пологий. В верх-

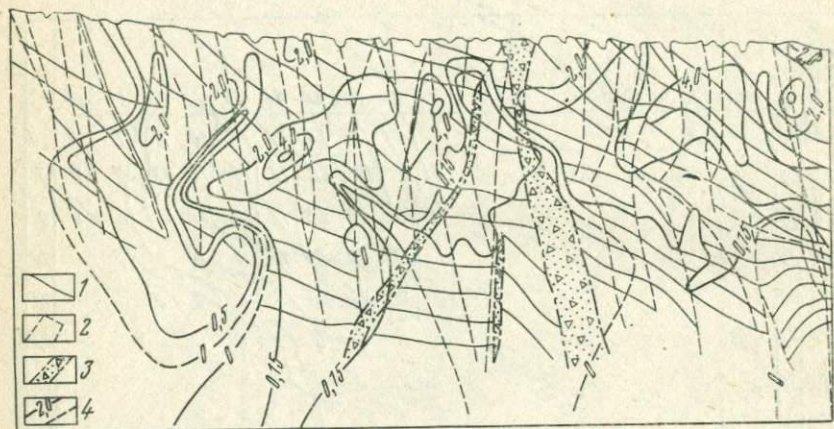


Рис. 56. Месторождение секущего типа. Главная рудная зона. Проекция на широтную вертикальную плоскость в изолонгах (фрагмент структурно-прогнозной карты)

1 — изолонги лежачего бока Главного рудного разлома; 2 — ребра граней; 3 — последующие разломы; 4 — метропроценты вольфрамового оруденения, установленные и предполагаемые

ней части рудное тело практически непрерывно, а ниже разделяется на пять столбов, имеющих почти вертикальное положение.

Изложенное с несомненностью показывает, что структурные факторы имели решающее значение в локализации минеральных компонентов Главной рудной зоны (см. рис. 56). Меняющееся направление смещения определяло изменения условий приоткрывания структурной поверхности. В период отложения скаполита вектор имел близкое к широтному направление и был почти горизонтален. Это определило приоткрывание главным образом оперяющих трещин разрыва и меньшее, но сравнительно однородное, приоткрывание Главной зоны. Наихудшими были условия в нижней восточной части зоны, где она выполаживается. В целом практическое отсутствие скаполита ограничено линией, имеющей пологое западное склонение. Содержание трехоксида вольфрама в скаполитовых породах в среднем высокое, но вследствие небольшой мощности шеелитоносность их в Главной рудной зоне самостоятельного значения не имеет.

В эпоху отложения альбита вектор имел направление порядка северо-восток 50° , угол 40° , которым определилось избирательное, но широкое приоткрывание граней в Главной зоне и сравнительно слабое в оперяющих трещинах. Распространение альбитизации имеет фестончатую форму. Альбитовая порода образует в Главной рудной зоне пять столбов, расщепляющихся книзу и все менее глубоких по мере продвижения на восток. Распределение шеелита в альбитовых породах, в общем, повторяет контуры внешнего обрамления столбов альбитизации.

Во время отложения граната вектор имел еще более меридиональное и крутое положение, порядка северо-восток 20° , угол 70° . В этих условиях приоткрывание зависело преимущественно от простирания граней, и все близкие к широтным полосы рудной зоны оказались несущими. Другие, наоборот, открылись на всю свою глубину, что привело к созданию глубоких и узких столбов гранатизированных пород. Внутри этих столбов распределение мощностей гранатовой породы и шеелита в ней повторяет контуры обрамления столбов. Распределение это прерывистое. В большинстве случаев мощности зон развития граната и шеелита обнаруживают прямую связь, закономерность которой затухает общим снижением шеелитовой минерализации на глубину.

В период отложения шеелита приоткрывание происходило под воздействием вектора смещения (северо-восток 70° , угол 20°). Вследствие этого вновь оказались несущими пологие грани глубин рудной зоны.

Как отложение минеральных компонентов, так и направления движений связаны постепенными переходами, вследствие чего картина потеряла отчетливость и уподобилась фотопластинке, на которую снято несколько объектов.

Для оценки достоверности описанной методики структурного анализа Главной рудной зоны и самой вертикальной прогнозной проекции спустя 15 лет после ее составления А. А. Сескутовым построены новая структурная карта и вертикальная проекция по данным, полученным в результате обработки Главной рудной зоны.

Оценка точности построения проекции в изолонгах произведена методом обратного построения изогипс. Наибольшее отклонение в плане изогипс раннего варианта от позднего достигает 20 м, а в среднем составляет $\pm 3,5$ м, т. е. построение изолонг следует признать достаточно точным.

Достоверность изображения формы поверхности разлома была проверена сопоставлением числа и размеров граней. Результаты сведены в табл. 38.

Фактические грани оказались крупнее прогнозных и в целом с более однородным залеганием.

Данные о достоверности прогнозирования рудных площадей сведены в табл. 39.

Результаты сопоставления положения изогипс по двум вариантам

Проекция	Общее количество граней	Средняя площадь грани, м ²	П ределы изменения залегания, грал.	
			азимут падения (от — до)	угол падения (от — до)
1946 г.	52	2100	133—192	48—80
1960 г.	35	1500	140—170	51—90
В %	150	150		

Таблица 39

Результаты сопоставления площадей развития рудной минерализации

Проекция	Общая площадь, тыс. м ²	Площадь, тыс. м ²	
		рудная	безрудная
1946 г.	153	120	33
1960 г.	157	130	27
В %	+103	+107	—90

При этом контуры рудных столбов оказались смещенными к западу на 10—30 м. Таким образом, оценка прогнозных запасов была произведена достаточно надежно.

СТРУКТУРНО-ПРОГНОЗНАЯ КАРТА РУДНОГО ПОЛЯ СЛОЖНОГО ТИПА

В геологическом строении района принимают участие породы палеозойского возраста. В его разрезе выделяется пять структурно-литологических ярусов, существенно различающихся между собой по свойствам пород. Нижний ярус образуют залегающие в основании слоистые, пластичные, химически слабо активные породы песчано-сланцевой толщи нижнего палеозоя. Мощность их более 2500 м. Второй ярус представлен слоистой, химически весьма активной карбонатной толщей девона, в которой горизонты известняков переслаиваются с доломитами. Мощность толщи до 600 м. Третий ярус сложен массивными чистыми, химически активными известняками нижнего карбона (до 1000 м). К четвертому ярусу относятся андезитовые порфириты

среднего карбона мощностью до 800 м; они характеризуются высокими механической прочностью, вязкостью, низкой проницаемостью. Пятый ярус образуют дацитовые порфиры и туфы верхнего карбона мощностью до 1400 м, имеющие высокие хрупкость и проницаемость.

Весь осадочно-вулканогенный комплекс имеет близкое к широтному северо-восточное простирание с преобладающим падением на север и северо-запад. Средние углы падения уменьшаются в более молодых толщах: от 60—65° в известняках и доломитах среднего девона до 10—15° в эффузивах верхнего палеозоя.

На севере района расположен массив гранитов доживетского возраста; на юге, в ядре антиклинория, размещаются ранневарисские гранодиориты со своей серией жильных дериватов. Контакт гранодиоритов с вмещающими сланцами и известняками осложнен многократными тектоническими движениями и представляет сложную тектоническую зону. Эта зона носит название Приконтактной и является основной рудовмещающей и рудоконтролирующей структурой рудного поля.

Строение площади отличается развитием крупных складчатых и разрывных структур. На юге и на севере располагаются Южная и Северная антиклинали, центральные части которых сложены массивами гранитоидных пород. Между антиклиналями размещается узкий синклинальный прогиб, замыкающийся на востоке. В этом прогибе сохранился наиболее полный разрез осадочных и вулканогенных толщ (рис. 57). Складки осложнены многочисленными разрывными нарушениями четырех направлений: восток-северо-восточного, северо-восточного, меридионального и восток-юго-восточного. Падение разломов первых трех направлений крутое (80—85°) на юго-восток и восток; исключение составляет Приконтактная зона, падающая на северо-запад под углами от 70 до 80°. Геологическое строение и морфология большинства разломов весьма сложные.

Послемагматический процесс протекал стадийно (выделяется 12 стадий) и характеризуется широким развитием гидротермально-пневматолитовой (безводные силикаты и ранние окислы) и гидротермальной (сульфиды, сульфаты, карбонаты, поздние окислы) минерализаций. Широко распространены известковые скарны пироксенового, гранатового и смешанного состава, образовавшиеся в течение гидротермально-пневматолитового этапа. Скарнами сложена большая часть рудных тел. Наиболее благоприятны для размещения полиметаллического оруденения пироксен-гранатовые скарны.

В рудоконтролирующих структурах скарны размещаются в основном на гранях более крутого падения. Это свидетельствует о том, что их локализация происходила в условиях сбросовых смещений по этим поверхностям (главным образом контакты даек), и указывает на преобладающую в момент формирования

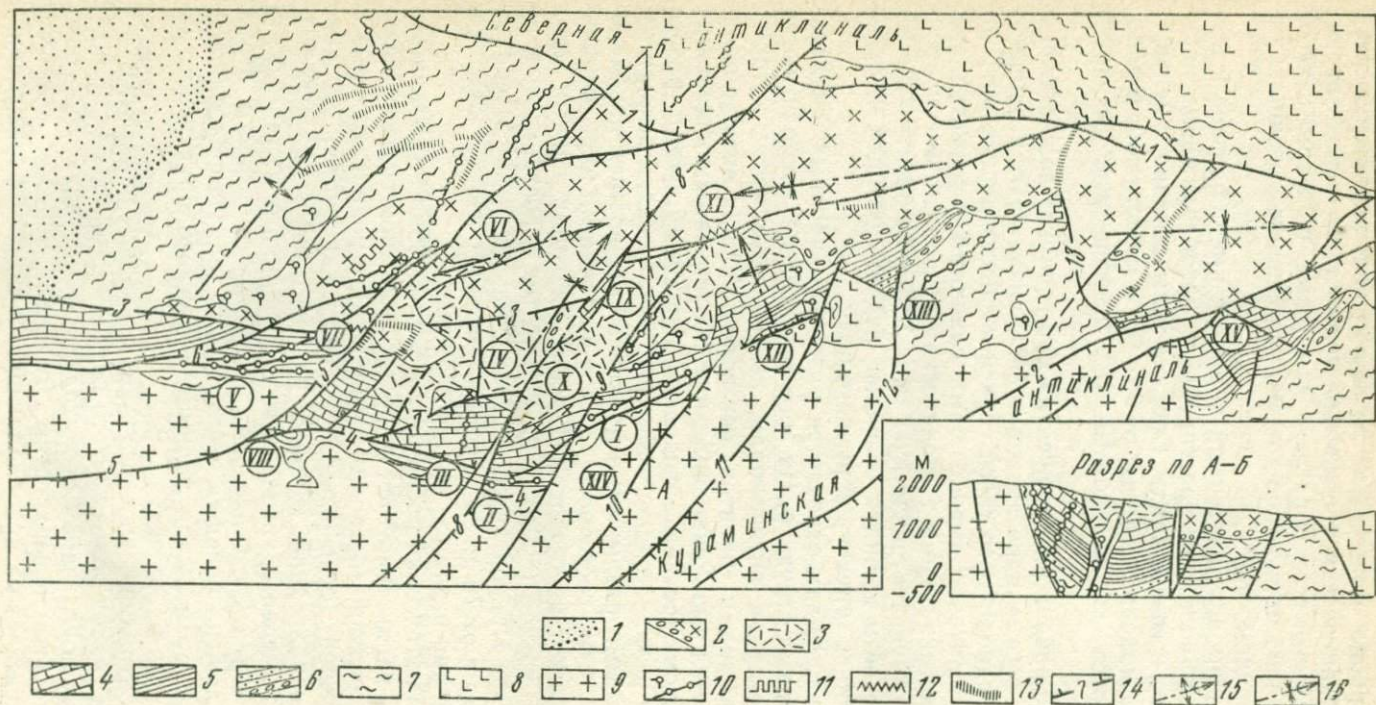


Рис. 57. Схема геологического строения рудного района со сложными условиями размещения оруденения:

1 — четвертичные и мел-палеогеновые отложения; 2 — вулканогенные отложения верхнего карбона; 3 — вулканогенно-эффузивные отложения среднего — верхнего карбона; 4 — карбонатные отложения нижнего карбона; 5 — карбонатные отложения верхнего девона; 6 — карбонатно-терригенные отложения среднего девона; 7 — терригенные отложения ордовика — нижнего силура; 8 — граниты предживетского возраста; 9 — гранодиориты (кураминские) среднекарбонového возраста; 10 — интрузивные дайки верхнепалеозойского возраста; минеральные жилы; 11 — баритовые, 12 — флюоритовые, 13 — кварцевые; 14 — разломы; оси складок: 15 — антиклинальных, 16 — синклинальных. В кружках — номера основных разломов

скарнов обстановку тектонического растяжения. Все послемагматические проявления локализируются либо непосредственно в разрывных нарушениях, либо в зонах их влияния. Важной особенностью послемагматического процесса является преобладание на ранних стадиях минералообразования метасоматического замещения над заполнением. Полиметаллическая минерализация образована в течение трех стадий. Подавляющая масса скарново-рудных тел локализована в известняках девона. Кроме свинцово-цинковой минерализации широко распространена флюоритовая и в меньшей мере — магнетитовая, образующие самостоятельные рудные тела. По структурно-морфологическим особенностям в месторождениях района выделено до 15 морфоструктурных типов, кратко охарактеризованных в табл. 40. Ведущее значение имеют тела в секущих контактах даек гранодиорит-порфиоров с известняками среднего и верхнего девона; заметную роль играют также согласные контакты интрузивных тел.

Таблица 40

Распределение запасов руды по типам рудных тел

Группы и типы рудных тел	Относительное значение (в % от общих запасов)
Согласные	
Рудные залежи метасоматического замещения благоприятных горизонтов	Менее 0,1
Тела в оперяющих трещинах отрыва, согласных с напластованием пород	0,1
Межформационные рудные залежи в туфоконгломератах в основании эффузивных толщ	3,5
В отслоениях деформированных пластов	0,2
Секущие	
В трещинах нормального приоткрывания	Менее 0,1
В искривлениях трещин скальвания	> 0,1
В системах субпараллельных трещин и разломов	> 0,1
В сопряжениях и разветвлениях трещин	5,0
В пересечениях трещин	1,5
В тектонических пакетах известняков	1,0
Контактовые	
В согласных контактах интрузивов	12,0
В секущих контактах крупных интрузивов	1,5
В секущих дайках и их контактах	71,0
Сложные	3,8
Итого	100,0

Приведенная характеристика рудных тел позволяет наметить главные группы рудообразующих, рудораспределяющих и рудо-локализирующих факторов (табл. 41).

Основу прогнозной карты составили следующие материалы: детальная геологическая карта, глубинные геологические разрезы, две структурные карты — одна в изогипсах кровли карбонатной толщи основного рудовмещающего яруса, другая — в изогипсах подошвы вулканогенной толщи верхнего палеозоя (рис. 58), тектоническая карта, отражающая морфогенетические особенности поверхностей разрывных нарушений (рис. 59), историю развития тектонических блоков и перемещений по ним, карта гипогенной минерализации (на структурно-тектонической основе). (Методику составления и содержание структурной и тектонической карт см. в подрисуночных подписях к рис. 58 и 59).

Разломами различных направлений площадь рудного поля разбита на однородные тектонические блоки, характеризующиеся индивидуальными особенностями геологического строения, планов деформаций и условий размещения оруденения.

По элементам внутреннего строения в каждом блоке обособляется ряд позиций — в складчатой структуре и относительно разрывных нарушений. На структурной карте они имеют свою порядковую нумерацию в каждом блоке. Этим позициям в пределах блока соответствуют довольно крупные площади: например, полоса вдоль всячего бока разлома, ограничивающего блок. Оконтуривание позиций производилось на вертикальных изометрических проекциях (рис. 60). Позиции подразделяются на однородные участки. Границами этих участков служат ребра граней с выдержанными элементами залегания и линии контактов пород, примыкающих к поверхности разлома. Площадь каждого участка подсчитывалась палеткой. Нумерация однородных участков самостоятельная в каждой позиции.

На структурных картах изогипсами выделены площади горно-технической доступности горизонтальными горными выработками (изогипсы 1400, 1000 и 700 м).

Важнейшим моментом прогнозирования является количественная оценка степени благоприятности для рудоотложения факторов, контролирующих размещение оруденения. Самостоятельную оценку значимости (в баллах) получили индикаторы скрытого оруденения — различные проявления гипогенной минерализации.

Для оценки степени благоприятности пород различного состава производились выборки содержаний по свинцу и цинку, по которым определялись степень рудоносности и средние их содержания. Степень рудоносности определялась как отношение суммарной длины рудных интервалов к общей длине всех опробованных интервалов по данной породе, выраженное в процентах. Показатель степени благоприятности вычислен как произведение среднего содержания (по сумме свинца и цинка) на

Рудоконтролирующие факторы рудного поля сложного типа

Группа факторов	Тектонические		Формационные	Мгматические (физико-химические)
	складчатые	разрывные		
Рудообразующие	Крыло антиклинория, ядро которого сложено гранитоидами	Сложный приконтактный разлом	Сложный трехчленный тип разреза — терригенные, карбонатные, вулканогенные толщи, прорванные интрузивными породами	Многочисленные дайки преимущественно гранитоидного состава
Рудораспределяющие	Изгиб антиклинория	Системы сколовых северо-восточных нарушений, секущих контактную зону	Наличие в разрезе карбонатных пород и различных стратиграфических поверхностей, контролирующих размещение скарнов	Известковые скарны биометасоматического и инфльтрационного генезиса
Рудолокализирующие	Значение очень ограничено	Системы сколовых и отрывных трещин, обуславливающие массовое дробление рудовмещающих скарнов	Локализация главной массы полиметаллического оруденения в скарнах, связанных со слоистыми глинистыми известняками	Подавляющее большинство скарново-рудных тел контролируется дайками гранитоидного состава

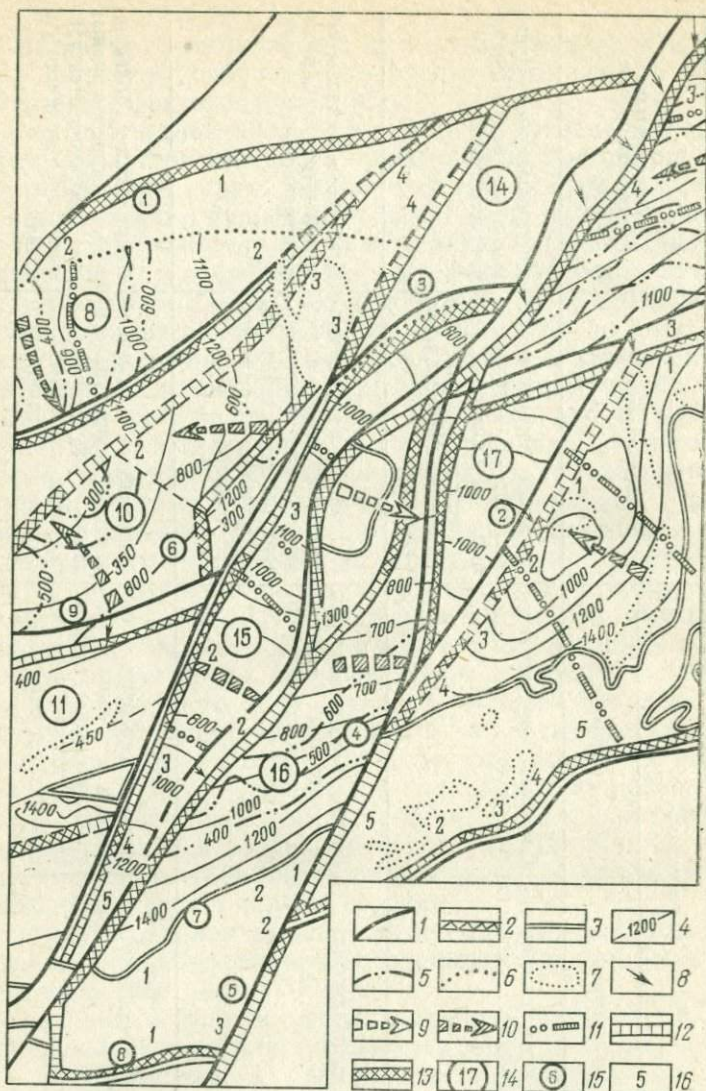


Рис. 58. Структурная карта рудного поля со сложным размещением оруденения (фрагмент) в изогипсах подошвы эффузивной толщи

1 — линии выхода разломов на дневную поверхность; 2 — линии выхода разломов на поверхность карбонатной толщи, перекрытой эффузивами; 3 — контур выхода карбонатной толщи на дневную поверхность; 4 — изогипсы поверхности карбонатной толщи; 5 — изоглубины залегания поверхности карбонатной толщи; 6 — граница распространения известняков под эффузивами; 7 — контуры выходов верхнепалеозойских интрузивных тел; 8 — проекция ребер граней, а также линий пересечения и сопряжения разломов; 9 — оси антиклинальных складок; 10 — оси синклинальных складок; 11 — границы структурных элементов складок; 12 — нагруженные грани разломов; 13 — разгруженные грани разломов; 14 — номера однородных тектонических блоков; 15 — номера однородных геологических позиций в блоках; 16 — номера однородных участков

степень рудоносности. Полученные показатели округлены и приведены к пятибалльной шкале (табл. 42).

Интенсивность оруденения зависит не только от вмещающих пород, но и от их сочетаний. Так, наиболее благоприятными оказываются контакты известняков верхнего девона с дайками гранодиорит-порфиров. Степень благоприятности различных сочетаний пород определялась как сумма оценочных баллов каждой породы.

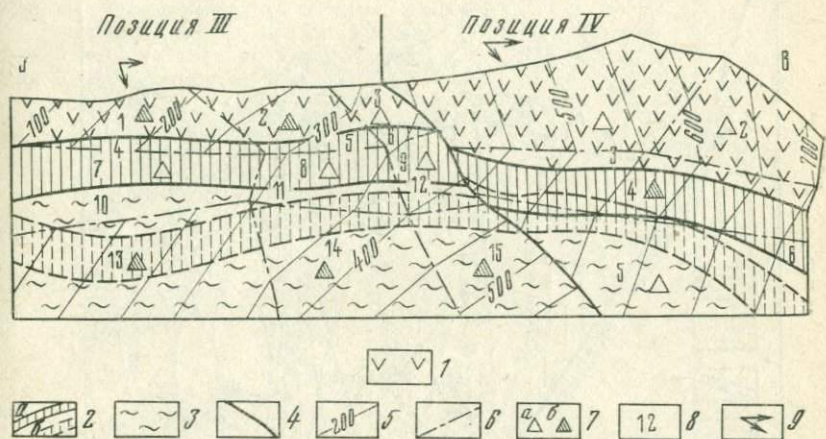


Рис. 59. Вертикальная проекция рудоконтролирующего разлома (фрагмент) в изолонгах на широтную плоскость:

1 — эффузивы верхнего палеозоя; 2 — известняки среднего палеозоя со стороны висячего (а) и лежащего (б) боков; 3 — сланцы нижнего палеозоя; 4 — линии сопряжения проектируемого разлома с оперяющими и пересекающими его нарушениями; 5 — изолонги поверхности изучаемого разлома; 6 — ребра граней между участками поверхности разлома с различными элементами залегания; 7 — тектоническое состояние границ: а — разгруженное; б — нагруженное; 8 — номера однородных участков; 9 — направление относительного смещения висячего бока

Структурные факторы оценивались по структурной позиции, по типам деформаций и по рудоконтролирующим разломам. Степень благоприятности элементов структуры определялась средними размерами рудных тел и количеством заключенных в них запасов, отнесенных к единице площади данного элемента. По полученным значениям рудоносности все элементы объединены в шесть групп. Их порядковые номера принимались в качестве оценочного балла. Группа с наиболее высокими показателями рудоносности оценена, таким образом, баллом 5, с наименьшими — имеет нулевое значение (табл. 43).

Из элементов разрывной тектоники оценивалось влияние разломов, создающих блоковую структуру площади. Детальное картирование разломов позволило дать им индивидуальную оценку благоприятности по линейным коэффициентам рудоносности (см. главу 6). При этом учитывался ряд общегеологических соображе-

ний о масштабах разломов, глубинах их заложения и истории развития. Эти оценки до некоторой степени являются эмпирическими, но тем не менее они достаточно точно отражают фактическую рудоносность разломов.

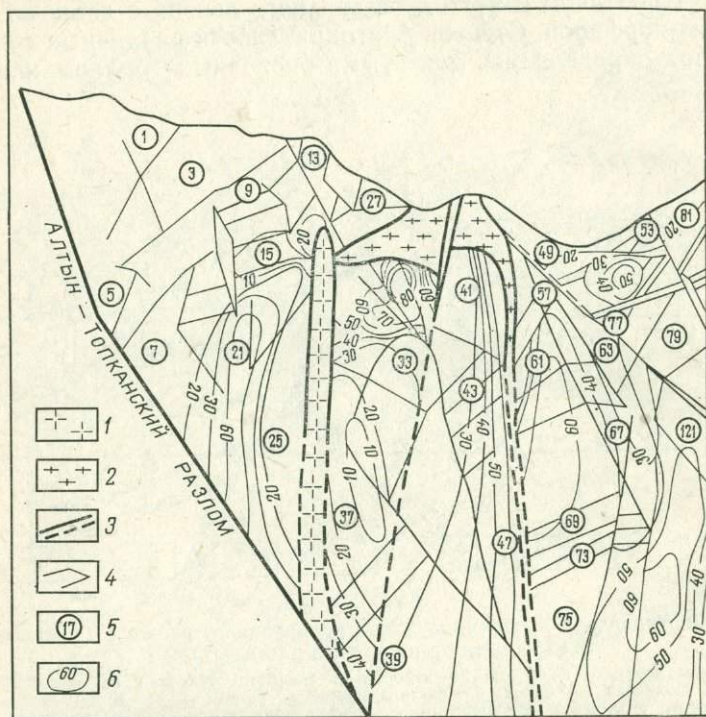


Рис. 60. Вертикальная проекция рудоконтролирующей поверхности — контакт интрузива, осложненный разломом (в изолонгах на широтную плоскость) с характеристикой размещения полиметаллического оруденения (фрагмент структурно-прогнозной карты Алтын-Топканского рудного поля).

1 — гранодиорит-порфиры; 2 — кварцевые порфиры; 3 — разрывные нарушения прослеженные и предполагаемые; 4 — ребра граней — границы участков рудоконтролирующей поверхности с однородными элементами залегания; 5 — в кружках даны номера граней; 6 — изолонии метропроцентов полиметаллического оруденения

В числе структурных факторов оценивались также проявления различного рода деформаций пород, наложенных на существовавшие структурные формы и обусловленные частными планами деформаций в отдельных тектонических блоках.

Для оценки значимости тектонического фактора были использованы данные о распределении мощностей рудных тел в Главной рудной зоне. С этой целью построена вертикальная изолонгическая проекция основной рудоконтролирующей поверхности зоны (контакт дайки гранодиорит-порфири с известняками) на широтную плоскость. На ней изолонгами, выражена сложная морфология рудоконтролирующего контакта, состоящего из раз-

Оценка благоприятности литологических факторов

Типы пород	Оценка, баллы
<i>Осадочные</i>	
Сланцы нижнего палеозоя	1
Конгломераты и песчаники среднего девона	3
Известняки среднего и верхнего девона	5
Доломиты среднего и верхнего девона	4
Известняки нижнего карбона	4
<i>Магматогенные</i>	
Андезитовые порфириты	1
Дациитовые порфиры и их туфы	2
Гранодиориты и граниты	4
Гранодиорит-порфиры	5
Гранит-порфиры	3
Кварцевые порфиры	1
Диабазовые порфириты	1
Лампрофиры	4
<i>Вторичные</i>	
Гранатовые скарны	3
Пироксеновые скарны	4
Пироксен-гранатовые скарны	5
Эпидозиты	4
Серицитовые породы	2
Хлоритовые породы	3
Окварцованные породы	2

личных семейств граней. Характеристика элементов залегания граней и их распространенность показаны в табл. 44. Из приведенных данных видно, что по частоте встречаемости резко преобладают грани северо-западного падения (отвечающие общим условиям залегания). На проекции изолиниями метропроцентов показано распределение рудных тел, иллюстрирующее зависимость их от элементов залегания рудоконтролирующего контакта. Эта зависимость отчетливо видна из данных, приведенных в последней колонке табл. 44. По рудовмещающей зоне в период формирования скарнов происходили сложные сбросо-сдвиговые (по часовой стрелке) смещения, приводившие к приоткрыванию граней с меньшими азимутами падения, но с более крутыми углами. В этих позициях сформировались наиболее мощные скарновые тела.

Последующие тектонические импульсы вызывали дробление скарнов и отложение полиметаллических руд, и хотя они происходили при иных планах деформации (в условиях субмеридионального сжатия), между мощностями скарнов и рудных тел наблюдается прямая зависимость (табл. 45).

Оценки благоприятности структурных факторов

Факторы	Оценка, баллы
<i>Структурные позиции по отношению к крупным складчатым формам</i>	
Осевая часть антиклинали	2
Северное крыло антиклинали	5
Осевая часть синклинали	4
Северное крыло синклинали	0
Осевая часть поперечных поднятий	1
Поперечные прогибы	3
<i>Структурные позиции по отношению к крупным разломам</i>	
Непосредственно в зонах разлома	5
Висячие бока разломов	4
Лежачие бока разломов	2
Вне зоны влияния разломов	0
<i>Деформации, связанные с развитием складок</i>	
Отслоения в слоистых породах в лежащем или висячем боку разлома	3
Отслоение в слоистых породах в связи с флексурными изгибами на крыльях антиклинали	4
Отслоения в сводах мелких блокированных антиклинальных складок	5
<i>Деформации, связанные с разрывной тектоникой</i>	
Развитие оперяющих трещин свола	2
Развитие оперяющих трещин отрыва	4
Массовое неориентированное дробление	5
Массовое ориентированное дробление	1

Таблица 44

Распределение граней рудоконтролирующей поверхности в Главной рудной зоне по элементам залегания

Семейства граней по азимутам падений	Пределы изменений		Число граней		Наибольшая мощность рудного тела, м
	Азимут падения, град.	Угол падения, град.	Всего	%	
Северо-западные	285—360	37—90	142	53	10
В том числе	320—360	70—90	100	36	60
Северо-восточные	0—48	35—90	38	14	40
Юго-восточные	107—165	30—90	75	28	10
В том числе	130—160	40—90	60	22	30
Юго-западные	205—225	70—80	14	5	20

Позиции, приуроченные к ослабленным участкам разлома этой зоны, получили оценку 5 баллов, а к прикрытым — 1 балл.

По минеральному составу наивысшую оценку в качестве ин-

Соотношение мощностей скарнов и рудных тел в Главной рудной зоне

Соотношение	Число наблюдений	
	Всего	%
Мощным скарнам соответствует мощное рудное тело	90	66
Мощным скарнам соответствует маломощное рудное тело	36	27
Неопределенные соотношения	10	7
Всего	136	100

дикаторов оруденения (5 баллов) получили признаки полиметаллической минерализации и 4 балла — наличие скарнирования, а также сульфидной и окисленной медной минерализации. Все они, как правило, образуют самостоятельные тела (интенсивная форма проявления). Остальные типы минерализации имеют обычно рассеянное распространение (экстенсивная форма). Сюда относятся эпидотизация, карбонатизация, серицитизация, хлоритизация, окварцевание. Эти изменения систематически оконтуривались в процессе геологического картирования (в том числе и зон разломов), получая при этом количественную оценку интенсивности проявления. Значимость их в качестве индикаторов определялась с учетом частоты и интенсивности развития в их пределах рудной минерализации (табл. 46, 47).

Оценка благоприятности каждого участка представляет собой суммарную оценку значимости всех факторов, учтенных в его пределах. Максимально возможная суммарная оценка однородного участка составляет 60 баллов. Как показали сопоставления оценок с запасами руд по детально разведанным участкам, ми-

Таблица 46

Оценка значимости в качестве индикаторов скрытого оруденения различных типов типогенной минерализации

Типы минерализации	Удельная частота встречаемости рудных проявлений (а)	Среднее содержание свинца, % (б)	Удельная рудоносность (а δ)	Оценочный балл
Рудопроявления свинца	—	—	—	5
Скарны и прочая сульфидная минерализация	—	—	—	4
Эпидотизация	0,12	0,52	0,0624	3
Хлоритизация	0,03	0,71	0,0213	2
Окварцевание	0,02	0,37	0,0074	1
Серицитизация	0,01	0,29	0,0029	1
Карбонатизация	0,01	0,26	0,0026	1

Оценка значимости гидротермальных изменений различной интенсивности (в баллах)

Интенсивность минерализации	Оценка
Порода не изменена	0
Слабые изменения (менее 10%)	1
Изменения составляют до 50% объема породы	2
Измененной части породы более 50%	3
Новообразованная порода	4

Примечание. Для скарирования эти оценки (кроме нулевой) повышаются на 1 балл.

нимальным значением суммарной оценки, при которой оруденение может еще иметь промышленное значение, оказалось 27 баллов.

Для детально разведанных участков, характеризующихся конкретной геолого-структурной позицией, было определено количество метропроцентов, приходящихся на 1 балл. Так, например, в Приконтактной зоне благоприятный участок имеет показатель 55 баллов, а средний метропроцент по всем разведочным пересечениям равен 40. Количество метропроцентов, приходящихся на 1 балл, составляет $40 : 55 = 0,73$. Для определения среднего метропроцента в аналогичном, еще не разведанном участке суммарная оценка его благоприятности в баллах умножается на полученное значение цены одного балла в метропроцентах.

Перспективные запасы по каждому участку определялись с учетом коэффициента рудоносности, выражающего отношение площади, занятой оруденением, к площади всего участка. Фактическое его значение варьирует от 0,4 до 0,8. В проводившихся подсчетах перспективных запасов он принимался равным 0,2. Перспективные запасы учитываются по интервалам глубин горнотехнической доступности отдельно по двум перспективным типам рудных тел: секущим и согласным. Такое разделение представляется целесообразным для обоснования методики поисковой разведки.

Из изложенного видно, что приемы и методы количественного прогнозирования, разработанные применительно к рудному полю со сложными условиями размещения руд, в значительной мере эмпирические. Но они вполне обеспечивают потребности направления поисково-разведочных работ и способствуют совершенствованию первичной геологической информации. Решающим условием высокой достоверности прогнозов явилось наличие геолого-структурной и тектонической карт. Проверка прогнозной карты (см. рис. 60), проведенная на наиболее перспективных площадях, показала высокую степень ее подтверждения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1956.
- Амирасланов А. А., Иванов Н. С.* Свинцово-цинковые месторождения Австралии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Аристов В. В.* Поиски твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
- Атлас структур промышленных типов эндогенных рудных полей Средней Азии.* Ташкент, Изд-во ФАН, 1976 (Среднеазиатск. науч.-исслед. ин-т геол. и минер. сырья).
- Афанасьев Г. Д.* Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Байков В. Н.* Геология Каратавского гранитоидного плутона. — В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Каратава. М., Недра, 1972, с. 105—123.
- Белоусов В. В.* Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, вып. 17 (144).
- Богданов А. А.* Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта. — Сов. геология, 1947, № 16, с. 102—104.
- Болк Р.* Структурные особенности горных пород. М., Гостехиздат, 1946.
- Бородаевская М. Б.* К вопросу о генезисе обломковидных обособлений сульфидов в южноуральских колчеданных месторождениях. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала, Свердловск, 1963, с. 153—177. (Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. II).
- Бородаевский Н. И.* К методике геологической съемки при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Вассоевич Н. Б.* Флиш и методика его изучения. М., Гостехиздат, 1948.
- Власова М. И., Николаев С. В.* Пористость эффузивных пород Восточного Каратава и его влияние на локализацию полиметаллического оруденения. — Вестн. Моск. ун-та, 1959, № 4.
- Вистелиус А. Б.* О минеральном составе тяжелой части песков нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, чокраке Южного Дагестана и аллювия Волги. — Докл. АН СССР, 1950, т. 71, № 2, с. 367—370.
- Вистелиус А. Б.* Проблемы математической геологии. II. Модели процессов и парагенетический анализ. — Геология и геофизика, 1963, № 7, с. 3—17.
- Вистелиус А. Б., Романова М. А., Фаас А. В.* О некоторых факторах, влияющих на концентрацию U в месторождениях Северная плавиковая гора и Восточная вершина Хайдарканской группы. — Геология рудных месторождений, 1968, № 4, с. 54—68.
- Вольфсон Ф. И.* Структуры массивов изверженных пород. М., Изд. Всесоюз. заочн. политехн. ин-та, 1955. *Вольфсон Ф. И.* и др. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Гармаш А. А.* Особенности структуры Змеиногорского месторождения на Алтае. — В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., 1960, с. 566—581.
- Гзовский М. В.* Тектонические поля напряжений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 5, с. 390—410.
- Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинария. Ч. 3 и 4. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гзовский М. В.* и др. Проблемы тектонофизической характеристики деформаций, напряжений и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 12.
- Глаголев А. А.* Морфогранулометрический анализ массивных агрегатов (горные породы, сплавы, керамика). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1950.
- Готман Я. Д.* Минералогическая карта Коунрада и методика ее составления. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Григорян С. В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. — Сов. геология, 1973, № 1.

Григорян С. В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М., Изд. ИМГРЭ, 1974.

Губерман Ш. А. Машина решает геологические задачи. — Природа, 1965, № 12, с. 39—46.

Губерман Ш. А., Маринов Т. М. Оценка перспективности месторождений гидротермальных руд с применением программы распознавания. — Тр. МИНХ и ГП, 1965, вып. 62, с. 126—132.

Гуревич Г. И. О механическом анализе вопросов тектоники в его традиционном изложении. — Тр. Геофиз. ин-та СССР, 1955, № 31.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953.

Ермаков Н. П. Структуры локализации полезных ископаемых. — Тр. ВНИИП, 1962, т. 7, с. 7—26.

Зограбян С. А. Об орудуемых валунах кварцевых плагиопорфиров на Ахталском месторождении (Северная Армения). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 5, с. 96—104. Зограбян С. А. О возрастных соотношениях даек и оруденения на Ахталском свинцово-цинковом месторождении (Северная Армения). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, с. 45—52.

Иванов С. Н. Некоторые основные проблемы размещения сульфидного оруденения в колчеданных провинциях. — В кн.: Закономерности размещения м-ний пол. ископ. Т. II. М., 1959, с. 97—109.

Иванов С. Н. О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения м-ний пол. ископ. Т. IX. М.; 1970, с. 20—47.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.

Кигаи И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. — В кн.: Вопр. генезиса и закономерностей размещения эндогенных м-ний. М., 1966.

Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, т. 6.

Клоос Э. Линейность. — В кн.: Вопросы структурной геологии. М., 1958.

Козарян А. Г. Вмещающая среда как важнейший фактор формирования минеральных типов гидротермальных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 9, с. 102—110.

Кокер Э., Файлок Л. Оптический метод исследования напряжений. М., ОНТИ, 1936.

Королев А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент. Литорг. изд. Среднеазиатск. индустр. ин-та, 1935.

Королев А. В. О значении вмещающих пород в образовании постмагматических месторождений. Избр. тр. Т. I. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1953, с. 114—130. Королев А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент, Госиздат УзССР, 1962.

Королев А. В., Поярков В. Э. Проявления гипогенной минерализации — индикаторы скрытого оруденения. — Сов. геология, 1948, № 34, с. 41—46.

Королев А. В., Шехтман П. А. Определение склонения и ныряния рудных столбов в трещинных жилах. — Цветные металлы, 1951, № 6.

Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методика их геологического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 1—114.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., Недра, 1965.

Королев В. А. Зависимость структур рудных полей и месторождений от сочетаний вмещающих толщ. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., 1973, с. 139—145.

Королев В. А. К вопросу о тектонических режимах позиций рудных полей гидротермальных месторождений. — Зап. Узб. отд. ВМО, 1976, вып. 29, с. 99—103 (Изд-во ФАН).

Королев В. А. Главные итоги работ по детальному и крупномасштабному прогнозированию эндогенного оруденения в Средней Азии. — В кн.: Вопросы методики разведки. Ташкент, 1976, с. 5—28 (Изд. САИГИМС).

Королев В. А., Зималина В. Я. К оценке относительного значения факторов размещения оруденения на скарново-полиметаллическом месторождении (Северный Таджикистан). — Реф. журнал, 1974, № 12.

Королев В. А., Фатхуллаев Ш. Д. Рудные поля в клиновидных тектонических блоках — самостоятельный структурный тип. М., Недра, 1973.

Королев В. А., Фатхуллаев Ш. Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, вып. 293, с. 9—22.

Королев В. А., Фатхуллаев Ш. Д., Овечкин В. В. Изменение некоторых физических свойств Актюзского района в зависимости от геолого-структурных факторов. — Тр. симпозиума, 1968, с. 226—234.

Королева Н. Н. О роли карбонатов в гидротермальных процессах замещения. — Тр. Среднеазиатск. политехн. ин-та. Нов. сер., 1959, вып. 6, с. 104—111.

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

Кренделевы Ф. П. и С. Ф. Эвристические методы в геологии. М., Наука, 1977.

Кузнецов Ж. Н. Вопросы методики составления геолого-прогнозных карт рудных районов. — В кн.: Методы детального количественного прогнозирования рудных полей и месторождений. Ташкент, САИГИМС, 1971.

Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1969.

Кушнарев И. П. Методы изучения разрывных нарушений. М., Недра, 1977.

Лашин С. С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства. — Тр. ИГ и Г СО АН СССР, 1976, вып. 212, с.

Литогеологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах/А. В. Орлова, И. Н. Томсон, Ф. И. Вольфсон и др. М., Недра, 1964.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Г. Клоусу. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 5, с. 58—67.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., Недра, 1965.

Марипов Т. М., Губерман Ш. А., Шехтман П. А. Геолого-прогнозные карты рудных полей. Основы научного прогноза месторождений, рудные и нерудные полезные ископаемые. Ленинград, 1976.

Методы количественной оценки прогнозных запасов эндогенных месторождений, рудных полей и районов/П. А. Шехтман, Ю. А. Аверин, Х. А. Акбаров и др. — В кн.: Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт рудных полей и районов. М., 1973, с. 8—38.

Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Мурадов З. М., Клиблей Г. Х. О взаимоотношении даек и сульфидного оруденения на Хандизинском рудном поле. — Узбекский геологический журнал, 1967, № 3, с. 31—36.

Невский В. А. Тектонические брекчии и структуры расслаивания сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии. — Докл. АН СССР. Нов. серия, 1948, т. 61, № 6, с. 1079—1081.

Никифоров Н. А. О значении порядков складчатых и разрывных нарушений. — Докл. АН УзССР, 1953, № 10, с. 20—23.

Никифоров Н. А. Геолого-структурные типы ртутно-сурьмяных рудных полей Южно-Ферганского пояса, закономерности прогнозирования скрытого оруденения. Ташкент, ТашПИ, 1966. Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Условия размещения и вопросы методики прогнозирования. Фрунзе, ИЛИМ, 1969.

Никифоров Н. А., Королев В. А. О методике составления детальной геологической прогнозной карты. — Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва. Ташкент, 1954, вып. 6, с. 131—142.

Овечкин В. В. (мл.), *Самойлов А. М.*, *Швецов А. Д.* О возможности применения дуалькарт в геологии (на примере трещиноватости горных пород). — В кн.: Тр. молодых ученых и аспирантов. Вып. III. Ташкент, 1970, с. 115—118.

Овечкин В. В., *Швецов А. Д.* Использование перфокарт ручной сортировки для документации полевых геологических наблюдений при детальных геолого-структурных съемках. Ташкент, Изд. Ин-та науч.-техн. пропаганды УзССР, 1968. *Овечкин В. В.*, *Швецов А. Д.* К методике прогнозирования эндогенного оруденения с применением программы распознавания. — В кн.: Вопросы методики поисков, разведки и опробования месторождений полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 37—110.

Озеров К. Н. О роли вмещающих пород в локализации эпигенетических месторождений полезных ископаемых пневматолито-гидротермального происхождения. — Вестн. ЛГУ, 1949, № 5, с. 40—63.

Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути. — Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 72 (Вопросы геохимии, IV), 1962.

Омельяненко Б. И. К вопросу о формациях и фациях низкотемпературных метасоматитов. — В кн.: Метаморфизм и метасоматоз, т. III, кн. 1. М., 1972, с. 393—418 (Докл. на I Междунар. геохим. конгрессе).

Орехов Б. И. К вопросу выделения зон с различной трещиноватостью пород по керну буровых скважин. — Разведка и охрана недр, 1956, № 5, с. 61—64.

Основные положения организации и проведения глубинного геологического картирования. М., Изд. МГ СССР, 1976.

Осокина Д. Н. Пластичные и упругие низкомолекулярные оптически активные материалы. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. — Изв. АН СССР, 1956, № 1, 3, с. 90—106.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость русской платформы. М., Изд. МОИП, 1949.

Петров В. А. Решение некоторых структурных и горно-геометрических задач с помощью номограммы. — Разведка и охрана недр, 1961, № 10, с. 49—52.

Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. — Геология рудных месторождений, 1965, № 1, с. 3—13.

Полканов А. А. Геологические исследования в районах метасоматических и метаморфических пород. М., Горно-геол. нефт. изд-во, 1934.

Полякова О. П. О возрастных соотношениях даек лампрофиров и рудной минерализации на Кадаинском месторождении в Восточном Забайкалье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 1, с. 106—115.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР, 1938.

Поспелов Г. Л. О роли карбонатов в образовании некоторых скарново-железорудных месторождений Западной Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 104—110.

Поспелов Г. Л. О морфогенетической зональности интрузивов. — В кн.: Вопросы магматизма и металлогении СССР. Ташкент, 1958.

Поспелов Г. Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального пропитывания при их образовании. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. II. М., 1963, с. 129—151.

Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физической сущность и механизмы метасоматитов. Новосибирск, изд-во Наука, Сиб. отд., 1973.

Поляков В. Э. Сурьма и ртуть. Серия Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 15. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Поляков В. Э., *Королев А. В.* Некоторые особенности трещинных рудных жил и вопросы их глубинных поисков. — Зап. Узб. отд. Всесоюз. мин. о-ва. Ташкент, 1953, вып. 4, с. 95—103.

Приговорский Н. И. и др. Материал для моделей в поляризационно-оптическом методе исследования напряжений. — Заводск. лабор., 1949, 15, № 3.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939. Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. 1950. Пэк А. В. К методике изучения структур рудных полей и месторождений. — Тр. Новочеркаского политехнического ин-та, 1958, т. 36.

Пэк А. В., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Об изучении структур эндогенных рудных месторождений. 1960, № 4, с. 3—30.

Розанов Ю. А. Влияние макроструктурных особенностей горных пород на анизотропность их механических свойств. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 146, с. 70—75.

Розанов Ю. А., Титов В. Н. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации оруденения в Кансайском рудном поле. — В кн.: Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. М., 1965.

Роненсон Б. М., Ройзенман В. М., Ортенберг Н. А. Методы расчленения метаморфических комплексов. Л., Недра, 1976.

Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975.

Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Госгеолтехиздат, 1953.

Рыжов П. А. Геометрия недр. 3-е изд. М., Недра, 1964.

Сауков А. А. Геохимия грути. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1946, вып. 78.

Синицин Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. — Ташкент, Изд. ЛГУЛ, 1960.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. 3-е изд. М., Недра, 1975.

Сухоручкин В. В. Применение полярной сетки при изучении трещинной тектоники. — Горный журнал, 1945, № 10.

Томсон И. Н. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока. — В кн.: Скрытые рудоконтролирующие разломы. М., 1962, с. 58—84. (ИГЕМ АН СССР, вып. 84).

Фаворская М. А. О взаимоотношении оловянного и полиметаллического оруденения с дайками в Южном Приморье. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1957, № 1, с. 52—66.

Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого грутно-сурьмяного оруденения. М., Недра, 1964.

Федорчук В. П. Итоги многолетнего изучения структур рудных полей Средней Азии. — Разведка и охрана недр, 1977, № 2, с. 61—64.

Фейлл Л., Менх Э. Практика оптического моделирования. Новосибирск, Наука, 1966.

Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных пород. М., Изд-во иностр. лит., 1949.

Формы геологических тел (терминологический справочник). Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кульсидышева, В. А. Соловьева, М., Недра, 1977.

Фрохт М. Я. Фотоупругость. Т. 1 и 2. М., Гостехиздат, 1948, 1950.

Чернышев В. Ф. О закономерностях в положении оперяющих трещин скальвания и разрыва. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1955, вып. 162.

Чесноков В. Н. Номограмма для построения выходов пластов на карте. — Разведка и охрана недр, 1960, № 9, с. 53—56.

Шехтман П. А. Систематика рудоконтролирующих факторов для составления геолого-прогнозных карт с применением математических методов и ЭВМ. — В кн.: Принципы тектонического анализа. Владивосток, 1977, с. 94—102. Шехтман П. А. Типы геологически однородных блоков и вопросы разведки эндогенных месторождений. — В кн.: Геология, геохимия и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1977, с. 77—100.

Шихин Ю. С. Опыт прогнозирования скрытых рудоконтролирующих структур в Койташском рудном поле. — Геология рудных месторождений, 1961, № 5, с. 80—103. Шихин Ю. С. Такелийское рудное поле. — В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М., 1972, с. 313—341.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	Стр. 3
-----------------------	-----------

Часть I

Изучение условий размещения геологических образований

Глава 1. Свойства пород и методы их изучения	7
Глава 2. Деформация пород и методы их изучения	37
Глава 3. Геологические тела и методы их изучения	73
Глава 4. Рудные тела и методы их изучения	92

Часть II

Детальные структурно-прогнозные карты

Глава 5. Методы геометризации геологических структур	117
Глава 6. Рудоконтролирующие факторы и методы их изучения	137
Глава 7. Типизация рудоносных структур и подготовка тектонофизической основы геолого-прогнозных карт	165
Глава 8. Скрытое оруденение и методы его прогнозирования	191
Глава 9. Примеры геолого-прогнозных карт	214
Список литературы	277

ИБ № 2904

Павел Александрович Шехтман
Валентин Алексеевич Королев
Николай Александрович Никифоров
Виктор Парфентьевич Федорчук
Юрий Сергеевич Шихин

ДЕТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНО-ПРОГНОЗНЫЕ КАРТЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор издательства А. М. Поспелова
 Переплет художника В. Г. Штанько
 Художественный редактор Е. Л. Юрковская
 Технические редакторы В. В. Соколова, Л. Г. Лаврентьева
 Корректор Е. В. Мухина

Сдано в набор 22.06.79. Подп. в печать 19.10.79. Т-14399.
 Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая.
 Печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 19,21. Тираж 2500 экз. Заказ 2628/7374—14. Цена 1 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
 Московская типография № 8 Союзполиграфпрома
 при Государственном комитете СССР
 по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
 Хохловский пер., 7.

1р.20л.

3148

ИЗДА