

И. П. КУШНАРЕВ

**МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
РАЗРЫВНЫХ
НАРУШЕНИЙ**

И. П. КУШНАРЕВ

551.24

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
РАЗРЫВНЫХ
НАРУШЕНИЙ

2181



МОСКВА «НЕДРА» 1977



Кушнарев И. П. Методы изучения разрывных нарушений. М., «Недра», 1977. 248 с.

Книга посвящена методическим вопросам изучения разрывов, самых распространенных структур земной коры. В книге рассматривается роль этих структур и предлагается новая классификация, синтезирующая и развивающая прежние. Характеризуются прямые и косвенные признаки разрывов, методы, позволяющие их выявить, установить время возникновения, генетическую природу и этапы их развития. Более подробная характеристика дана раздвиговым, диашировым, отчасти кольцевым структурам. Особое внимание обращено на методы определения амплитуд перемещений и сбор для этой цели необходимых и достаточных данных. Предлагаются разработанные автором новые методы и приемы для решения различных задач по структурной геологии, в том числе и по разрывам. Отдельно рассматриваются цели и приемы обобщения количественных данных о перемещениях по разрывам. В заключительном разделе разбираются некоторые аспекты трещинной тектоники, задачи при ее изучении и т. д.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, изучающих тектонические структуры рудных полей и месторождений.

Табл. 6, илл. 69, список лит. — 129 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Дизъюнктивные нарушения являются самой широко распространенной группой структур в земной коре. Различный масштаб их проявления — от мелкой трещиноватости до разломов глобального значения, разнообразие причин и условий, определяющих характер создаваемых ими структур, привлекает внимание все большего числа исследователей. Эти структуры, особенно разломы, влияют на осадконакопление, различное проявление эффузивного и интрузивного магматизма и его пространственное размещение, а также на время его развития. В свою очередь магматические явления сопровождаются созданием специфических структур, обязанных тектонической активности магмы. Ведущее значение разрывов разных масштабов в размещении металлогенических зон, а внутри них рудных полей, месторождений и рудных тел, и необходимость определения глубины их послерудной эрозии давно признается всеми и является предметом исследований. Наконец, образование любых типов структур земной коры не обходится без развития разрывов, связанных не только с эндогенными, но и с другими процессами, и поэтому при составлении геологических карт разного масштаба мы невольно вовлекаемся в их изучение.

Естественный рост детального геологического картирования в связи с поисками и разведкой полезных ископаемых и возрастающее внимание к поискам скрытых и «слепых» месторождений, а также смещенных частей месторождений и рудных тел требуют и более тщательного изучения и анализа всех данных о разрывах. Это, прежде всего, выяснение генезиса разрывов, установление времени их появления, истории развития и расчет амплитуд в каждый этап перемещений блоков. На эту методическую сторону общей проблемы дизъюнктивной тектоники обращено особое внимание. Однако не только отмеченный выше прагматический аспект прикладной геологии, но и решение широких научных работ регионального плана требуют качественно нового шага в изучении разрывов.

В мировой геологической литературе крайне редки примеры, в которых было бы сказано, как определено направление и амплитуда перемещения и к какому времени это событие относится. Обычным является качественный, интуитивный подход к определению типа и амплитуды перемещения при доверительном, нетребовательном отношении к этому геологов. Это частично объясняется тем, что такая задача кажется простой и очевидной, не требующей приведения какой-либо аргументации; чаще же дело не доходит до анализа геологической карты и других материалов из-за недостаточного знания и неширокого распространения методов анализа и расчетов амплитуд перемещений. Единственной работой, где автором

достаточно подробно разбираются разные стороны этого вопроса, является сборник «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений» (1960), материалы которого используются и в преподавательской работе в ряде вузов страны. Теперь эта книга является редкостью даже в библиотеках. Учитывая собственный преподавательский опыт в Московском институте цветных металлов и золота им. М. И. Калинина, а в последние годы в Московском ордена Трудового Красного Знамени геологоразведочном институте им. Орджоникидзе и необходимость совершенствования методических основ такого анализа разрывов, мы вновь вернулись к этой теме.

Поставив перед собой более широкие задачи, мы проанализировали существующие классификации разрывных нарушений. Обзор их показывает, что практически все они были направлены на систематику дизъюнктивов, обязанных действию эндогенных сил. В связи с этим, нами предлагается новая классификация, охватывающая разные генетические группы, и отмечаются существующие взаимосвязи между ними. Были проанализированы также и морфологические классификации разрывов.

Поскольку общий облик линейных зон разломов, по которым происходили сбросовые, взбросовые (надвиговые), сдвиговые или комбинированные перемещения блоков пород, одинаков, мы не даем им раздельную характеристику, а приводим прямые и косвенные признаки, по которым они обнаруживаются и фиксируются на картах. Среди последних приведены и геофизические методы их выявления, изложенные инженером-геофизиком А. А. Злоказовым.

Особое внимание обращено на характеристику еще слабо изученных раздвиговых и диапировых структур, по которым накопились литературный и особенно собственный новый материал.

Придавая исключительное значение геологическому обоснованию перемещений и числовой их характеристике, что может быть обеспечено только наличием грамотной карты и обязательных достоверных сведений другого характера, а также строгими и правильными методами построений разрезов, планов, проекций и расчетов, мы предлагаем некоторые новые методы, приемы и приборы (веерная линейка) для решения многих задач структурной геологии.

В разделе «Определение перемещений по разрывам» рассмотрены некоторые перспективы математических методов: аналитического (с применением ЭВМ) и стереометрического с графическим вариантом решений методами начертательной геометрии. Основное внимание уделено последнему методу, поскольку он не требует какой-то специальной подготовки, ибо базируется на всем известных приемах тригонометрии, стереометрии и начертательной геометрии, оживляя эти знания и способствуя развитию пространственного воображения, необходимого каждому исследователю. Главной целью этого раздела является выбор наиболее экономных, быстрых, наглядных и надежных методов расчета амплитуд простых и сложных (многократных) перемещений, которые позволяют легко заметить собственные ошибки расчетов и исправить их, просчитать варианты, если некоторые исходные данные обладают колебаниями (диспер-

сией), что очень важно, например, при выборе оптимального варианта разведки или поисков смещенных частей рудных залежей. Первые шаги в применении методов начертательной геометрии были сделаны И. А. Молчановым (1935, 1939) для однократных, простых перемещений. Мы продолжили этот путь, показав возможность решения сложных задач с многократными перемещениями и то, что во всех случаях определяющее значение имеет положение линии скольжения. Надежность установления последней определяется анализом геологического строения тектонических блоков и поиском в них характерных (неповторимых) точек, являющихся реперами для расчетов. Кроме того, нами рассмотрены вопросы, без учета которых решения будут ошибочными, а также дано определение возможных типов перемещений по положению линий скрещения разрывов с контактами геологических тел, что позволяет знать возможные и невозможные (запрещенные) типы перемещений, ориентируя сбор данных для решения задачи при их недостаточности для прямых расчетов.

В конце книги рассмотрены способы обобщения материалов и изложены некоторые аспекты изучения трещинной тектоники и вытекающие из этого следствия, а также существующие методы обобщения и отчасти трактовки данных.

В заключение необходимо отметить, что от накопления надежных количественных характеристик перемещений блоков пород по разломам мы ожидаем качественно более высокого уровня обобщений и такого же нового этапа развития тектоники, новых выводов, которые сейчас трудно предсказать. Ясно лишь, что они исключают беспочвенные споры о том, какие типы перемещений преобладают — вертикальные или горизонтальные — сдвиговые (а может быть, косые, комбинированные или раздвиговые?). Появится возможность выявить предельные для земной коры перемещения, а следовательно, судить об энергетической стороне этих перемещений, кинематике и других вопросах. Если наши усилия будут стимулировать рост указанных фактических данных и принцип Галилея «Измеряй все, что можешь измерить, и сделай таковым все, неподдающееся измерению» будет все больше внедряться в тектонические исследования, мы будем считать наши усилия успешными, приближающими геологию к точным наукам.

Автор весьма признателен академику В. И. Смирнову, докторам геолого-минералогических наук А. И. Суворову, В. П. Федорчуку, А. В. Вихерту и кандидату геол.-минерал. наук К. М. Мельниковой за ценные советы и помощь при обсуждении отдельных разделов книги. В ее технической подготовке большую помощь оказала Н. М. Артюхова, которой мы выражаем свою искреннюю благодарность.

КЛАССИФИКАЦИИ РАЗРЫВОВ

Интерес к изучению дизъюнктивных деформаций появился очень давно в связи с требованиями развивающегося горного промысла. Особенное внимание им стало уделяться в начале текущего столетия, и к этому времени относятся первые попытки классификации разрывных нарушений.

В классификациях объектов и явлений всегда имеют место два главных принципа — генетический и морфологический, которые, дополняя друг друга, помогают обобщить самые существенные черты классифицируемых объектов. Эти принципы сохраняются и при классификации разрывных нарушений.

Генетические классификации разрывов появились позже морфологических, что естественно, учитывая начальные ступени познания от частного к общему. Однако автор считает удобным изложить первыми генетические вопросы потому, что они определяют причинность и особенности образования разрывов, а морфологические — показывают форму их выражения в виде различных амплитуд и типов перемещений и смену одних движений другими, т. е. отражают историю их развития.

Генетические классификации разрывов. Критический разбор ряда известных к тому времени классификаций был сделан М. В. Гзовским (1954). Он показал, что их авторы относят конкретные нарушения к той или иной группе, основываясь на чисто субъективных умозаключениях. Так, М. А. Усов (1933) признает только тангенциальные усилия и все нарушения связывает с ними, отрицая наличие сбросов. А. А. Белицкий (1953) также признает существование только тангенциальных движений.

М. М. Тетяев (1934 г.) выделяет две генетические группы разрывов. Одну из них он связывает с «явлениями прерывистости» в вертикальных колебательных движениях и все нарушения, обусловленные ими, предлагает именовать сбросами; вторую группу — шарьяжи, взбросы и сдвиги — он связывает со складчатостью и горизонтальными перемещениями масс, независимо от причин, их вызывающих. При этом он не принимает во внимание положение пластов по обе стороны от разрыва.

Без учета соотношений пластов с разрывом предлагает классифицировать нарушения и В. В. Белоусов (1954). Сбросами он предлагает считать радиальные разрывы, связанные лишь с опусканием отдельных участков земной коры, а взбросами — радиальные разрывы, вызванные поднятиями. Термин «надвиг», по его мнению, может применяться к разрывам, возникшим под действием горизонтальных сил. С действием последних В. В. Белоусов связывает и образование сдвигов.

В свою очередь М. В. Гзовский (1954) предлагает свою генетическую классификацию разрывов. Он подразделяет разрывы на глубинные (внутриматериковые и океанические), коровые (геосинклинальные и платформенные), а также послеплатформенные (т. е. обязанные новой активизацией тектонических движений), складчатые (в платформенных и геосинклинальных областях), втутрислойные и производные (связанные с развитием более крупных разрывов). Как видно из этого перечня, выделение каждой группы основано здесь на различных принципах.

Дискуссионность основных положений, на которых построены эти классификации, не позволяет нам отдать предпочтение какой-либо из них. Пока эти классификации, помимо внесения неопределенности при решении конкретных вопросов, вносят еще и терминологическую путаницу.

В более позднее время разрывные деформации, связанные со складчатыми деформациями, В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталов (1958) и другие предложили разделять на доскладчатые, соскладчатые и послескладчатые, детализируя этот пункт классификации М. В. Гзовского так же, как это делалось и в отношении разломов платформенных областей другими исследователями.

В недавно вышедшей из печати интересной книге М. В. Гзовского (1975) высказаны совершенно справедливые принципиальные положения о том, что: 1) основное определение и название каждого типа разлома должно вытекать из его объективно установленной морфологии и дискуссионные генетические представления не должны влиять на понятия о сбросах, взбросах, сдвигах и т. д.; 2) морфологическая классификация должна быть независимой от генетической; 3) нельзя отбрасывать названия разрывов, вытекающие из морфологической классификации, относя их к тому или иному генетическому типу. Повторяя свою прежнюю генетическую классификацию 1954 г., он предлагает новую — физико-генетическую, фактически более близкую по применяемой терминологии к морфологической, с той существенной разницей, что вместо принятого ранее принципа разделения разломов по относительному перемещению крыльев в последней классификации взят противоположный принцип — разделение разломов по истинному перемещению крыльев. При этом необходимо установить, какое из крыльев было активным, с какой стороны действовали усилия и являлись ли они растягивающими (положительными) или сжимающими (отрицательными). Соответственно М. В. Гзовский предлагает различать (при том же относительном смещении блоков по разлому) ложные или истинные сбросы, надвиги и их комбинации со сдвигами. Безусловно было бы заманчиво знать, какой из блоков действительно перемещался (и в какое время), а какой был неподвижным, но для такого определения им не предложено никаких объективных критериев. Сама же замена принципов фактически равносильна отказу от приведенной выше морфологической классификации, в объективности которой не сомневается М. В. Гзовский. Это усугубляется еще и тем, что разбирать приходится не два блока, а многие, и тот, который назван нами

неподвижным, неактивным, при разборе перемещений по соседнему, ограничивающему его разлому с другого бока может оказаться активным. Иначе говоря, включая этот принцип, мы вводим шаткие, субъективные основы и вносим путаницу в определения, где же были истинные, а где ложные смещения по разломам.

Нетрудно заметить, что все упомянутые классификации относятся к линейным зонам разломов, обязанным своим появлением эндогенным тектоническим силам.

С кинематических позиций и изменчивости движений по разломам во времени предложил их классифицировать А. И. Суворов (1968, 1973). Он предлагает (Суворов, 1973) выделять рифтогенные, орогенные и платформенные разрывы, характеризующиеся не только временем появления, но и специфическим набором формаций горных пород, сопровождающих их образование (спиллит-кератофировой и яшмовой — для первой, гранитоидной и молассовой — для второй и платформенно-базальтоидной — для третьей, где отчетливо видна их решающая роль в тектонической активизации платформ).

Иные задачи преследуют классификации В. М. Крейтера (1940) и В. И. Смирнова (1957), в которых оттеняется роль различных видов разрывов, их сочетаний между собой и с другими дислокациями в образовании типичных структур эндогенных месторождений; в них не оставлены без внимания и трещинные структуры. Так, В. М. Крейтер разделяет все типичные структуры месторождений на шесть групп: 1) складчатые; 2) разрывные структуры с перемещениями; 3) трещинные; 4) комбинированные; 5) магматической стадии дифференциации интрузивов и 6) позднемагматические. Разрывные нарушения входят во все группы, за исключением пятой. В. И. Смирнов в своей классификации уточняет сущность тех же групп В. М. Крейтера, несколько изменяет названия групп, их состав и число входящих в нее типов разрывов и их сочетаний.

Приведенная классификация с улучшающими ее уточнениями и дополнениями широко используется в практике геологических исследований и при поисках и разведке эндогенных месторождений.

Принимая за основу причинность появления разрывов, мы предлагаем следующую, всеобъемлющую их систематику (табл. 1), в которой по возможности учтены все ведущие типы структур и укоренившиеся их названия в описаниях и классификациях различных исследователей (Крейтер, 1940; Пейве, 1956; Белоусов, 1954; Смирнов, 1957; Гзовский, 1954, 1975; Матвеевко, Шаталов, 1958; Суворов, 1973; Михайлов, 1973, и др.). Рубрикация этой таблицы отражает ранг или соподчиненность перечисленных структур.

Мы отдаем себе отчет в том, что в двух первых группах разрывов всегда есть прямое или косвенное взаимопроникновение эндогенных и экзогенных факторов. В частности, в создании условий для образования эндогенных разрывов и их сочетаний экзогенные факторы проявляют себя через литологию, которая часто является весьма важным элементом, определяющим быть или не быть разрыву в данном участке. Поэтому, выделяя эти группы, мы имеем в виду резко преобладающую роль одного из них. Там, где роль одного и другого

равновелика, приходится выделять комплексную (эндогенно-экзогенную) группу нарушений.

Четвертая — космогенная — группа структур известна, но изучена слабо и раньше в классификации не включалась. Мы ее выделяем не только для полноты картины, но и с целью обратить внимание на эти структуры, чтобы не путать их с вулканическими постройками. Сюда входят так называемые кратеры, а точнее воронки взрыва от падения метеоритов, и возникающая около них трещиноватость горных пород. Примерами их являются воронка Каньона Дьявола в Аризоне (США) с окаймляющим его валом, а также Тунгусского метеорита, природа которого по-настоящему еще не разгадана, и многие другие (табл. 2). Эти структуры в большом числе имеются на поверхности Луны и других планет Солнечной системы. Из этой таблицы и описаний (Взрывы, кратеры на Земле и планетах, 1970) видно, что они имеют блюдцеобразную форму, обычно округлую, реже овальную в плане. Диаметры «кратеров» часто внушительны (до 24 км), а глубины незначительны. Их всегда окружает невысокий вал выброшенных взрывом брекчированных вмещающих пород, а в центре иногда наблюдается конусовидное поднятие аналогичных брекчий, выступающих и их дно. Некоторые обломки с поверхности оплавлены и среди них встречаются каплевидные частицы стекла и метеорное вещество, создающее магнитные и гравиметрические аномалии в пределах «кратеров», а также специфические минералы — стишовит, коэсит и лешательерит, образующиеся при высоких давлениях и температурах (в том числе при ударах молний). При внешнем морфологическом сходстве с вулканическими постройками (особенно с маарами) в остальном они совершенно не схожи, поскольку за доли секунды самого взрыва и быстрого падения взорванных масс пород невозможно получить относительно выдержанных, переслаивающихся горизонтов пирокластики и застывших лав, свойственных вулканическим образованиям.

Чрезвычайно возросшая роль человека в изменении окружающей среды в связи с громадной технической мощью человечества и ростом населения заставляет многих выделять и пятую — техногенную группу нарушений, приобретающих планетарный масштаб. Эта группа нарушений уже давно привлекла к себе внимание исследователей (Б. И. Нифонтов, Д. Д. Протопопов, Н. И. Николаев, О. О. Подкаминер, Г. Д. Дунаев и др.) особенно в последние годы, о чем свидетельствуют материалы специальных научных конференций (август 1975 г.), заключение международных договоров об охране окружающей среды и многочисленные публикации, включая газеты.

Не описывая каждый из выделенных типов, поскольку большинство, если не все, хорошо известны, мы остановим внимание читателей на некоторых из них и поясним причины невключения отдельных разновидностей структур в приведенный перечень и появления тех, которые никем в него не включались раньше.

Среди эндогенных структур самыми крупными являются разломы, выделенные А. В. Пейве (1956) под названием глубинных

Генетическая систематика разрывных нарушений

Группа	Подгруппа	Типы разрывов разных рангов	Примеры типичных структур и место их расположения
1. Разрывы разного возраста, независимые от складчатости (до и после складчатые и унаследованные)	А. Рифтогенные Б. Орогенные В. Платформенные	а) глубинные разломы б) разломы средние и более высоких порядков в) трещиноватость региональная и локальная (обычно сопряженная и оперяющая зоны разломов)	Рифтогенные разломы Тагило-Магнитогорского синклинория Урала в раннем палеозое Орогенные верхнепалеозойские разломы: Железный. Окурдаванский (Средняя Азия), Успенская зона (Казахстан) и др. Разломы платформенной активизации: Сибирской платформы, мезозойские разломы Средней Азии, Казахстана, кайнозойские Восточного Забайкалья и т. д.
		а) разломы разных порядков, от глубинных до небольших, сопряженные с положением осевых поверхностей складок б) секущая трещиноватость, сопряженная со складками в) зоны послонных разломов и трещиноватости	Разрывы в антиклинальных (Гуанохуато, Нью-Мексико, Эль-Оро, Мексика; Бричмулла-Устаросайская антиклиналь, Средняя Азия) и в купольных (Рико, Крид, Голфилд, Невада, Бози, Калифорния; Кварц-Хилл, Монтана и др.) структурах и др.
2. Разрывы, связанные с геосинклинальной складчатостью		г) зоны брекчий в ядрах диапировых складок геосинклинальных областей и сопряженные с ними разрывные структуры	Аурахмат, Кассан, Терек, Тереккан, Конигут, Учкулач, Джижикрут и др. (Средняя Азия), Сууктубе и др. (Казахстан), Зырянское, Золотушинское и др. (Рудный Алтай)
		3. Разрывы, обусловленные тектонической активностью магмы	А. Вулканические
б) кольцевые разломы и трещины (крутые и пологие)	Жирекен (Восточное Забайкалье), Береговский район (Закарпатье), о. Мулл, Галапагосские острова, Маджарово, Сильвертон и др.		
в) линейные, дугообразные и трубообразные (сквозные и камуфлетные) зоны брекчий (крутые и пологие)	Жирекен, Булуктай, Шерлова Гора и др. (Восточное Забайкалье), Браден или Эль-Теньенте (Чили) и др.		
Б. Интрузивные	а) краевые надвиги		Джида (Западное Забайкалье), Ценское (Северный Кавказ) и др.
	б) субгоризонтальные и горизонтальные послонные разрывы		Зоны и трещины с силловыми залежами базальтов Сибирской платформы и др.
	в) трещиноватость разных направлений, независимая от трещиноватости вмещающих пород (штокверки)	Юрские гранитоиды Джиды, кайнозойские Северного Кавказа	

Группа	Подгруппа	Типы разрывов разных рангов	Примеры типичных структур и место их расположения
Эндогенная — I	3. Разрывы, обусловленные тектонической активностью магмы	г) трещиноватость, наследующая ориентировку трещин вмещающих пород	Палеозойские массивы Рудных Гор, Средней Азии и др.
		д) трубообразные и колоколовидные зоны брекчий (сквозные и камуфлетные) и зоны интенсивной трещиноватости той же формы	Садисдорф (ГДР), Актюз (Средняя Азия), Сан-Педро де Качиюйо, Тересито и др. (Чили)
		В. Протрузивные (своеобразные диапиры особенно серпентинизированных массивов основных и ультраосновных пород)	Нью-Альмаден (США), Агбар (район Бу-Аззер, Марокко), Варгедь и др. (Закарпатье)
	4. Консидиментационные разрывы	а) глубинные разломы б) разломы средние и более высоких порядков в) трещиноватость	Палеозойские глубинные разломы Кураминской зоны; разломы, окаймляющие Ферганскую межгорную впадину и сопровождающая их трещиноватость и др.
Экзогенная — II	1. Оползневые	а) овражно-балочные и речных долин	Примеры бесчисленны в любых районах
		б) прибрежно-морские и крупных озер	Крым, Кавказ и другие прибрежные районы мира, а также древних морей разных геологических эпох
	2. Обвальные и осыпные	а) нагромождение скал и осыпей (цементированные и рыхлые)	В горных районах Азии, Европы и Америки и других регионов
		б) обрушение полостей и туннелей (карстовых и лавовых потоков и др.)	В областях наземного вулканизма; в областях развития современного и древнего карста (Горный Крым, Кавказ, Балканы, Средняя Азия и др.)
	3. Карстовые (трещины, расщелины разной формы, поноры, воронки, просадки, поля и др.)		В тех же районах, что указаны выше; древний карст района Мугоджар и Тургайского прогиба с бокситовыми залежами и др.
	4. Контракционные	а) усыхания и уплотнения осадочных пород	Участки такыров, «дайки» осадочных пород в пермо-триасовых отложениях Западных Каракумов, района Шаваса (Чаткальский хребет, Средняя Азия) и др.
		б) остывания лавовых потоков	В районах современной вулканической деятельности
	5. Антиконтракционные	а) морозобойные трещины и прорывы наледей	В областях вечной мерзлоты и в районах с нивальным климатом
		б) трещины гидратации, серпентинизации и другие изменения пород с увеличением их объема, а также размокания и вспучивания глинистых пород	В серпентинизированных массивах, в том числе протрузиях, упомянутых выше, и в участках глинистых пород и др.

Группа	Подгруппа	Типы разрывов разных рангов	Примеры типичных структур и место их расположения
II — Экзогенная		6. Трещины выветривания комбинация 5 и 6 типов и действия химических и биологических агентов выветривания	Развиты весьма широко в пределах небольших глубин от земной поверхности. Погребенные зоны трещиноватости (древние коры выветривания)
		7. Диапиры платформенных областей и авлакогенов а) соляные б) песчано-глинистые	Соляные диапиры Урало-Эмбенского района (Прикаспийская низменность), район Страсбурга (Западная Европа), авлакоген Донбасса, песчано-глинистые диапиры Прибалтики и др.
III — Эндогенно-экзогенная комплексная		1. Экзогенные разрывные структуры всех типов, активизированные сейсмическими явлениями, тектоническими поднятиями (оползневые, обвальные, диапировые и другие структуры)	Активизация древних структур в очередной этап деформаций, в том числе и неотектонический, в различных районах мира
		2. Эндогенные разрывы всех типов, обновленные или усиленные экзогенными явлениями	Развитие кор выветривания по эндогенным нарушениям во всех районах мира
		3. Полости растворения метеорными и гидротермальными водами, объединенные в единые структуры, а также трещиноватость, обязанная всучиванию пород при их изменении теми же водами	Чилмен (Колорадо), район Три-Стейтс, Мексикот-Джефферсон-сити (Теннесси, США); Цумеб (Ю.-З. Африка), полиметаллические месторождения Краков-Силезского района (Польша), трещиноватость, обязанная серпентинизации ультраосновных и основных интрузивов
		4. Грязевулканические трубчатые и другие, связанные с ними разрывные структуры	Краснодарский район, Апшерон и другие нефтеносные районы
IV — Космогенная		Воронки взрывов, брекчии и трещины от падения космических тел	Метеоритный кратер каньона Дьявола в Аризоне, США, Тунгусского метеорита, Сихотэ-Алиньские кратеры и др.
V — Техногенная		1. Обвалы 2. Просадки и обрушения над подземными горными выработками 3. Оползни 4. Карст новообразованный и прежний, активизированный человеческой деятельностью	Все крупные горнорудные районы (Урал, Донбасс и др.). Активизация оползней при создании хвостохранилищ; карста и оползней на берегах современных водохранилищ и др.
		5. Поверхностные воронки взрыва и другие формы, созданные взрывами	Результаты военных действий и промышленного строительства
		6. Камуфлетные взрывные образования (подземные, атомные и обычные)	Промышленные и испытательные взрывы
		7. Просадки при понижении уровня грунтовых вод и добычи нефти и газа	Венеция, Италия, Мали
		8. Просадки при извлечении руд непосредственно в недрах с помощью различных химических растворов, горячих вод и пара и других средств и при подземной газификации горючих ископаемых	Развиты пока нешироко и связаны с добычей серы, угля, газа, нефти и других полезных ископаемых
	9. Трещины отпора (или бокового отпора)	Балтийский щит, Хибинь (Кольский полуостров)	

Наиболее представительные «кратерные» образования от падения
космических тел

Название «кратеров»	Место расположения	Диаметр, м	Глубина, м	Форма в плане
Дипбей (Deer Bay)	Канада	13 500	340	Округлая
Кутюр (Couture)	»	12 000	?	
Клирвогер (Clear Water), двойной кратер	»	32 000 и 20 000	?	
Холифорд (Hollyford)	»	2500	30	
Флинкрик (Flynn Creek)	США	3300	?	
Каньон Дьявола	»	1200	60	
Сихотэ-Алинь (1947 г.) 122 кратера	СССР	Максимальн. 27	6	Эллипсоидальная
Нордлингенрисс (Nordlingen Riess)	ФРГ	24 000 × 21 000	61	
Вебер (Waber)	Саудовская Аравия	100 и 55 × 40	12	
Хенбури (Henbury) 13 кратеров	Центральная Австралия	От 100 до 200	9	
			До 18	
				Оба типа

и отнесенные им к разряду древних доскладчатых линейных разрывов. Они имеют часто значительную ширину или представлены серий параллельных (и косых к ним) систем нарушений общим протяжением нередко в сотни и первые тысячи километров. По ним не раз в последующие периоды деформаций происходили перемещения разного знака, т. е. они представляют собой долгоживущие структуры, часто разграничивающие геотектонические зоны разного типа развития, а также находящиеся и внутри них. Не редки примеры и независимого их расположения относительно этих зон. Иногда их называют линеаментами, но этот термин, как показал А. И. Суворов (1973), приобрел слишком расплывчатый характер и мы его здесь не употребляем. Очевидно, не все глубинные разломы появились в весьма давние времена и почти одновременно; их образование возможно в любую тектоническую эпоху развития Земли, включая современную. Это же относится к разломам, меньшим по размерам и значению, которые можно разделить искусственно на любое число рангов или порядков. Соподчиненность их хорошо видна или точнее должна выявляться при картировании.

Мы считаем резонным деление разломов на доскладчатые, соскладчатые и послескладчатые, как это делают ряд исследователей (Матвеевко, Шаталов, 1958; Михайлов, 1973, и др.). Поскольку первая и последняя их разновидности не зависят от складчатости, то обе они помещены в одинаковые рубрики (I.1-а, б, в) эндогенной группы нарушений, хотя они и одновременные образования, ибо время их проявления у нас не классификационный признак. Соскладчатые разломы выделены во вторую подгруппу этой же группы (I, 2), однако для доказательства связи разломов со складками требуются

2181

более тонкие наблюдения и многочисленные доводы (примеры подобных структур единичны и этот раздел тектоники разработан еще слабо). В эндогенную группу мы включили и диапировые структуры областей геосинклинального развития (I, I-г), которые ранее никем в разряд разрывных нарушений не включались, а рассматривались, и то не всегда, в разделе складчатости. По существу диапировые структуры являются ярким примером перехода складчатых деформаций в типичные разрывные, и именно образование колоколовидной мощной зоны брекчий над их протыкающими ядрами является ведущей их особенностью, а это дает полное право относить их к разрывным структурам и рассматривать в данном разделе. В таком же положении оказываются и диапиры платформенных областей и авлакогенов (II, 7). Типичными диапировыми структурами являются протрузии серпентинизированных и хлоритизированных основных и ультраосновных пород (группа I, 3—8). Изучены они слабо и в разряд структур, обязанных тектонической активности магмы, внесены с большой долей условности, как один из возможных (но не обязательных) вариантов, обеспечивших их продвижение вверх после застывания и аутометаморфизма верхней твердой части этих массивов. Не исключено, что таким импульсом для движения могла быть новая, послейнотрузивная, складчатая и блоковая тектоника. Этот вопрос требует в каждом случае конкретных материалов для обоснованного решения. Поскольку диапировым структурам у нас посвящен целый раздел, мы не станем их рассматривать здесь подробнее.

Не введен и такой достаточно распространенный термин, как кливаж, ни в одну из групп нарушений потому, что в нем обобщены несопоставимые понятия. В процессе широкой дискуссии в печати (Лукин, Кушнарев, 1952; Белевцев и Тохтуев, 1960, и др.) было показано, что Бонней, выдвинув этот термин в 1886 г., предлагал понимать под кливажным расслоением (cleavage foliation) сланцеватость, образованную под действием механического давления, в противоположность сланцеватости, возникшей в процессе отложения слоев. Ван-Хайз (Van Hise, 1896) и Лизс (1937 г.) расширили это понятие, включив в него различные по генезису явления: слоистость, флюидалность, сланцеватость, трещиноватость и даже одновременную кристаллизацию в пегматитах и другие. В понятие кливаж М. П. Билингсом (1949 г.) также включены сланцеватость и сближенная трещиноватость. Широта понятия и путаница, к которой она приводит, заставила нас категорически отказаться от применения этого термина, поскольку каждая его составляющая имеет достаточно строгое определение и не требует объединения с другими его искусственными членами.

Выделяя большую группу структур, связанных с тектонической активностью магмы (II; 3), мы не имели в виду то понимание, которое в него вкладывал Г. Клоос (1922 г., 1925 г.) и его последователи (П. Болк, П. Дорн и др.), развивая идеи об образовании гранитоидных интрузивах специфической, только им присущей и стандартной трещиноватости в виде пологих, хорошо выдержанных, параллельных



своду трещин L и крутых протяженных трещин — S (параллельных ориентировке минералов), поперечных им трещин — Q , перпендикулярных своду интрузива, а также иногда развитой диагональной системы трещин D (сколовых трещин Мора), якобы позволяющих определять форму массива; направления течения магмы в процессе внедрения и направление действующих сил. Разносторонние, частные и более полные, критические разборы систематики Г. Клооса и методики анализа трещиноватости в массивах гранитоидов показали несостоятельность таких взглядов (Ф. Зюсс, 1925 г.; В. Н. Лодочкиков, 1926 г.; Sander, 1927; Пэк, 1939; Г. Л. Поспелов, 1941 г.; Лукин, Кушнарев, 1951; Кушнарев, Лукин, 1960). Было отмечено несоответствие его трактовки принципам сопротивления материалов, полное игнорирование исторического подхода в изучении массивов (полосчатость и трещиноватость бездоказательно связывались им только с моментом внедрения магмы и непосредственно после ее кристаллизации), игнорирование структур вмещающих пород и их трещиноватости, о которой, в частности, Ф. Зюсс (1925 г.), изучавший тот же Хауценбергский массив, что и Г. Клоос, писал, что в массиве и вмещающих породах трещиноватость одинакова и что нет в массиве новых специфических систем трещин*. Это же отмечал Г. Л. Поспелов для ряда массивов Сибири и наблюдалось нами в массивах Рудных Гор, где трещиноватость вмещающих пород определяет ступенчатую форму интрузивного контакта массива, что ряд его апофиз следует вдоль этих трещин и в то же время большинство их переходят из вмещающих пород в массив. Причем вся эта трещиноватость выходит далеко за пределы контактового ореола и развита широко в районе. Отсутствие отдельных систем трещин в некоторых массивах позволяет считать, что унаследование не всех систем трещиноватости вмещающих пород связано с изменившимися условиями деформаций.

Если же иметь в виду палингенное происхождение большинства массивов, то при их метасоматическом происхождении (в широком понимании этого процесса) имеются возможности наследования анизотропии замещаемых пород.

Совершенно четкая связь трещиноватости с тектонической активностью магмы доказана для некоторых куполовидных массивов Западного Забайкалья и Северного Кавказа (Кушнарев, 1954, 1955; Кушнарев, Лукин, 1960), в которых развита трещиноватость, совершенно отличная от вмещающих пород района. Она ничего общего с системами трещин Г. Клооса не имеет и представляет собой крутопадающую трещиноватость всех направлений, которая развита только в массиве и окружающих роговиках. В апикальной части массивов Западного Забайкалья кроме них развиты пологие краевые надвиги, падающие к центру массива и выходящие также в рого-

* Удивительно, что, не упоминая не только суть, но и наличие этой никем не опровергнутой критики, до сих пор в учебниках и различных книгах по структурной геологии, петрографии и других продолжают пересказывать и тем самым внедрять несостоятельную и шаблонную схему Г. Клооса.

вики. Вся эта система нарушений хорошо увязывается с вертикальным тектоническим воздействием незастывших частей магмы на раскристаллизованную часть массива и его роговики, при отсутствии каких-либо преобладающих тангенциальных давлений в этот период деформаций. Эти условия характерны для орогенного этапа развития, когда тектоническая активность магмы является ведущей силой в создании локальных разрывных структур. Отмеченные типы разрывов также нашли отражение в предлагаемой классификации.

Расклинивающий тектонический эффект внедряющейся магмы отчетливо виден на примерах послойных, субгоризонтальных и горизонтальных внедрений силлов базальтоидов в палеозойские платформенные осадочные образования Сибирской платформы. Этот тип структур также включен нами в данную подгруппу. Между интрузивной и вулканической подгруппами нарушений не всегда можно провести границу, поскольку имеются переходные субвулканические образования. Поэтому выделенный тип, так называемых радиальных трещин в вулканических постройках, в принципе не отличается от только что охарактеризованного типа крутопадающей трещиноватости всех направлений в интрузивных массивах, ибо и в вулканической постройке диаграммы трещиноватости, составленные для разных ее частей, имеют одинаковый вид.

Кроме отмеченных систем трещин и разломов, у некоторых вулканических построек развиты системы кольцевых, более пологих структур, выполненных вулканогенным материалом и дайками, образующими так называемые «конические слои», падающие к единому центру. Достаточно подробное рассмотрение этих структур было сделано Е. М. Андерсоном (Anderson, 1936), П. Болком (Bolk, 1937), Э. Уиссером (1964), Н. А. Елисеевым (1953), Е. В. Свешниковой (1973) и многими другими. Их роль в локализации эндогенных рудных месторождений отражена в очень большом числе работ (Линдгрэн, 1932; Невский, 1960; Котляр, 1962; Лаверов и др., 1962; Смирнов, 1965; Кушнарев, Дружинин, 1973, и др.).

Следует иметь в виду, что отмеченные типы структур являются локальными. Площади их развития зависят от мощности вулканических аппаратов. В мелких структурах уже в небольшом удалении от этих центров начинают проявляться старые системы региональной трещиноватости, подавленной около них массой новой трещиноватости, связанной с вулканизмом. В таких переходных участках диаграммы трещиноватости весьма сложны и при забвении сказанного ставят в тупик их интерпретатора.

Трубообразные, серповидные в плане и дайкообразные зоны брекчий выделяются нами в обоих подтипах (А и Б), поскольку, с одной стороны, они характерны для вулканических аппаратов центрального типа их жерл и паразитических кратеров (трещинных вулканов, где они выполнены лавами, кластическим и пирокластическим материалом) и, с другой, — тяготеют к эндоконтактам интрузивов, а также развиты вблизи них во вмещающих породах и не несут никаких признаков вулканической деятельности или приуроченности к разломам, за которые их можно было бы принимать. Среди них

мы выделяем камуфлетные структуры (Кушнарев, Дружинин, 1973), не выходящие на поверхность. В частности, интересным примером серповидных в плане структур, падающих к единому центру и нередко выклинивающихся к поверхности, являются зоны кольцевых брекчиевых структур молибденового месторождения Жирекен, описанные К. М. Мельниковой и Ю. Ф. Судариковым (1974).

Такого же генезиса и колоколовидные зоны интенсивной трещиноватости (вплоть до брекчирования), развитые в контактной зоне интрузивных пород, внедрившихся «купол в купол» (Мак Кинстри, 1959; Кушнарев, Дружинин, 1973).

Контракционные трещины мы выделяем в группе экзогенных разрывов, развивающихся в континентальных условиях среди осадочных пород и вулканических наземных лав. Особенно детально они изучены в осадочной серии пород А. С. Новиковой (1954), Р. Широком (1950) и другими и всё хорошо известны. Под названием термальных трещин они описаны Р. Широком (1950) в лавах, остывающих на поверхности Земли. Они обычно имеют небольшие размеры (доли и первые десятки сантиметров), достигая иногда первых метров в ширину и нескольких метров в глубину, всегда клиновидно оканчиваются вниз и являются типичными трещинами отрыва. Именно эти особенности и приповерхностное образование трещин, при которых в континентальных условиях возможность их сохранения от размыва невелика, приводят к тому, что они встречаются крайне редко даже в областях с широко развитой и продолжительной по времени вулканической деятельностью.

Иные условия для застывания интрузивов. Здесь наличие таких трещин не доказано. Нами и другими исследователями они в поле не наблюдались и поэтому в соответствующий раздел классификации нами не включены (подробнее этот вопрос разобран в последнем разделе книги).

В экзогенную группу также включены все ведущие типы нарушений. Характеризовать каждый из них нет большой необходимости, поскольку они общеизвестны. Мы хотели лишь отметить, что в противовес контракционной трещиноватости, обязанной уменьшению объема пород, нами выделяется антиконтракционная — связанная с его увеличением. Этот новый термин, как нам представляется, эффектно отражает суть процесса всем известных морозобойных трещин, возникающих при переходе воды в лед с увеличением объема, а также почти не изученной трещиноватости, связанной с ростом объема пород при гидратации, серицитизации и особенно серпентинизации породообразующих минералов горных пород, а также вспучивании глин при размокании. Относительно последних имеется значительный инженерно-геологический опыт по их поведению в таких условиях, связанный с оценкой оползневых и просадочных процессов.

Кроме отмеченных экзогенных образований мы хотели бы обратить особое внимание на прибрежно-морские, озерные и отчасти наземные оползни, входящие во вторую и, в связи с существенной ролью сейсмических (т. е. эндогенных) явлений, усиливающих их

развитие, в третью группу предлагаемой классификации. Дело в том, что с этими структурами мы связываем образование так называемых шарьяжей — далеких, часто бескорневых тектонических покровов, которые как тип или вид не фигурируют ни в одной рубрике нашей классификации. Это заставляет нас несколько подробнее остановиться на этом принципиальном вопросе.

Первое, что обращает на себя внимание при анализе известных шарьяжей, это приуроченность чужеродных пластин к пачкам или горизонтам пластичных, обычно песчано-глинистых отложений. Их нет, например, внутри кварцитов, карбонатных и других жестких пород. Вторым аспектом является то, что пластичные породы, внутри которых или на которых залегают эти пластины (а также экзотические глыбы, или клишены), часто лежат почти горизонтально или слабо моноклиально, т. е. практически не несут никаких признаков тангенциальных усилий (и деформаций), необходимых для объяснения далеких перемещений чужеродных тел. Учитывая эти особенности, мы считаем, что естественным наблюдаемым и сейчас процессом их образования могут быть крупные оползневые явления. Для развития оползней наиболее благоприятны берега океанов, морей, крупных озер и гористый рельеф местности. Масштабы их развития на Земле грандиозны. В прибрежной зоне водоемов, при наличии глинистых или илистых, переувлажненных, пластичных осадков, с низким коэффициентом трения, небольшого наклона дна (начиная с 30' и более) создаются условия для перемещения оторвавшихся глыб и их ухода за пределы разрушительного действия волн. Большая крутизна склона и особенно сейсмичность будут убыстрять этот процесс. Размеры этих пластин могут составлять первые сотни метров при мощности до 200—300 м. Занимают они в этих толщах самые различные стратиграфические уровни и не сопровождаются зонами брекчий, которые следовало бы ожидать при столь значительных амплитудах перемещений. Примером сказанному может служить миогеосинклинальный Северо-Нумидийский альпийский прогиб, расположенный между Средиземноморским вулканогенным поясом и Африканской платформой. Именно здесь часто встречаются крупные плоские пластины палеозойских метаморфических пород, триасовых песчаников и других отложений и юрских известняков, сохранивших все черты своей структуры, залегающие почти горизонтально внутри палеогеновых (эоценовых) глин или глинистого флиша. Они обнаружены на значительных пространствах Алжира и Туниса и очень многими геологами относятся к зоне шарьяжей. Анализируя причины перемещения на 20—30 км обрывков триасовых и верхнемеловых отложений в Нумидийском глинистом флише в пределах Туниса, К. А. Де Ионг (De Jong, 1975) приходит к выводу о том, что в этом повинна гравитационная тектоника (т. е. оползни), а не тектоника плит. По характеру их разрезов можно установить, с какого борта Нумидийской зоны сползли эти глыбы. В некоторых участках той же зоны, в Алжире, они участвовали в глыбовой (штампового типа) складчатости, образуя диапировые структуры.

В качестве яркого примера развития шарьяжей всегда приводятся Альпы. Так, их рассматривают А. Аржан и суммировавший эти

данные И. И. Белостоцкий (1963). В то же время Л. У. Ситтер (1960) и В. В. Белоусов (по устному сообщению), посетивший в 1975 г. Апеннины, считают их серией многократно перекрывающих друг друга оползней, весьма характерных для этих горных сооружений. Сторонники шарьяжей, как крупных горизонтальных тектонических перемещений, дают нереальные, умозрительные, весьма туманные объяснения этого механизма. В принципе такие образования относят к олистолитам (Михайлов, 1973) и нет решающих отличительных признаков между ними и отмеченными выше структурами; они одинаковы по виду и соотношениям с окружающими их породами. Сам же термин олистолит мы считаем ненужным, о чем подробнее будет сказано в другом разделе. Что же касается выделения шарьяжей в морфологической классификации, то забегая вперед, следует сказать, что в этом нет необходимости, ибо как для пологих сбросов не имеется специального термина, так не нужен он и для пологих надвигов (шарьяжей). Если шарьяжи рассматривать как оползни, в морфологической классификации они будут равнозначны сбросам или сбросо-сдвигам. Иначе говоря, термин этот теряет определенный смысл и лучше от него отказаться совсем.

В заключение следует сказать лишь о трещинах отпора или бокового отпора. Они могут возникнуть тогда, когда с тела, находящегося под значительной нагрузкой, но сохраняющего при этом равновесное, целостное состояние, она была внезапно снята с одной его стороны. Эта снятая нагрузка, вероятно, должна быть близкой к пределу прочности породы на скалывание. Эти условия не имеют места при различных типах выветривания и на небольших глубинах Земли. Лишь в условиях глубин при быстрых катастрофических явлениях они могут возникнуть, но зафиксировать их мы не можем. Их проявление установлено при проведении горных выработок, где в глубоких забоях, выкальваясь, породы как бы выстреливают в сторону открытого пространства. Так, вероятно, в общем виде можно представить себе условия и механизм их образования.

Как отмечает М. В. Гзовский (1975), непосредственные измерения напряженного состояния в породах Балтийского щита показали необъяснимые пока явления: преобладание бокового напряжения над литостатическим на тех же глубинах. Вероятно, этим объясняется появление трещин отпора на сравнительно меньших глубинах при проходке горных выработок в Хибинах, т. е. в процессе техногенной деятельности человека. Поэтому мы их поместили только в техногенную группу.

Сделанные нами оговорки и отступления показывают, что один генетический подход был бы оковами, ибо он ограничен и фиксирует только начальную стадию формирования структур, а их развитие, преобразование и поведение с момента возникновения до наших дней он отразить не может и не должен. Кроме того, в нем отсутствует принцип разделения по типам перемещений, который является основной сущностью морфологической классификации.

Противоречивость генетических классификаций, их ограниченность и даже умозрительность некоторых из них привели, в частно-

сти, И. Гилла (Gill, 1971) к выводу, что все они должны быть оставлены и целесообразно принять морфологическую классификацию разломов. Однако, заняв такую позицию, мы ушли бы в другую крайность, ибо в морфологической классификации не заложено генетической информации, а без нее невозможно правильно оценить значение дизъюнктивных нарушений, как в образовании структур земной коры, так и их роли в локализации экзо- и эндогенных рудных образований, а также роли техногенных и других нарушений в комплексе с отмеченными выше дизъюнктивами, затрагивающими многостороннюю человеческую деятельность и условия жизни на Земле. Не безразлично — имеем ли мы дело с эндогенными разломами и трещиноватостью, развивающейся до глубин 6—12 км, а в более крупных структурах до 35—40 км и более, или с экзогенными структурами, глубина распространения которых от дневной поверхности (в том числе и древней, захороненной) измеряется от первых десятков сантиметров до сотен метров и лишь для карстов достигает 1 км и редко больше. Эти структуры, отличаясь причинностью своего образования, имеют, как показано, разную глубину развития, а также разное площадное распространение — пестрое и локальное для экзогенных и часто планетарное для многих эндогенных типов структур.

Все это заставляет нас еще раз заявить, что не имеет смысла противопоставлять генетическую классификацию морфологической — они отражают разные, одинаково важные, стороны разрывных нарушений, дополняя друг друга.

Морфологические классификации разрывов. Одной из первых, наиболее значительных попыток проанализировать все возможные сочетания пласта и сместителя, сделал Р. Гауссе в 1903 г. Он установил более 100 различных форм дизъюнктивных нарушений и тем самым положил начало их геометрической классификации. Несколько позже П. М. Леонтовский (1905 г.) сократил число возможных сочетаний до 71.

В 1907 г. В. И. Бауман дал для того времени наиболее стройную классификацию, получившую довольно широкое распространение среди маркшейдеров и фигурирующую во многих учебниках и учебных пособиях по горной геометрии и маркшейдерскому делу. Он показал, что если рассматривать сочетания разрывов с пластами в пространстве, не принимая во внимание их положения относительно плоскости горизонта, то число таких сочетаний равняется 43. Последние он разделил на пять групп, основываясь на следующих ведущих принципах: 1) висячий бок разрыва условно принят за подвижный, лежащий — за неподвижный; 2) направлением перемещения считается линия, лежащая в плоскости сместителя и перпендикулярная к следу пересечения пласта и сместителя (разрыва). Если линия перемещения совпадает с направлением падения разрыва, различают две группы перемещений: сбросы — висячий бок опущен, и взбросы или надвиги — висячий бок поднят. В случае совпадения линии перемещения с простиранием разрыва выделяется третья группа нарушений — сдвиги. Косое положение этой линии по

отношению к элементам залегания нарушения дает четвертую группу перемещений — сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. К пятой группе В. И. Бауман относит так называемые нейтральные нарушения, отвечающие вертикальному положению плоскости сместителя.

Нетрудно увидеть, что принятая В. И. Бауманом линия смещения не имеет никакого отношения к действительному направлению перемещения соседних блоков в плоскости разрыва, а следовательно, и сама классификация оторвана от реальных природных соотношений, т. е. абстрактна. Вследствие этого она почти никакого распространения среди геологов не получила, хотя само деление на пять перечисленных групп было сохранено, правда, с иным внутренним содержанием.

Американские геологи также пришли к выводу о необходимости тщательного исследования дизъюнктивных нарушений с применением точных геометрических приемов и выработки для них соответствующей классификации. В связи с высказываниями Рэнсома (1906 г) на страницах журнала «Economic Geology», в 1907 г. возникла большая дискуссия по поводу систематики нарушений, а позже, в 1912 г., Американским геологическим обществом был даже создан специальный Комитет (под руководством Г. Рида) для разработки классификации.

Комитет предложил все дизъюнктивные нарушения (faults) разделить на взбросы (dip slip reverse faults), сбросы (dip slip или normal slip), сдвиги (strike slip) и разрывы с косым смещением (oblique faults).

В зависимости от того, секут ли разрывы пласты параллельно простиранию, поперек или косо — соответственно выделялись продольные, поперечные или диагональные нарушения. Эти определения рекомендовалось добавлять к отмеченным выше терминам классификации.

Из отечественных классификаций заслуживают внимания три — И. А. Молчанова (1935, 1939), А. А. Белицкого (1953) и М. В. Гзовского (1954, 1975). На их разборе мы остановимся несколько подробнее.

В двух блестящих критических статьях, посвященных исследованию дизъюнктивов, И. А. Молчанов (1935, 1939) дал исчерпывающий анализ прежних классификаций немецкой школы и показал кажущееся разнообразие их форм и характера смещений блоков пород. Он продолжил поиски математических решений задач на перемещение блоков пород по разломам, начатых Г. Ридом и К. Ф. Толменом. Главной его заслугой является то, что он первый четко заявил, что основой реальной классификации, отражающей природу перемещений блоков пород в плоскости разлома. В качестве указателей этих смещений им брались штрихи и борозды скольжений, установленные при геологических работах, а также перемещенные разломом пласты, падающие навстречу друг другу, или дайки с разными элементами залеганий. Для вывода расчетных формул ему, как и прежним исследователям, пришлось выделять прямые, косые, параллельные

и другие виды перемещений, основанные на угле встречи между простиранием разлома и смещенных тел, разделяя далее эти виды на разновидности по углам наклона тел по сравнению с падением разлома (положе или круче они угла падения нарушения).

Кроме выдвижения главного, принципиально иного подхода к классификации, на основе положения истинной, а не мнимой (искусственной) линии относительного перемещения блоков пород другой важной заслугой И. А. Молчанова является показ возможности графического решения задач с помощью начертательной геометрии. Это было им продемонстрировано на ряде простых, убедительных примеров расчетов одноактных перемещений и сделано это безупречно. Что же касается математических формул для этих расчетов, то тщательное рассмотрение методической основы и логики математических выкладок показало, что они верны лишь для рассмотренных им первых крайне редких случаев — прямых сбросов, взбросов и сдвигов, т. е. таких соотношений, когда пласты имеют простирания, перпендикулярные к простиранию разлома, а перемещения одноактные (простые). Линия этих перемещений устанавливалась им по штрихам и бороздам на плоскости разлома и совпадала либо с его простиранием — при сдвигах, либо с падением — в остальных случаях. Для всех многочисленных вариантов более сложных сочетаний слоев и разлома и различных направлений смещений эти формулы не корректны и не пригодны для расчетов.

Рассмотрим это путем сравнения двух самых простых примеров — прямого сброса (рис. 1) и прямого сбросо-сдвига (рис. 2). Для прямого сброса им предлагается правильная формула расчетов (Молчанов, 1935, формула 6)

$$H = l \cdot \operatorname{tg} \alpha,$$

где H — вертикальная амплитуда перемещения;

l — горизонтальное расстояние между смещенными частями одного и того же пласта по разлому;

α — угол падения пластов.

На блок-диаграмме (рис. 1, а), кроме того, указаны: H_1 — наклонная истинная амплитуда сброса, совпадающая с линией падения разлома и для краткости в дальнейшем называемая наклонной высотой сброса (или взброса для других случаев), и вектор R , указывающий направление и величину смещения, именуемый равнодействующей смещения (поскольку он может быть разложен на сдвиговую составляющую — λ и H_1). В данном случае $R = H_1$, так как они совпадают по направлениям и, соответственно, размерам. Так как в истинных сбросах и взбросах нет сдвиговой составляющей — $\lambda = 0$.

Тот же самый результат перемещений пластов в плане, которые показаны на рис. 1, б и рис. 2, б на уровне опущенных ступеней (ибо поднятые блоки в природе обычно размываются и нивелируются с соседними), может быть получен и при косом смещении блоков, как это показывает вектор перемещения R (см. рис. 2, а). На блок-диаграмме (рис. 2, а) видно, что $R \neq H_1$, ибо расположен

в плоскости разлома под углом к его простиранию и падению. Разлагая его на составляющие элементы, мы получим величину λ — сдвига, H — высоту сброса, выраженную на рис. 2, a величиной опущенной ступени, а также величину H_1 — наклонную высоту сброса.

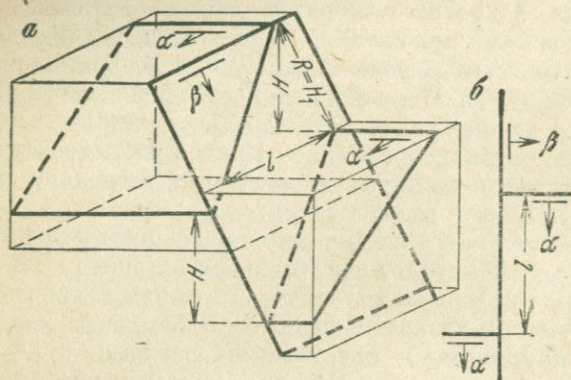


Рис. 1. Прямой сброс (объяснения в тексте).
 а — блок-диаграмма; б — план

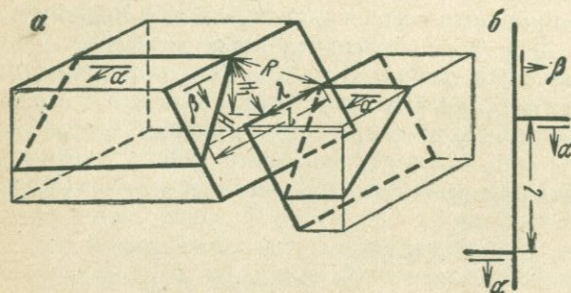


Рис. 2. Общий случай косо-го перемещения (объяснения в тексте).
 а — блок-диаграмма; б — план

Для математических расчетов таких задач, т. е. прямых сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов, он предлагает такую общую формулу (Молчанов, 1935, формула 7).

$$H = l \cdot \operatorname{tg} \alpha \pm \lambda.$$

Из сравнения этой формулы с приведенной выше видно, что левые части равны, следовательно, должны быть равны и правые. Это равенство возможно только при условии, что $\lambda = 0$, чего не может быть на самом деле, исходя из условия задачи (см. рис. 2). Иначе говоря, уже из анализа видно, что последняя формула не верна. Такой же вывод получится, если, глядя на блок-диаграмму (рис. 2, a), мысленно сдвигать опущенный блок в любую сторону по линии простирания разлома. При этом размеры H и H_1 останутся теми же, но будет менять свое положение (наклон) и величину вектор R . В конкретной задаче пределы изменениям для λ и R дает зафиксированная в поле при картировании величина l — горизонтальное расстояние между смещенными частями пласта, замеренное в плоскости разлома.

Отсюда следует, что без знания и учета, как расположена в плоскости разлома линия скольжения, определяющая положение и размеры вектора R , нельзя правильно решить задачу; именно она и не учтена в этой и других формулах А. И. Молчанова. Здесь он потерял главную веху, обеспечившую успех в графическом решении тех же задач.

Это, в конечном счете, определило то непонимание типа перемещения на известном примере (см. рис. 60, 61, 62), по которому были высказаны противоположные мнения. Этот пример, как весьма поучительный для анализа перемещений, мы специально приводим в разделе «Определение перемещений по разломам».

Если отбросить приставки (прямой, косой и т. д.), то все разнообразие перемещений в плоскости разлома (Молчанов, 1935, 1939) сводится к взбросам, сбросам, сдвигам и комбинации последних с двумя первыми, т. е. взбросо-сдвигам и сбросо-сдвигам. В эту классификацию не вошли лишь вертикальные нарушения, обычно называемые нейтральными, но и они легко поддаются решению перечисленными методами, когда один из блоков условно принят за всячий, а другой за лежащий. Горизонтальные дизъюнктивные нарушения практически не встречаются, но и они могут быть решены теми же методами.

Эта очень простая классификация охватывает все возможные комбинации. По своей терминологии она сходна с классификацией дизъюнктивных нарушений В. И. Баумана, но лишена той абстрактности в определении направления перемещений, которая и привела в этом вопросе горную геометрию в тупик. Она фактически совпадает с классификацией В. А. Обручева (1932), изложенной в книге «Полевая геология».

Появившиеся значительно позже классификации А. А. Белицкого (1953) и М. В. Гзовского (1954) имеют много общих черт. Если, например, из классификации А. А. Белицкого изъять связь разрывов с тангенциальными усилиями, то остальные принципы, на которых базируются обе классификации, близки. К ним относятся соотношения между простираниями пласта и разрыва (продольные, поперечные, диагональные) и между углами и направлениями их падения (более пологие по сравнению с падением разрыва и, наоборот, падающие в одну сторону или в противоположную, соответственно названные согласными и несогласными), «сдвоение» (нависание смежных частей пласта) или «зияние» (расхождение пластов) и некоторые другие второстепенные признаки.

Не трудно заметить, что эти же принципы были положены и в основу более ранних классификаций, предложенных Р. Гауссе, П. М. Леонтовским и др. Существенным их отличием является то, что при разделении разрывов А. А. Белицкий и М. В. Гзовский, следуя главной идее В. А. Обручева, И. А. Молчанова и других, учитывают реальные относительные перемещения блоков пород. А. А. Белицкий выделяет 45, а М. В. Гзовский 74 вида (формы) перемещений. Кроме общепринятых типов перемещений М. В. Гзовский включает в классификацию раздвижки, т. е. перемещения, перпендикулярные стенкам

разрыва, но сочетаний их с другими видами нарушений он не рассматривает в целях сокращения числа этих видов.

Критикуя классификацию А. А. Белицкого, М. В. Гзовский (1954) показал, что, согласно А. А. Белицкому, отдельным отрезкам одного и того же разрыва по падению (рис. 3) иногда приходится давать различные названия. Так, на участке *a* его следует называть взбросом, на участке *б* — отдвигом, а на участке *в* названия в его классификации вообще нельзя подыскать. Аналогичные трудности возникают, если мы рассмотрим случаи пересечения разрывом нескольких разновозрастных жил (см. рис. 49), которые разбираются нами как пример для расчета амплитуд.

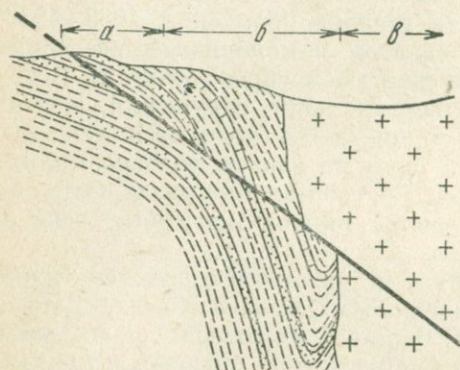


Рис. 3. Характер смещений по положению разлому, по М. В. Гзовскому

Поскольку мы не имеем права отдавать предпочтение соотношению разрыва с какой-либо из указанных жил, то, следовательно, потребуется объединить эти названия в одно, которое и будет звучать примерно так: диагонально-продольно-поперечный согласно-несогласный отрицательный (сдвоенно-зияющий) левый подбросо-сдвиг.

К сожалению, этот же недостаток характерен и для классификации М. В. Гзовского. Если применять его терминологию к разобранному выше примеру, то получим: для жилы 1 — диагональный согласно-правопадающий («зияющий») сбросо-сдвиг; для жилы 2 — продольный несогласный («зияющий») сброс (или сбросо-сдвиг), для жилы 3 — поперечный левопадающий («сдвоенный») сбросо-сдвиг. Учтя сказанное выше и соединив эти названия, мы получим столь же трудно произносимое и громоздкое наименование разрыва.

Классификациям дизъюнктивных нарушений А. А. Белицкого и М. В. Гзовского свойственны те же основные недостатки, отмеченные И. А. Молчановым для более ранних классификаций, о которых последний писал: «Все эти классификации, помимо их удручающей громоздкости, сложной и дискуссионной номенклатуры, игнорирующей укоренившиеся в горном деле термины, отличаются еще одним важным недостатком, совершенно аннулирующим их практическое значение. Все они рассматривают не нарушение в целом, не дизъюнктив, как таковой, а только вызванное им смещение пласта или

жили, совершенно не учитывая перемещения крыльев дизъюнктива, которым это смещение вызвано. Между тем понятно, что одно и то же нарушение с определенной величиной и направлением вызовет различные видимые перемещения пересекаемых им пластов или жил, если только условия их залегания будут неодинаковы, и, следовательно, попадет в различные рубрики этих классификаций. Иначе говоря, каждое нарушение получит столько различных названий, сколько пересечет различных пластов или жил. С другой стороны, определение формы смещения для одного пласта ничуть не предопределяет формы смещения другого, нарушенного тем же сместителем, если только условия залегания его будут хоть немного отличны. Поскольку это так, то определение формы смещения теряет всякое практическое значение» (Молчанов, 1939, с. 144—145).

К сказанному следует добавить, что все эти классификации вообще не могут быть названы классификациями, так как они не отвечают самой сущности этого термина. В самом деле, в любой классификации, которую можно принять за образец, например, классификация Е. С. Федорова по кристаллографии, классификации живого и растительного мира и многие другие, все многообразие форм сводится к нескольким типам (классам и т. д.), которые разделяются по ведущему признаку. Затем внутри выделенных типов (или классов) производится дальнейшее подразделение, но уже по признакам второго и третьего порядка, которые, однако, также позволяют объединить виды в определенные группы. В анализируемых нами классификациях А. А. Белицкого и М. В. Гзовского не только отсутствует объединение видов (форм) нарушений в определенные типы, классы или группы, но наблюдается противоположная картина — искусственное приписывание разных названий одному и тому же разрыву. Отсюда следует, что принципы, положенные в основу этих классификаций, неприемлемы. Мы не станем утомлять читателя разбором иногда употребляемых таких терминов, как, например, пересброс, отдви́г, подотдви́г, складкосбро́с и т. п., которые только засоряют геологическую литературу.

Отвергая принципы классификаций А. А. Белицкого (1953) и М. В. Гзовского (1954, 1975), мы очень высоко ценим сами работы этих исследователей. В частности, А. А. Белицкий в своей работе много места уделил вопросу о представительности разрезов, т. е. отражают ли они сущность перемещений или нет; указал много геологических моментов, позволяющих определить общее направление смещений и т. д. М. В. Гзовский дал великолепный критический анализ генетических и морфологических классификаций. Он первый включил раздвиги в морфологическую классификацию разрывов. Введение их в классификацию придает ей логически заверченный, законченный вид.

В классификации И. А. Молчанова не фигурирует термин «надвиг». Действительно, нет никакой принципиальной разницы между взбросом и надвигом. По сути дела это синонимы. Не возражая против его применения, мы считаем, что благозвучнее сказать взбросо-сдвиг, чем надвиго-сдвиг или сдвиго-надвиг. Обычно под

надвигом понимают такие дизъюнктивные нарушения, которые падают под углами менее 45° , но ведь существуют и сбросы, плоскости которых положе 45° , однако никто не ощущает необходимости вводить для них новый термин.

Резкое противопоставление надвигов и сбросов часто пытаются обосновать якобы принципиальными отличиями тектонической обстановки, в которой они образуются, — сжатием и растяжением, но, как показал на одном из примеров М. В. Гзовский (1954), оба эти нарушения могут возникнуть одновременно. Число таких примеров можно увеличить. Кроме того, известно, что растяжение и сжатие — это две сосуществующие стороны одного и того же процесса тектонического развития земной коры.

Таким образом, из положительных сторон рассмотренных классификаций может быть дана одна простая морфологическая классификация, которая хорошо коррелируется с типами деформаций. Одна группа: сбросы, взбросы (надвиги), сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги — соответствует скальвающим деформациям, а другая — раздвиги — отрывным, при которых идет раскрытие разрывов перпендикулярно их поверхности (среднему ее положению), а не скольжения в их плоскости, как в первой группе нарушений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ РАЗРЫВОВ

Перед исследователем, изучающим дизъюнктивные нарушения, возникает целый ряд задач, которые требуют для их решения сбора необходимого и достаточного фактического материала, а также выбора масштабов работ и методов исследований. Уже из обзора классификаций разрывных нарушений видно, что важной задачей является выяснение генетической и морфологической природы разрывов, определяющих само их появление, особенности пространственного размещения, характер выражения и развития и, в конечном счете, значение в создании структур земной коры, а в практическом аспекте — их роли в локализации полезных ископаемых. Без решения этой задачи немислимы настоящие знания об этих структурах. Безусловно, на этом пути стоят большие трудности различного порядка. Вместе с тем, нельзя их преодолеть или пытаться это сделать без продуманных систематических исследований с четким представлением, что необходимо выяснять. При этом следует не только сформулировать общую цель, но и представить себе составные части этой проблемы или цели, для которых можно поставить многочисленные конкретные задачи или вопросы и выбрать ясные пути исследований. Однако самой первой задачей всегда является выявление самого нарушения.

ПРЯМЫЕ И КОСВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

При выявлении разрывных нарушений или других объектов и явлений используют прямые и косвенные признаки. К прямым признакам относят те, которые дают единственный, однозначный ответ; к косвенным — дающие многозначность, разную вероятность и неодинаковую достоверность решений из имеющегося их выбора.

Под общим, нейтральным термином разрыв объединяются поверхности раздела геологических тел, нарушающие их сплошность, связность, т. е. взаимодействие между их атомами и молекулами. К ним относятся разломы и трещины. Последние являются наиболее мелкими разрывными нарушениями и в то же время самыми многочисленными. От разломов трещины отличаются прежде всего отсутствием зон брекчированных и милонитизированных пород в их полостях и обычно отчетливыми, поддающимися измерению, смещениями рассекаемых ими геологических границ (контактов тел или других разрывов). Величина смещения, которая позволяла бы их разделять, никем не установлена и поэтому условна.

Трещины по условиям деформаций и морфологическим признакам, отражающим эти деформации, разделяются на два типа — трещины скола, или скалывания, и трещины отрыва. Трещины скалывания

характеризуются гладкими стенками, значительной протяженностью по простиранию и падению, измеряемой часто десятками и даже сотнями метров, иногда имеют тонкую пленку глинки трения и по ним изредка можно заметить небольшие (миллиметры и более) смещения контактов тел. В последнем случае на их поверхностях могут быть заметны штрихи и борозды скольжения. Такая их морфология обязана скальвающим (срезающим) деформациям пород. Трещины отрыва обладают неровными, извилистыми и шершавыми поверхностями, иногда как бы занозистыми или раковистыми, и обычно имеют небольшую протяженность от нескольких миллиметров до нескольких десятков метров. Смещений пересекаемых ими контактов тел не видно. Ширина зияния, создаваемая обоими типами трещин, обычно не велика и измеряется долями миллиметра. Она может быть увеличена в процессе их расклинивания, например, замерзающей водой, оползневых и прочих явлений.

Иногда говорят о скрытой трещиноватости горных пород, которая не видна в свежих обнажениях, но выявляется либо процессами выветривания, либо при дополнительных усилиях (например, при относительно слабом ударе молотком, встрясках от взрывов и т. д.). Иногда она повторяет те же системы трещин, которые мы видим и замеряем в свежих скальных обнажениях; в других — отличается от них и близка, например, общему наклону данного участка местности и может быть обязана процессам выветривания, наконец, — частично или полностью возникнуть в результате приложенных усилий (ударов, взрывов и пр.) или других причин. Существующая в породах анизотропия будет оказывать влияние на ее проявление (преимущественное направление, частоту и пр.).

Для получения достоверной информации о трещинах необходимы коренные обнажения, в которых только и можно установить их элементы залегания, выдержанность по простиранию и падению, морфологический облик поверхностей, определить их принадлежность к сколам или отрывам, выявить число систем, характер последующего выполнения, частоту встречаемости и т. д. Иначе говоря, только непосредственные наблюдения и пригодны для их изучения; косвенные методы могут дать лишь некоторую дополнительную информацию, но делать выводы только на их основе рискованно.

Прямые признаки разломов. Из того, что было сказано раньше, видно, что кроме наличия зон брекчий и милонитов нет резкой границы между трещинами и разломами и порядок величин смещений или раскрытий дизъюнктивов является условной величиной при их разделении. Кратко охарактеризованные сколовые и отрывные нарушения определяют две принципиально различных группы разломов. Сбросы, надвиги или взбросы и сдвиги вместе с косыми перемещениями (сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами) составляют группу сколовых зон разломов, а раздвиги — отрывов и характеризуются тем же обликом, что и трещины отрыва, и перемещениями, перпендикулярными их среднему общему простиранию. Нарушения, возникшие первоначально как раздвиговые структуры, помимо сложной извилистой поверхности, внутри самой плоскости не имеют текто-

нических брекчий, глинки трения и милонитов и могут содержать лишь обвалившиеся в их зияющие полости куски и глыбы боковых пород. В тех случаях, когда эти зияющие полости засыпаны обломочным материалом, возникают так называемые кластические дайки.

Обе морфологические группы разломов нередко выполняются различными магматическими породами — интрузивными, образующими дайки, штоки и другие тела, и эффузивным пирокластическим материалом, либо лавами, которые после кристаллизации могут образовать дайки и другие субвулканические и вулканические образования. Они часто содержат жилы и метасоматические эндогенные рудные и нерудные образования, а также продукты их гипергенного изменения. Обе отмеченные группы нарушений могут быть разного происхождения. Они проявляются во всех генетических группах предложенной нами классификации. Так, например, среди экзогенных трещин аналогами тектонических раздвиговых структур являются контракционные и антиконтракционные трещины (см. табл. 1). С трещин отрыва часто начинается возникновение оползней и различных типов разломов, как это показал М. В. Гзовский (1975) при их моделировании.

В противоположность раздвигам разломы, характеризующиеся сколовыми зонами, имеют значительно более выдержанные элементы залегания и всегда имеют зоны дробленых пород — брекчий, милонитов, тектонических глинок трения, несут на своих плоскостях борозды и штрихи зеркал скольжения. Они также часто сопровождаются зонами повышенной трещиноватости, параллельной разломам и оперяющим их зонам сланцеватости в осадочных и метаморфических породах, а также развитием в них катаклаза, сланцеватых blastomylonitов и признаков течения в метаморфических породах, причем эти перемещения иногда близки к процессам гранитизации и регионального метаморфизма, что, в частности, отмечал В. И. Канзский (1965) для разломов Центрально-Алданского района.

О природе брекчий. Вопрос о природе брекчий не вызывает сомнений, если они имеют секущее положение к слоистости пород. В тех случаях, когда они залегают согласно, часто возникают споры об их происхождении — осадочные они или тектонические, или иные. Рассмотрим, в чем их принципиальные отличия.

Для образования осадочных брекчий, называемых ненужным термином — олистостромы, требуются особые условия. Это, прежде всего, крутые берега побережий — прибавки не сортированного грубообломочного остроугольного материала с континента и быстрое удаление этого материала по достаточно покатому склону водного бассейна за пределы влияния волн и, тем самым, сохранение от окатывания угловатых обломков и их захоронение под новыми слоями осадочных пород. В частности, такие условия возникают в далматском типе берегов, обязанных чередованию горстов, создающих береговые утесы, и грабенных, занятых морем, располагающихся параллельно береговой линии; при этом в глубоких и тихих бухтах, закрытых от волн, возникают условия захоронения осадочных брекчий. Конечно, в них может попасть некоторое количество аллювиального, окатанного материала, приносимого горными ручьями и речками; процент этих отложений обычно невелик. Подобные условия образования осадочных брекчий могут быть в некоторых бухтах берегов риасового типа (т. е. затопленных речных, а также ледниковых долин с обломочными моренными и флювиогляциальными отложениями, в результате опускания скалистых побережий или других причин). Образованию осадочных брекчий могли

также способствовать цунами и мутевые, или турбидные, потоки, возникшие при землетрясениях, сорвавших с морского дна неустойчивые иловатые, песчано-глинистые и другие породы, удалив их за пределы окатывающего воздействия волн (в том числе и штормовых).

Осадочные брекчии, по А. А. Богданову, распространены вдоль Западного Урала среди карбонových отложений, где они образуют несколько горизонтов. Наиболее мощный из них (до 100 м и более) залегает в основании верхнего карбона и является маркирующим горизонтом. Эти брекчии залегают согласно внутри пород, сложенных песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Они представляют собой глинистую бесструктурную массу, насыщенную мелкими окатанными и угловатыми обломками известняков, кварцитов и других пород. Кроме того, в них встречены глыбы кварцитов и известняков до 10 м в поперечнике, относящихся к породам, более древним, чем карбон. Подобные «экзотические глыбы», или клипшены, но без сопровождающих их горизонтов брекчий, наблюдаются в большом числе мест. Многим известны, например, глыбы пермских известняков в палеогеновых глинах в Крыму, меловых известняков в тех же отложениях в Сочинском районе, которые, по Б. М. Келлеру и В. В. Меннеру, удалены от мест их первичного залегания более чем на 20 км, разнообразных пород в таких же песчано-глинистых отложениях в Алжире, Марокко, Динаридах и других местах.

Анализируя все известные случаи нахождения «экзотических глыб», или клипшенов (именуемых теперь невыразительным и лишним термином олистолиты), можно заявить, что они встречаются только при наличии глинистых и песчано-глинистых отложений. Все они, согласно взглядам многих исследователей, являются образованиями гравитационными, связанными с подводными оползневыми явлениями.

Следует заметить, что аналогичные глыбы, осыпи и брекчии сползают и со склонов современных гор, особенно там, где в их основании залегают глинистые осадки, создавая многоярусные, наползающие друг на друга образования разных по возрасту и составу пород. Они имеют обманчивый вид шарьяжированных покровов, за которые их очень часто принимают.

Поскольку осадочные брекчии — такой же горизонт пород, как и другие в согласно залегающем разрезе, поэтому в их составе не должно быть обломков, покрывающих их более молодых пород. Обломки подстилающих пород могут присутствовать лишь в том случае, если они слетали сушу и берега бассейнов — поставщика обломочного материала и отчасти могли попасть в состав обломков при наличии параллельного несогласия между брекчиями и подстилающими их породами (т. е. являются реликтами обломков континентального размыва пород в процессе образования несогласия). Состав обломочных пород формируется в основном за счет их сноса с прибрежной суши. В них можно встретить и экзотические обломки и глыбы пород, транспортируемые в водоем различными путями — селевыми потоками, ледниками, льдинами побережий, впадшими в лед обломочные породы, скатившиеся или упавшие с крутых берегов, обвальные и осыпные и т. д.

В осадочных брекчиях, как указывает В. Шрок (1950), кроме того, наблюдаются элементы стратификации и фашиальные изменения по простиранию, а также в поперечном разрезе, где отмечаются переходы в мелко- и тонкообломочные разности. Как было отмечено выше, некоторые их разности образуются турбидными потоками. Поскольку в водных условиях скорость осаднения крупных и мелких обломков мутьевых потоков разная, она и ведет к разделению осадков, и мелкие, естественно, выпадают последними. В них часто встречается и разнообразная фауна нормальной сохранности, синхронная этим осадкам.

К сказанному еще следует добавить всегда наблюдаемое расположение более крупных обломков осадочных брекчий уплощенными их частями параллельно общей слоистости пород.

В тектонических брекчиях, залегающих согласно со слоистостью, в отличие от осадочных, обломки состоят как из подстилающих, так и покрывающих пород. В них отсутствуют признаки стратификации, обломки имеют беспорядочное расположение (глыбы соседствуют с мелко- и тонкообломочным материалом). Более того, в тектонических брекчиях обычны милониты и тектонические глины, создающие сложные сети кососекущих зонк дробления и мило-

нитизации пород, что совершенно не свойственно осадочным брекчиям. Кроме того, в тектонических брекчиях, особенно с обломками разнообразных сланцевых пород, часто видны зеркала скольжения, борозды и штрихи, чего не должно быть на обломках осадочных брекчий. Если залегание брекчий на разных пластах или извилистой размытой поверхности одного и того же подстилающего брекчий пласта можно соответственно рассматривать как результат углового или параллельного (стратиграфического) несогласия, то такие же, пусть даже местные, локальные соотношения, когда покрывающие брекчию пласты утыкаются в нее под косыми, острыми углами, уже нельзя трактовать иначе, как контакты тектонические. Для подтверждения последнего нетрудно будет найти и другие признаки при внимательном изучении разреза. В частности, надо поискать зеркала, борозды, штрихи скольжения и тонкие ветви тектонических глинок и милонитов, отходящих в стороны от контактов этих брекчий, и внутри них и другие отличия, отмеченные нами выше.

Таким образом, имея в качестве основы перечисленные отличия, можно установить происхождение брекчий, что чрезвычайно важно при решении вопросов образования таких, например, структур, как диапировые.

Сказанное выше касалось различий осадочных брекчий, возникших в морских и крупных озерных водоемах, от брекчий, связанных с разрывами. Однако брекчии могут образовываться и в континентальных, наземных условиях.

В горных районах Средней Азии, где при сравнительно жарком климате и достаточном увлажнении создаются благоприятные условия для растворения карбонатных пород, при испарении вод с растворенным в них бикарбонатом кальция — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ происходит его разрушение и образующийся вновь кальцит (или арагонит) цементирует остроугольные обломки осыпей, скапливающихся на склонах мелких слоев и особенно у их устьев. Образованные таким путем брекчии, сцементированные часто очень чистым, крупнокристаллическим кальцитом, производят полное впечатление мощных зон тектонических брекчий, цемент которых похож на эндогенный, гидротермальный. Только тщательное картирование позволяет избавиться от первоначального впечатления и обнаружить, что они не имеют какого-то линейного расположения в виде тектонической зоны и не образуют трубообразного тела, а из-под более тонкого их слоя видны нормальные недробленые и неизмененные известняки, характерные для всего этого склона, сохраняющие свое залегание. При детальном картировании также устанавливается, что обломочный материал накопился в выположенных частях склона или сая и имеет сложную конфигурацию в плане и плащеобразное залегание на склоне или в саяе, постепенно выклиниваясь в сторону его верховьев и относительно резко обрываясь у устья, или заканчивается конусом вывроса, перекрывающим речные аллювиальные отложения.

Мы привели этот пример потому, что при редких маршрутах встреча таких брекчий в разных случайных местах может повлечь за собой их объединение в линейную тектоническую зону, которой в сущности нет в природе. Характерно также, что в таких скоплениях сцементированных обломков не наблюдается милонитов или глинок, секущих или окаймляющих их с какой-либо стороны, как это можно наблюдать практически в любом достаточно крупном разломе, о чем говорилось выше.

К континентальным образованиям относятся и грязевулканические брекчии. Современные грязевые вулканы, поставщики этого материала, многочисленны в Азербайджане, Туркмении (СССР), Румынии, Италии, Пакистане, Индии, Перу и других местах. Несомненно, что они существовали и в иные времена. Положение грязевых вулканов определяется генетической и пространственной связью с нефтегазоносными районами; структурным их контролем являются разломы. В пределах последних происходит миграция очагов извержений и, соответственно, перемещение площадей распространения грязевулканических брекчий, часто с перекрытием прежних их выбросов новыми. Обычно мощность каждого такого извержения не превышает 2 — 10 м, а площадь, занятая потоками, 0,5 — 10 га. Форма потока определяется характером рельефа и измеряется сотнями метров в длину и ширину. Лишь у самых крупных вулканов, как Локбатан (Азербайджан), образуются покровы грязевулканических брекчий суммарной мощностью в 150 м, а занятая ими площадь составляет 425 га. Они представляют собой вязкую глинистую массу голубого или серого цвета,

содержащую угловатые обломки пород различных частей разреза, вплоть до залегающих на глубине 10 — 11 км. Их размеры, как правило, не более 1 см и редкие из них достигают 10 — 15 см в поперечнике. Расположение обломков беспорядочное, не отличающееся от тектонических брекчий. В противоположность тектоническим брекчиям они имеют нормальные контакты с подстилающими и перекрывающими их породами, подобно любому горизонту осадочных отложений, и не могут содержать обломков покрывающих их пород. Однако при захоронении брекчий под новой трансгрессивной серией осадков они обязаны в той или иной мере подвергнуться размыву и перераспределению, войдя в состав базальных слоев, залегающих на всех нижележащих отложениях.

Из этого также следует, что они во всех случаях будут связаны только с несогласиями (угловыми или стратиграфическими). Поэтому, прослеживая контакт, разделяющий несогласия за пределами развития брекчий (рядом), без большого труда можно будет отличить этот нормальный («припаянный») контакт от тектонического, с многочисленными зеркалами скольжения и другими признаками, указанными ранее. Дополнительным их отличием от всех других будут участки (площадью около первой сотни квадратных метров) грязевулканических брекчий, обожженных до кирпично-красного цвета непосредственно у центров этих вулканов, в результате кратковременных газовых пожаров, раскалявших их до температур 800 — 1000° С (Якубов и др., 1976). По положению таких обожженных брекчий можно трассировать и разлом, вдоль которого мигрировали очаги извержений.

Непосредственно в зонах разломов, по которым прорывался вверх грязевулканический материал, будет наблюдаться смесь брекчий обоих типов, отличить которые друг от друга весьма затруднительно. Лишь наличие очень специфических обломков пород, свойственных глубоким частям разреза, будет таким указателем, поскольку по установленным амплитудам перемещений блоков пород эти обломки не могли попасть на данный уровень.

В заключение следует сказать, что возможности встречи грязевулканических брекчий невелики ввиду локального распространения и наличия очень благоприятного сочетания условий для их развития и захоронения (равнинный или холмистый рельеф, трансгрессия и быстрое опускание участка).

Выявляя и прослеживая разломы в сухих, безводных частях обнажений, особенно в толстослоистых карбонатных породах (тем более мраморизованных), следует иметь в виду, что небольшие их зоны с мощностями, измеряемыми десятками сантиметров, могут быть легко пропущены, поскольку они иногда выражены тонкозернистой или мучнистой массой того же цвета, и только внимательность и учет геоморфологических признаков (линейность небольших выступов скал или углублений, борозд в них) заставляют обратить на такие места особое внимание и позволяют впоследствии не пропускать их при составлении детальных карт. Обводненность зон разломов всегда усиливает контрасты (начиная с роста более сочной и разнообразной растительности вдоль таких зон) и, если имеются многочисленные, хотя бы мелкие выходы родников, образующих линейную цепочку или четкую их полосу, то при наличии непосредственных разрозненных наблюдений самих разломов в этой же полосе, можно уверенно трассировать разломы и наносить их на карту, как и на основе прямых, непрерывно наблюдаемых признаков. Однако чтобы не сделать ошибки, следует проверить, не приурочены ли выходы этих источников к водоносному горизонту изучаемого района, т. е. необходимо знать разрез и учитывать гидрогеологические данные и все то, что было сказано относительно осадочных брекчий, являющихся обычным слоем или пачкой пород, залега-

ющей согласно, а также те отличия, которые были указаны для тектонических брекчий, совпадающих со слоистостью.

Свежесть обнажений в подземных горных выработках и хотя бы слабая их обводненность позволяют выявлять значительно большее число разломов разных порядков, чем даже на обнаженной, скальной дневной поверхности. Поэтому совокупность непосредственных наблюдений зон в отдельных обнажениях и наличие тесно связанных с ними косвенных признаков позволяют без большого риска ставить последние в один ранг с прямыми признаками при прослеживании разломов.

К прямым признакам наличия разломов относится и внезапное выпадение из согласно лежащих пород отдельных горизонтов, пачек или их свит против соседних выходов тех же отложений. Прослеживая и сравнивая эти породы по другим обнажениям и их положение в пространстве, можно наметить, например, разломы, скрытые чехлом четвертичных образований. При этом должно быть обращено внимание на изменение степени катаклаза и интенсивности трещиноватости обнаженных пород по мере удаления от предполагаемого разлома. Такие соотношения обязаны тому, что в процессе накопления пород по ранее существовавшему разлому произошло скачкообразное поднятие одного из блоков и размыв части накопившихся осадков, т. е. фактически в поднятом блоке возникло локальное параллельное или стратиграфическое несогласие. Такая картина наблюдалась нами в 1947 г. в обрывах карьерной древней горной выработки Кан-и-Мансура в Восточном Карамазаре (Средняя Азия), где в южном тектоническом блоке, в полого падающих верхнекарбонных отложениях выпадает 100-метровый горизонт фисташково-зеленых туфов; весь остальной разрез хорошо стратифицированных эффузивно-осадочных отложений по обе стороны северо-восточного крутопадающего разлома идентичен. В другом аналогичном примере левобережья р. Ангрэн (того же района) глубинный Кумбельский разлом северо-западного (310° — 320°) простирания, падающий на северо-восток под углом 80 — 85° , рассекая и перемещая верхнепермские эффузивные кварцевые порфиры и их пирокласты еще в процессе образования свиты, приводит к несколько иным результатам. Здесь за счет частичного размыва розовых кварцевых порфиров в поднятом северо-восточном блоке, в соседнем юго-западном блоке того же разлома, за счет них образовалась пачка конгломератов мощностью 150 м, лежащая на аналогичных кварцевых порфирах. Новое трещинное излияние таких же кислых лав из Кумбельского разлома перекрывает оба блока. В отличие от первого случая здесь мы имеем иную геологическую и геоморфологическую обстановку, хотя общая сущность явлений близка (скачкообразность перемещений и нивелирование поверхности за короткий интервал времени по сравнению с образованием всей свиты). Резкое нарастание мощностей с образованием конседиментационной флексуры в конечном счете завершается разрывом. Примером этому является тот же Кумбельский и параллельные ему разломы (Кенкольский и Арашанский). Их полоса является тем местом, в котором наблюдается

быстрое нарастание мощностей карбонатных отложений $D_3 - C_1$ с 0,8 — 1,2 км, характерных к юго-западу от них, до 3,5—4,5 км к северо-востоку. В конечном итоге это привело к образованию указанных разломов и коренным различиям в дальнейшей истории развития этих территорий в верхнем палеозое. В это время Кумбельский разлом не раз служил местом крупных трещинных излияний верхнепалеозойских лав и внедрения разновозрастных массивов гранитоидов. Разное поведение одного и того же разлома в каждом новом этапе развития — характерная черта блоковой тектоники приведенного района, где такой анализ на этих и других примерах был нами проведен (Кушнарев, 1969).

Таким образом, детальный анализ мощностей толщ в разных блоках разломов и степени сохранности разреза (выпадение его частей или появление новых членов) позволяют не только фиксировать наличие разломов, но и выявлять особенности их развития.

К прямым признакам разломов или крупных трещин следует относить и наличие даек магматических пород, жил различного состава, зон серицитизации, хлоритизации, окварцевания, аргиллитизации и других изменений, включая экзогенные процессы, ведущие к возникновению линейных кор выветривания. Нам не известны примеры, где бы разнообразные изменения пород, образующие линейные зоны, не были бы приурочены к дизъюнктивным нарушениям, что дает нам право считать их прямыми признаками таких нарушений; они занимают секущее положение к контактам вмещающих пород. При совпадении их со слоистостью надо учитывать то, что было сказано выше, в том числе и наличие осадочных рудных и нерудных образований, окисление которых на выходах может дать тот же внешний эффект, но привести к ложным выводам относительно наличия здесь разломов. Эти случаи безусловно требуют к себе особого внимания. То же следует сказать и относительно сохранности площадных кор выветривания, фиксирующих несогласия. Они без учета сказанного выше могут быть ошибочно приняты за заохранные зоны разломов.

В областях мощной магматической деятельности наличие линейно вытянутых, секущих слоистость пирокластических образований, в ряде случаев переходящих в покровы, несомненно фиксирует зоны разломов.

Отчетливые цепочки близко расположенных вулканов центрального типа также служат прямыми признаками зон разломов. В то же время наличие пирокластики, без учета ее соотношений со слоистостью (согласное оно или секущее), еще не является достаточным основанием, чтобы относить эти брекчии, туфобрекчии и лавы к жерловой формации трещинных излияний. Следует считаться и с возможностью расположения единичных вулканов центрального типа вне непосредственной связи с разломами.

Прямым признаком наличия разлома является наблюдаемое сдвигание разреза. Это может быть установлено лишь при детально разработанной стратиграфии и уверенности, что в разрезе нет подобного сочетания пород и мы действительно видим двойников. Осталь-

ное, т. е. установление места сочленения этих разрезов, — дело техническое, связанное с привлечением всех дозволенных, объективных приемов его прослеживания, если сам этот контакт прикрыт осыпями, делювием или другими образованиями.

Таким же признаком является ступенчатое положение одних и тех же поверхностей выравнивания, или пенепленов, как часто их именуют. Полевые наблюдения и морфоструктурный анализ топокарт позволяют установить высоту этих ступеней и границы их стыков. Это же применимо при анализе расположения малых форм — морских и речных террас, форм ледниковой экзарации и других, что является предметом специальных геоморфологических и неотектонических исследований.

При полевых геологических исследованиях выявление различных типов дизъюнктивных нарушений всегда идет не только по прямым, достоверным признакам, но и с привлечением косвенных; их комплексного использования, ибо без этого пришлось бы вести дорогие и многочисленные горные и буровые работы для вскрытия нарушений и их прослеживания. При этом, например, имея прямые данные о разломе (по данным подземных горных работ) и спроектировав его выход на дневную поверхность, закрытую чехлом молодых пород, мы обязаны искать косвенные признаки, фиксирующие его положение, экономя средства для его прослеживания только горными и буровыми работами.

Косвенные признаки разломов. Косвенными являются следующие признаки.

1. Внезапные резкие изменения элементов залегания, флюиальности эффузивов и самих осадочных пород.

2. Увеличение трещиноватости против обычной для данных пород района.

3. Возрастание сланцеватости, особенно косо секущей пласты, против свойственной для тех же пород.

4. Внезапное окончание горизонтов и пачек пород при прослеживании их по простирацию, особенно в слабообнаженных районах (по их обломкам в делювии), причем эта граница обычно имеет извилистый или прямолинейный вид и за ней вновь появляются те же горизонты и пачки пород. Уточнение контуров этой границы и ее положения в рельефе позволит не только установить разлом, но и вычислить его элементы залегания и примерную мощность зоны дробления. Этот признак, по нашему мнению, может быть отнесен к прямым признакам, если установлено, что полоса, где исчезают прослеживаемые горизонты, не перекрыта несогласно залегающими более молодыми отложениями, создающими впечатление вытянутой зоны.

5. Утыкание прослеживаемых горизонтов в другие отложения. При закрытости этой границы такие соотношения могут быть: а) результатом несогласного залегания пород; б) их тектонических контактов; в) результатом оползневых и других явлений. Однозначное решение этого вопроса требует специальных исследований и в ряде случаев создания искусственных обнажений.

6. Наличие согласно залегающих со слоистостью брекчий. Как было показано выше, вопрос о их происхождении требует дополнительных исследований, чтобы решить, тектонические они или осадочные.

7. Наличие лавобрекчий и других пирокластических образований как возможных показателей жерловых фаций трещинных и центральных вулканов. Выявление секущего характера их залегания относительно окружающих пород только и может перевести этот косвенный признак разломов в прямой.

8. Плоские блоки пород (или как их иногда называют пластины, «прокладки», «пакеты»), находящиеся среди интрузивов, могут оказаться в них в результате выжимания по разломам, как это показал Е. П. Солюшкин (1955), или могут быть крупными ксенолитами (плоскими тектоническими пластинами), погружившимися в магму, вдоль которых после застывания массивов вновь возобновились движения ввиду слабости этих контактов, что наблюдалось нами на примерах отдельных рудных полей. Однако они могут быть и просто ксенолитами (в том числе рудными), поэтому этот признак косвенный.

9. Линейное расположение рек, стекающих с водораздела в разные стороны, может служить указанием на возможную их приуроченность к зоне разлома. Разломы могут создавать грабены, к которым приспособляются речные долины (например, Рейнский грабен), и тогда они находятся по ее бокам.

10. Полосы пониженных водораздельных и соседних с ними участков гор, четко выделяющихся на общем их фоне и, кроме того, характеризующихся мелкими, своеобразными геоморфологическими особенностями (изрезанность мелкой овражно-балочной сетью с постоянными или временными водотоками, наличие многочисленных родников в полосе разлома и связанных с ними солифлюкционных процессов, оползание пород и обычные оползневые ступени, обвалы и т. д.). Эти признаки наиболее отчетливы в пределах мощных зон разломов.

11. Резкое различие цвета и утыкание многоцветных полос по какой-то прямой или извилистой линии в поле другой тональности, прерывание структурного и текстурного морфологического облика и рисунка этих полей может свидетельствовать: 1) о наличии тектонической зоны; 2) о контакте магматических пород; 3) о линии углового или стратиграфического несогласия пород.

12. Линейное расположение блюдцеобразных понижений или более сложных, вытянутых в одном направлении борозд, колодцев, воронок, провалов и других форм, связанных с карстовыми образованиями, часто контролируемых зонами разломов и повышенной трещиноватости.

13. Уступы в рельефе, не зависящие от характера слоистости и устойчивости самих пород к выветриванию.

14. Появление на склонах долин обратных или встречных наклонов, ступенчатых участков этого склона с образованием небольших озер и болот, «пьяного» леса и других признаков, указывающих

на наличие оползней, которые помимо независимого проявления иногда фиксируют и наличие тектонических разломов, создающих для их проявления дополнительные благоприятные условия развития.

15. Выступающие в рельефе гряды, гребни и «стены» или, наоборот, отрицательные формы рельефа (линейные, кольцевые, дугообразные, центриклинальные и др.) либо отражают слоистость пород, их складчатость, вулканические постройки и т. д., отпрепарированные при выветривании, либо фиксируют зоны дробления минерализованные или пустые, а также выполненные магматическим материалом. Такие морфологические образования всегда привлекают к себе внимание яркостью форм, но природа их весьма различна.

16. Наличие полосы более обильной, разнообразной и сочной зеленой растительности по сравнению с редкой и полузасохшей на остальной ближайшей территории. Этот признак отчетливо проявляется в аридном, засушливом климате. Разломы здесь часто сопровождаются родниками или дренируют подземные воды, просачивающиеся по капиллярам и трещинам в более проницаемой зоне разлома.

Могут быть и противоположные случаи, когда над зонами разломов растительность, угнетенная, чахлая или отсутствует совсем вследствие окисления присутствующей в ней сульфидной вкрапленности (пирита, халькопирита и других минералов), создающей здесь неблагоприятную, отравленную, афитогенную обстановку. Встречаются они значительно реже. Эти геоботанические признаки угнетенности растительного покрова обычно сопровождаются резкими геохимическими аномалиями в содержании ряда элементов (Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sb, As, Ba и др.) в анализах золы растений.

17. Геофизические данные, основанные на различиях в физических свойствах пород, которые проявляют себя в разной степени в зависимости от их состава и условий залегания. Для этой цели используют:

а) магнитные аномалии, создаваемые ферромагнитными свойствами некоторых минералов (магнетит, пирротин, титаномагнетит, гематит и др.);

б) аномалии силы тяжести, особенно ступенчатое их изменение;

в) сейсморазведочные данные, фиксирующие уступы и ступени в поверхностях, отражающих упругие волны искусственных взрывов, а также поступающих при землетрясениях;

г) минимумы и максимумы электропроводностей;

д) радиоактивные аномалии (радоновые, урановые, тороновые и другие), обязанные распаду радиоактивных минералов, накопившихся в разломах или принесенных в них со стороны подземными и поверхностными водами.

18. Геохимические аномалии (первичные — установленные по опробованию коренных пород и вторичные — по опробованию рыхлых отложений), обладающие некоторой вытянутостью. Их разнообразием являются биогенные аномалии, полученные при анализе золы определенного (выбранного) типа растений, и гидрохимические,

полученные при анализе сухого остатка при выпаривании воды, а также анализа растворенных в ней газов. Они требуют особой осторожности и учета геологической ситуации, как при их изображениях на картах, так и интерпретации. Гидрохимические данные тем более требуют к себе особого внимания при интерпретации, поскольку вода наиболее подвижный мигрант. Поэтому данные этих методов лишь обостряют наше внимание и заставляют использовать все перечисленные геологические возможности обнаружения разломов. Геофизические данные не занимают относительно геохимических привилегированного положения, хотя они более разнообразны по методам и при интерпретации результатов также требуют тесной увязки с геологическими данными.

Наилучшим вариантом выявления разломов является комплексирование методов в таком их объеме, который позволяет прийти к однозначному решению при минимуме материальных и трудовых затрат.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из приведенных признаков выявления дизъюнктивных нарушений видны и применяемые методы исследований. Нет необходимости излагать сущность всех методов, поскольку они известны и представляют самостоятельные науки или целые разделы из многочисленных наук о Земле. Поэтому ниже мы покажем, какие методы и приемы целесообразно привлечь к изучению дизъюнктивов, и на отдельных примерах проиллюстрируем их возможности. Мы намерены акцентировать, а в некоторых разделах разобрать специально мало освещенные или новые приемы решения задач, стоящих перед исследователем.

Геологические методы. Среди большого разнообразия применяемых в геологии методов главным для нашей цели методом и источником информации о дизъюнктивах является геологическое картирование, поскольку при этом выявляется подавляющее большинство прямых и косвенных признаков разрывных нарушений. Оно ведется с широким привлечением методов петрографии, литологии, стратиграфии, тектоники и с постановкой специальных геофизических, геоморфологических, геохимических и других исследований. В этом отношении геологическое картирование — самая емкая по научному багажу и решаемым научным и практическим задачам, очень высококвалифицированная работа. Она требует от исследователя широкой эрудиции, фундаментальных знаний и соблюдения комплексности работ. По нашему мнению, так надо рассматривать этот вид исследований и предъявлять к нему соответствующие требования.

В связи с тем, что информативность картирования зависит еще и от масштаба работ, следует кратко остановиться на том, какие результаты мы можем ожидать от них для изучения разломов.

От мелкомасштабного картирования (1 : 500 000 и мельче) мы можем требовать лишь показа основных структур и их соподчиненности, т. е. глубинных разломов и некоторых наиболее крупных

разломов, выявление их возраста, условий заложения и роли в геологической истории развития больших геотектонических единиц. Если, по мнению исследователей, движения по этим разломам составляют многие десятки и даже сотни километров, должны быть собраны доказательства этих движений, т. е. время их проявления и исходные расчетные данные для вычисления направлений и амплитуд их перемещений. Для глубоких разломов и следующих, близкой к ним, группе региональных структур определить это непросто, поскольку серия дополнительных разломов, разбивающих каждый из крупных блоков на серию более мелких, создает для них новые степени свободы в перемещениях и затрудняет создание общей картины движений по основным структурам. Каковы требования к собираемым данным и подходы к решению этой трудной задачи, мы разберем специально. В подавляющем большинстве случаев, не только для этих, но и более мелких структур, суждения о направлениях и амплитудах перемещений зиждятся на авторитете, вере и интуиции их исследователей, а не на конкретных убедительных данных, позволяющих предъявить такие расчеты.

От среднемасштабного (1 : 200 000—1 : 100 000) картирования мы уже можем иметь для отмеченных выше разломов наиболее достоверные данные. В процессе его проведения выявляется большинство сколько-нибудь значительных разломов и возникает возможность датировать возраст их появления и главные этапы движений. В то же время этот масштаб исследований лишь для некоторых из них позволяет собрать необходимый материал для расчетов амплитуд перемещений. Его надо требовать при проведении крупномасштабного (1 : 50 000—1 : 25 000) картирования. Детальность этих работ и их комплексность дает возможность иметь этот материал для многих разломов. Особенно возрастают эти возможности при детальном (1 : 10 000 и крупнее) картировании, где скапливаются еще и данные геологоразведочных и эксплуатационных работ, включая подземную документацию горных выработок.

Два последних масштаба работ являются главными поставщиками информации. Конечно, мы не должны обольщать себя надеждой, что для всех сколько-нибудь значительных разломов мы можем собрать (и тем более требовать) материалы, позволяющие рассчитать амплитуды, в том числе и многократных, разнонаправленных перемещений, даже увеличив детальность работ (просто природа могла и не оставить «свидетелей» амплитуд этих перемещений). Научная и особенно практическая важность таких исследований все время возрастает в связи с ростом детальности поисков и особенно оценке, разведке и эксплуатации найденных объектов.

Рациональная организация и проведение геологосъемочных работ требуют широкого и обязательного использования аэрофотосъемок различного типа и масштаба. Всякая новая или повторно поставленная геологическая съемка должна начинаться с предварительного дешифрирования аэрофотоснимков, продолжаться в процессе полевых работ и завершать их при создании окончательного полевого варианта геологической карты. В процессе камеральных работ идет

лишь уточнение названий пород, их возраста, легенды, выразительных средств оформления карты, расчетов перемещений блоков пород и прочего, при неизменности установленных в поле границ различных геологических образований. Исключения могут касаться лишь дробного разделения метаморфических и метасоматических зон по специально проведенному, привязанному точно к местности, набору образцов и шлифов из них, петрографическая и иная обработка которых позволяет произвести расчленение этих образований на типы, а также проведение различных геологических исследований, требующих серьезных лабораторных работ, поскольку визуально в поле эти границы не могут быть установлены.

За последнюю четверть века в области аэрофотосъемки сделаны громадные успехи: от черно-белого к цветному изображению объектов, начатому с самолетов, и созданию карт масштабов $1 : 17\,000$ — $32\,000$ и $1 : 10\,000$ или $1 : 5\,000$ — к космическим съемкам со специальных спутников, с большой разрешающей способностью этих снимков, и съемок с высотных самолетов (20 км высоты), которые уже доступны геологам и дают возможность использовать их для составления обзорных и среднемасштабных карт. В недавно появившемся сборнике «Геологические исследования из космоса» (1975) многочисленными авторами статей показаны результаты обработки различными методами материалов со спутника ЕРТС-I, позволяющие их использовать для самых разнообразных целей: учета степени загрязнения окружающей среды, биомассы водных бассейнов, составления карт масштабов $1 : 100\,000$ — $1 : 25\,000$, дешифрирования геологических и геоморфологических объектов, выделения перспективных площадей для поисков эндогенных месторождений и горючих ископаемых (нефти, газа), а также наблюдений по технике безопасности работ в угледобывающих районах и других целей. Все авторы отмечают исключительное значение этих данных для выявления разломов, часть которых была обнаружена впервые, поскольку наземной съемкой они были пропущены (штат Монтана и другие). Помимо обычных аэрофотосъемочных материалов были получены снимки в разных зонах спектра (видимой красной, инфракрасной и др.), применено мультиспектрзональное сканирование, что позволило видеть сквозь мощный чехол четвертичных осадочных пород глубинные линейные и вулканические структуры, складки и разломы, в том числе под ледниками и т. д. Для выявления тектонических элементов была применена специальная обработка данных с магнитных лент — когерентная оптическая фильтрация и цифровая направленная фильтрация с усилением контрастности данных. Полученная цифровая карта интенсивности отражения снимаемой поверхности, по мнению исследователей, оказывается более наглядной, чем просто аэрофотокарта, особенно для районов с густым растительным покровом. В результате этого метода удалось получить геохимическую информацию, по хорошо различающимся на них в цвете данным, о содержании двух- и трехвалентного железа, т. е. обнаружения «железных шляп» и, следовательно, ориентировки поисковых работ, особенно в плохо изученных и малодоступных

районах мира. Снимки в разных зонах спектра уже позволяют вести автоматическое распознавание объектов при условии наличия эталонных, сходных, изученных районов и составление обзорных геологических и геоморфологических карт с помощью компьютера по шкале плотности телевизионного изображения (ЭДТ, методом сканирования). Значимыми, хорошо различимыми объектами здесь являются те, которые имеют площадные размеры от 1 га и больше, не считая линейаменты (разломы, каньоны, линейные складки, ярко выраженная слоистость и т. д.), т. е. структуры линейные и разные по происхождению. При этом отмечается, что прерывистые, а то и просто неразличимые или невидимые крупные структуры на детальных близповерхностных аэрофотосъемках здесь видны отчетливо. Кроме того, высотные космические съемки позволяют устанавливать взаимосвязи геоморфологических и геологических элементов регионального плана, а внутри них соподчиненность различных структур, что представляет важную часть их познания.

Давно доказано, что применение различных аэрофотогеологических материалов и их дешифрирование резко убыстряют и увеличивают детальность, точность, т. е. качество геологосъемочных работ, но требуют хорошего знания основ дешифрирования от каждого геолога. Изложение их не входит в нашу задачу, так как этому вопросу посвящены специальные статьи и фундаментальные пособия (Петрусевич, 1962 и др.).

К сожалению, у большинства опыт таких работ мал или отсутствует совсем, как и вкус к ним. Не всегда геологи, использующие чаще всего более крупномасштабные карты, имеют к ним все изложенные Н. М. Петрусевичем информационные материалы (высота залета, выдержанность маршрута и высоты, фокусное расстояние объектива и т. д.), а также фотоплан, скорректированный и приведенный к одному масштабу и т. д.; и приходится в основном еще пользоваться первичными материалами залетов, имея лишь карту накидного монтажа для ориентации. Однако и эти далекие от совершенства материалы открывают большие возможности для геолога. Практика такого дешифрирования показывает, что неоднократное возвращение к этим материалам в поле позволяет различать такие элементы строения территории, которые вначале не замечались. Различия в цвете, его тональности, трещиноватости и слоистости пород, в формах макро- и микрорельефа и другие дешифрирующиеся признаки, тесно связанные с минеральным и химическим составом пород и их физико-механическими свойствами, позволяют различать разнообразные породы на фотопланах, фиксируя их границы. Все эти дешифрирующие признаки зависят не только от степени обнаженности пород, но и определяются степенью контрастности свойств разреза, характера сочетаний пород, стратифицированности толщ, степени метаморфизма, в том числе связанного с внедрившимися интрузивами, а также выдержанности или фациальной изменчивости разреза, наличия в нем эффузивов и т. д. Геоморфологический облик района, характер климата определяют глубину и преобладающий тип выветривания и создают отличающиеся скульптурные формы даже

в одинаковых по составу породах. Они, будучи прикрыты чехлом четвертичных отложений, хорошо просвечивают сквозь этот чехол и отчетливо видны на аэрофотоснимках. В то же время в хорошо обнаженных районах при сравнительно однообразном составе пород, дешифрирование оказывается более трудным, чем в более закрытых. Расчлененность района всегда дает значительно больше возможностей для дешифрирования, чем районы равнинные, и тем более участки распаханные. Все это хорошо известно тем, кто имел дело с дешифрированием аэрофотоснимков. Существующие стереоскопы не очень удобны и могут быть использованы лишь в условиях лагеря, а не непосредственно в поле, где больше возможностей дешифрирования, так как есть возможность в натуре видеть структуры, частично скрытые под чехлом молодых отложений, и прослеживать их на аэрофотоснимке. Существуют стереочки, но они хороши для нормального зрения и все равно требуют подбора по другим признакам, т. е. для каждого человека, с учетом особенностей его зрения, что на практике пока мало осуществимо. В поле полезным прибором являются лупы. В целом требуется выработать у себя способность объемного видения объектов на аэрофотоснимках, что достижимо и обеспечивает успех дела. Пока существующие количественные методы определения простирания и углов падения пластов, даек, разломов и т. д. достигнуты лишь в лабораториях, оснащенных современным грамметрическим оборудованием и сведениями о высоте съемки, фокусном расстоянии фотокамеры и знанием (или вычислением) поправок на всевозможные искажения объектов на снимках. В поле в обычных типичных условиях работ в партиях, отрядах и их базах такие расчеты невозможны. Кроме того, они кропотливы и требуют опыта и оборудования. В то же время без знания элементов залегания невозможны никакие расчеты амплитуд перемещений блоков пород по разломам и даже качественное определение типа перемещения. Поэтому, единственным выходом из этого положения является тщательность перенесения полученных результатов, а также тщательность дешифрированных данных на точные средне- и крупномасштабные карты, по которым уже легко и быстро можно сделать эти вычисления (например, с помощью стереографической сетки В. Баумана или на веерной линейке). Делать это должен тот, кто составлял геологическую карту, дешифрировал снимки и знает, где эти разломы или слоистость пород установлены достоверно, точно дешифрированы и перенесены на топокарту, а где в этом уверенности нет и они изображались с меньшей степенью точности. Поэтому для таких, наиболее достоверных, недоступных или не посещенных геологом участков, расчеты элементов залегания пород и разломов должны быть сделаны путем вычислений. Такие расчеты не бесполезны и для участков, где были маршруты и имеются непосредственные замеры элементов залегания контактов пород и структур для получения средних значений. Если имеются несогласия, представляющие на некотором пространстве относительно плоские поверхности бывших пенепленов, они также должны быть отмечены на геологических картах и определены их элементы зале-

гания. Со всей категоричностью мы должны заявить, что все геологические или так называемые тектонические карты, лишенные элементов залегания, не представляют никакой ценности для настоящего тектонического анализа, особенно дизъюнктивной тектоники, цель которой кроме качественной характеристики, т. е. определения типов перемещений, дать их амплитуды и определить время и характер перемещений (плавный конседиментационный или скачкообразный, часто многократный и разный по направлению и знаку).

В процессе картирования иногда возникает необходимость выяснить мощность разлома и показать на карте, преувеличив ее, если масштаб карты не позволяет показать натуральную ширину выхода этой зоны разлома, видимой на местности. Всем известно, что такое истинная и видимая мощность любого геологического тела. Для разломов их определение усложняется тем, что не всегда можно твердо говорить о границе зоны разлома, его контакте с окружающими породами, как это мы говорим, имея жилы, дайки и т. д. Обычно в мелких нарушениях, видимых в забоях горных выработок, наблюдается резкий переход от зон брекчий, милонитов и тектонических глинок к породам, относительно плотным, сохраняющим свою текстуру и структуру. Для крупных нарушений, обычно сопровождающихся интенсивной трещиноватостью и мощным выветриванием, а иногда и гидротермальным изменением пород, эта задача становится более трудной и приводит к разным оценкам мощности, а также ширины или видимой мощности разлома. Лишь в тех случаях, когда крупные разломы имеют резкие переходы от пород, в разной мере дробленных, до пород, сохраняющих свой облик, можно получить относительно однородное мнение. Полный разброд мнений и отсутствие согласованных принципов мы найдем при определении мощности глубинных разломов, потому что в это понятие обычно входит не один разлом или его действительные параллельные ветви, а серия разломов, создающих блоковую структуру (с неустановленными предельной частотой, размерами разломов или другими параметрами), которую и рассматривают как гигантскую брекчию, границы которой устанавливают кто как хочет. Поэтому на сегодня нельзя говорить о том, что есть какое-то соответствие между мощностью и протяженностью глубинных разломов. Так, например, Сакмарский разлом при длине в 100 км имеет ширину от 10 до 50 км, а Иртышская зона смятия при длине в 450 км в ширину равна 5—20 км. Если последняя еще представляет единую линейную структуру, как и некоторые другие разломы, например: Кумбельский при мощности от 300 до 500 м и прослеженной длине 145 км (Средняя Азия) или меридиональный разлом в Атакаме (Чили), прослеженный более чем на 600 км и мощностью 1 км и т. д., то Сакмарский и ему подобные представляют сеть разломов. Только о единых зонах можно создать обоснованное мнение и судить о характере перемещений блоков пород. Что же касается совокупности сети разломов, объединяемых под именем глубинного разлома, то к его составляющим следует подходить как к обычным дизъюнктивным структурам и разбирать детально геологическое строение

каждого из разделяемых ими относительно крупных блоков — обломков гигантской брекчии, а не избегать количественного анализа, молчаливо признавая непознаваемость и хаотичность этих глыб (и желая того же признания другими, чтобы не браться за эту тяжелую задачу). Такие высказывания можно услышать; они расхолаживают, а не влекут к познанию истинной сущности таких структур.

Характер поведения разломов по простиранию и на глубину выяснен не в одинаковой мере. Если геологическое картирование в совокупности с другими методами позволяет решить вопрос о протяженности и поведении зон разломов по простиранию, вопрос о их протяженности на глубину находится обычно на стадии размышлений, основанных на весьма ограниченном материале и различных предположениях. В плане мы непосредственно можем наблюдать несколько характерных случаев их окончания: 1) тупое окончание около другого, косо расположенного к нему разлома, ограничивающего его продолжение (а не смещенного им), что является частым случаем; 2) расщепление на серию ветвей, часть которых прослеживается в виде крупных трещин и, наконец, теряется в их массе, в то время как более мощные ветви этих разломов, в конечном счете, утыкаются в одновременные им по возрасту или более ранние разломы и далее не прослеживаются; 3) постепенное уменьшение амплитуды перемещения в плоскости разлома и переход во флексуру, вместо разрыва; 4) рассечение разлома на отрезки более молодыми разломами, в которых каждая его часть может либо не проявлять себя, т. е. быть запаяна магматическими или гидротермальными образованиями и после них не иметь смещений, или возобновляться и смещаться независимо от частей того же разлома в соседних блоках. Последняя ситуация ведет либо к затуханию данного разлома, уменьшению его роли в блоковых перемещениях, либо к росту и развитию этой структуры, обрастающей новыми оперяющимися и сопряженными или параллельными ему нарушениями. Разнообразие систем нарушений, в том числе и таких, которые развиты только в одном блоке и не прослеживаются в соседние, ограничиваясь его контурами, создает сложную полигональную блоковую структуру района, в которой не просто разобраться в соподчиненности структур и времени их образования. Наличие радиальных и кольцевых разрывов, обязанных тектонической активности магмы, силловых интрузий, расклинивающих трещины или воспользовавшихся слоистостью и сланцеватостью пород, дополняет эту сложную картину. Экзогенные процессы оказывают разное влияние. Одни из них подчеркивают и выявляют с большей яркостью эндогенные структуры и дополняют их, создавая комплексные образования, о чем говорилось нами раньше, и примерами чему служат карстовые, оползневые, солянокупольные образования и линейные коры выветривания с их яркой окраской, в то время как другие к ним индифферентны, либо скрывают их следы, как, например, эоловые накопления (пески, лёссы и пр.), почвы, делювий, осыпи, селевые, солифлюкционные и другие образования. Во всех последних случаях мы гово-

рим о перекрытых разломах. Однако наряду с этим весьма нередко встречаются разломы, возникшие, например, в геосинклинальный или завершающий его орогенный или платформенный этап развития, скрытые под чехлом молодых отложений.

В о з р а с т р а з р ы в н ы х н а р у ш е н и й. Главными методами определения возраста дизъюнктивов пока остаются геологические; данные абсолютного возраста еще не надежны, так как материал изучаемых проб из зон разломов сильно изменен эндогенными и экзогенными процессами и число таких определений невелико.

Первой геологической задачей является установление общего положения разлома (или другого образования, позволяющего решить тот же вопрос) в стратиграфической колонке района исследований, что дает главные границы его появления и позволяет фиксировать дальнейшие этапы развития нарушения.

Наиболее просто определяется возраст некоторых экзогенных нарушений, например, тесно связанных с образованием пород. К ним относятся контракционные трещины усыхания, практически синхронные этим осадкам, или трещины в застывающих лавовых потоках. Сложнее определить возраст и последовательность образования оползней, карста и других типов экзогенных разрывов.

Еще сложнее определение возраста тектонических нарушений. При этом необходимо: 1) установить, когда появился разлом, чтобы выявить его морфологический и генетический тип (или подтип); 2) выяснить возраст дальнейших перемещений и их типы. Таким образом, вопросы происхождения, т. е. генетическая сторона, решаются в связи с ответами на первый вопрос, а история развития — на второй. Определение типа и амплитуды перемещения является постоянно стоящей задачей для каждого этапа развития. Мы это подчеркиваем потому, что называя, например, разлом надвигом или сбросом, часто забывают сказать о времени — когда он был таковым.

При рассмотрении признаков, по которым выделяются разломы, мы невольно уже сталкивались с заложенной там же информацией, позволяющей судить о возрасте разломов. Ниже мы попытаемся сгруппировать эти признаки и дополнить примеры, иллюстрирующие некоторые мало освещенные стороны этого вопроса.

Первой группой признаков, фиксирующих появление разломов и этапов его развития, являются дайки и разнообразные гидротермальные образования, расположенные в них. Как было отмечено раньше, они фиксируют положение самих нарушений, и если сами имеют возрастной индекс, т. е. четкое положение в стратиграфической колонке и в ряду магматических образований, то позволяют заключить, что данная трещина или разлом древнее или близки по возрасту внедрившейся в них дайке. Если в этом нарушении не одна, а несколько даек, разных по составу и возрасту, мы также вправе заявить о возобновлении движений в пределах нарушения при их внедрении в следующие, более молодые этапы развития этого района и его магматизма. То же самое относится и к различным гидро-

термальным жильным, скарновым и другим минеральным образованиям, часто изменяющим дробленые породы зоны разлома и цементирующие его обломки. Нередко они сами оказываются в числе обломков, образуя неоднократную брекчию, фиксируя многостадийность процесса перемещений, вплоть до послерудных, или точнее, постминерализационных перемещений по тем же зонам разломов и трещинам. Примеры такого ряда бесчисленны. В частности, они даны Е. П. Соношкиным, Б. Л. Рыбаловым и Л. В. Хорошиловым в сборнике «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений» (1960).

Зная относительную возрастную последовательность, а иногда и абсолютный возраст даек, жил и других геологических образований, залегающих в разломах и трещинах, можно датировать время возобновления подвижек по этим разрывам. На этой основе в рудничной геологии и структурном анализе рудных полей и месторождений давно укоренилась система разделять их на группы: 1) додайковую; 2) дорудную; 3) внутрирудную и 4) пострудную. Естественно, некоторые из ранних разрывов могли неоднократно подновляться и содержать многие из выявленных образований; другие — только их часть. Анализ последовательности и числа перемещений существенно помогает расшифровке структур рудных полей и оценке их рудоносности.

Здесь есть смысл напомнить о часто забываемых ложных дайках и ложных пересечениях, которые могут ввести в заблуждение как при выявлении разрывных структур, так и датировке последовательности и характера перемещений.

Ложные дайки (или «псевдодайки») известны давно. Они представляют собой плоские, плитообразные, по форме и залеганию похожие на дайки, ксенолиты пород в интрузивных массивах, имеющие иногда значительную длину и мощность. Особенно трудно отгрезиться от мысли, что это не дайки тогда, когда эти ксенолиты представлены интрузивными образованиями, связанными с более ранним тектоно-магматическим комплексом пород. Решается этот вопрос при внимательном их изучении. В отличие от настоящих даек, в их приконтактных частях не заметно уменьшения зернистости и нет зоннок закалки, а также флюидальности, иногда наблюдаемой в истинных дайках и приспособляющейся к форме контакта. При изучении шлифов под микроскопом не обнаруживается метаморфизм вмещающих пород с их стороны, а есть обратное воздействие, а также обычно больший катаклиз пород этой «дайки» по сравнению с вмещающим их массивом. В тех случаях, когда породы массива в значительной степени переработали такие ксенолиты, в том числе осадочных и метаморфических пород, в них возникают кристаллические зернистые структуры, часто не отличимые от интрузивных пород, и в полевых условиях возникают трудности в определении их генетической принадлежности. Первым отличием всегда оказывается отсутствие закалки у их контактов. Затем обращает на себя внимание неустойчивость текстуры «дайки» и местами плавные переходы между ней и вмещающим массивом, не позволяющим ска-

зать определенно, где же их контакт. Иногда такой же переход в породы массива наблюдается и по простиранию; «дайка» как бы растворяется, исчезая в этом массиве. Кроме того, помогают разобраться в этом наблюдения над апофизами, затеками пород массива в разорванной части такой «дайки». При четкости и определенности последних наблюдений вопрос возраста решается достаточно твердо.

Наличие псевдодайки позволяет судить о доинтрузивной тектонике и способе завоевания пространства этой интрузией; наличие истинной дайки будет свидетельствовать о послеинтрузивных деформациях застывшего массива.

Кластические «дайки» в отличие от ложных часто являются контракционными образованиями, возникая, например, при охлаждении лавовых потоков, их растрескивании и заполнении трещин обломочным материалом или при высыхании осадочных пород и таком же скором заполнении возникших полостей обломками пород перед и в процессе образования нового, покрывающего их слоя. В этом случае возраст разрывов практически синхронен породам, в которых они развиты. Если же кластические дайки обязаны своим появлением антиконтракционным явлениям, связанным с расклинивающим действием замерзающей воды (льда), то, очевидно, с возрастом пород они не могут быть синхронизированы; они будут близки времени образования рельефа, на котором возникают, а также возрасту нивального (снежного, холодного) климата, необходимого для того, чтобы такие явления имели место.

Следует иметь в виду, что кластические «дайки» могут образоваться и в результате сейсмических явлений, т. е. сильных землетрясений, когда возникают рваные, извилистые, открытые, широкие трещинные полости. Последние, засыпанные обломочным материалом и перекрытые более молодыми осадками (захоронены), создадут аналогичные кластические «дайки». Обломки в них могут быть как угловатыми, так и окатанными, в зависимости от характера поступавшего материала, однако они, как правило (если не возобновлялись подвижки, особенно в их плоскости), не должны содержать тектонической глины и милонитов вмещающих пород.

Фактически кластические «дайки», обязанные сейсмическим (эндогенным) явлениям, относятся к раздвиговым структурам, рассматриваемым подробнее в специальном разделе. Следует заметить, что могут быть как унаследованные сколовые структуры, раскрытые при землетрясениях, так и вновь образованные, по которым могли иметь место вертикальные и горизонтальные перемещения. Кластические «дайки» в них редки. Различия кластических «даек» в контракционных, антиконтракционных и сейсмических разрывных нарушениях показаны в табл. 3.

Наибольшие отличия имеют контракционные трещины, вмещающие кластические дайки. Отличия двух других типов между собой состоят прежде всего в масштабности явлений и условиях их развития.

Ложные пересечения встречаются там, где широко представлены процессы метасоматоза, особенно избирательного. Яркие примеры

Различия трещинных структур, выполненных кластическими «дайками»

Признаки различий	Трещины отрыва		
	Экзогенные		Эндогенные
	Контракционные	Антиконтракционные	Обязанные сейсмическим явлениям
Зависимость от состава вмещающих пород	Развиты в песчано-глинистых породах и лавах	Не зависят	Не зависят
Зависимость образования от климата	Частичная для трещин в осадочных породах	Нивальный, снежный климат	Не зависят
Возраст нарушений	Синхронный породам	Не зависят от возраста пород	Не зависят от возраста пород
Протяженность:			
1) по простиранию	Десятки сантиметров и метры	Метры и десятки метров	Многие сотни метров
2) по падению	сантиметры и первые метры	метры	десятки и сотни метров
Характер размещения систем трещин	Полигональный	Линейный, ортогональный и унаследованный тектонический	Линейный, эшелонированный и кулисный
Породы заполняющие «дайку»	Породы верхнего слоя, перекрывающего трещины. В лавах — различные породы	Различный обломочный материал	Различный обломочный материал

избирательного метасоматоза наблюдались на Джидинском молибден-вольфрамовом месторождении и подробно описаны нами (1947, 1954). При детальной документации штольни 26 на интервале 21—22 м наблюдались сложные и на первый взгляд противоречивые соотношения (рис. 4, а). Ветвящаяся кварцевая жила имеет нормальные припаянные контакты и сопровождается очень небольшой грейзенизацией вмещающих ее гранит-порфиров. Такие же нормальные контакты наблюдаются и у двух одинаковых по составу даек аплит-порфиров. Из них наиболее южная тупо выклинивается, пересекая лишь одну ветвь жилы, вторая — все ее ветви. В то же время от этой жилы ответвляется небольшая апофиза, которая рассекает и южную дайку аплит-порфира. Таким образом, в данном случае наблюдаются противоречивые соотношения, а именно, рудная жила и дайка пересекают друг друга. Вместе с тем при изучении вещественного состава жилы в ней были установлены отдельные сильно корродированные жильным кварцем и частично грейзенизированные участки кварц-микроклин-пертитовых пегматитов с типичной пегматитовой структурой и составом.

Аналогичные соотношения наблюдались и в штольне 5 по жиле № 60 на 108 м от устья (рис. 4, б). Здесь такая же по составу жила,

залегаящая в гранит-порфирах и имеющая нормальные контакты с ними, пересекается дайкой аплит-порфира. При этом в кровле выработки видно, как последняя приблизительно в центре жилы прерывается (сечется) кварцем этой жилы. Остроугольные обломки аплит-порфира здесь же (севернее) наблюдались впаивными в жильный кварц. В самой кварцевой жиле были обнаружены мелкие многочисленные участки пегматита, корродированные кварцем.

Объяснение наблюдаемым соотношениям мы видим в следующем. До образования рудных жил по трещинам в кварцевые порфиры произошло внедрение пегматитов. После этого дайки пегматитов

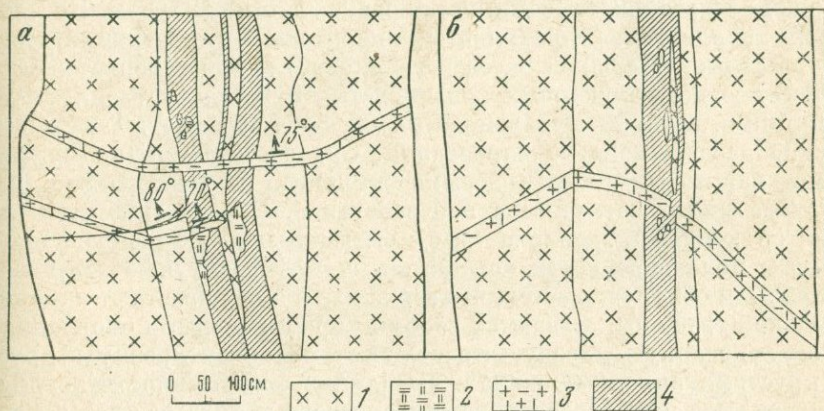


Рис. 4. Зарисовки кровли и стенок штолен по жиле 260 (а) и по жиле 60 (б).

1 — гранит-порфиры; 2 — пегматиты; 3 — аплит-порфиры; 4 — кварцевые жилы

(мощностью до 1 м) были пересечены дайками аплит-порфиров. Новые небольшие подвижки, более четко проявившиеся в одних участках (см. рис. 4, б) и менее четко в других (см. рис. 4, а), создали пути циркуляции гидротерм, которые вызвали избирательное замещение пегматита кварцем. В то же время аплит-порфиры лишь подверглись частичной грейзенизации, о чем свидетельствуют данные изучения прозрачных шлифов этих пород.

Чрезвычайно широкое развитие метасоматоза при образовании различных жил, включая штокверковые, и часто избирательный его характер был нами (1954) показан на многочисленных примерах. При этом было установлено, что в первую очередь происходит замещение пегматитов, затем аплит-порфиров и после них гранит-порфиров. В этой же работе на основе пересечений был установлен и более молодой возраст аплит-порфиров относительно пегматитов, еще раз подтвердивший последовательность их внедрения, определенный косвенным путем. Ложные пересечения отмечались на различных объектах и другими исследователями, например, на Тырнаузе А. В. Пэком (1962). Этим примером мы хотели обратить внимание, с одной стороны, на наличие ложных пересечений, которые легко пропустить при беглом осмотре обнажений, и с другой, — на способ

завоевания пространства, занятого в настоящее время тем или иным образованием. Это пространство могло возникнуть как путем открывания трещин и разломов, так и при наличии лишь тонкой трещины или зоны дробления, в стороны от которой шло замещение пород.

Пример замещения породы также наблюдался при изучении жилы, залегающей среди кварцевых порфиров (Лукин, Кушнарев, 1955). Жила имеет мощность 10 м, резко выступает в виде стены над окружающими породами и имеет мелкозернистое сложение. Под микроскопом видна ее роговиковая структура, сложенная мелкими округлыми зернами кварца, среди которых иногда встречаются зерна полевого шпата, заметно корродированные кварцем. Контакты жилы извилистые, неправильные, а переходы к вмещающим породам постепенные. Сплошная масса роговикового кварца сменяется сложной сетью невыдержанных и извилистых прожилков расплывчатых очертаний, которые с удалением от контакта исчезают. Такую жилу можно назвать зоной окварцевания. Она рассекается многочисленными баритовыми и кварцевыми жилами гребенчатого строения, которые имеют согласное с ней залегание. Образование всех этих жил объяснялось заполнением открытых трещин. Однако наблюдаемые в поле неровности контакта в шлифах выступают еще резче и при этом обнаруживается, что зерна кварца не нарастают на стенки жильной трещины, а вдаются своими пирамидальными окончаниями в окварцованную породу, что отличает их ориентировку в друзах и крустификационных жилах. В шлифах совершенно четко видно метасоматическое образование гребенчатого кварца за счет замещения пород. Так, под микроскопом при одном никеле в его зернах заметны пылинки, расположение которых полностью соответствует контурам вкрапленников полевого шпата и его размерам в породе.

Такой же способ образования кварц-баритовой жилы мощностью 1,5 м наблюдался Е. П. Соношкиным (и с его разрешения описан в той же статье). Жила залегает среди милонитизированного гранита, контакты его отличаются исключительной прямолинейностью и представлены тектонической плоскостью с зеркалами скольжения, к которым плотно прирос жильный кварц, обладающий мелкозернистым сложением и полосчатостью, подчеркнутой темными тонкими прерывистыми полосками, параллельными контакту. Центральная часть жилы сложена крупнокристаллическим кварцем и баритом. При изучении шлифов выяснилось, что кварц около контакта имеет гребенчатое строение, а его зерна ориентированы к нему перпендикулярно. Темные прерывистые полоски в нем оказались сложенными милонитизированной породой и глиной трения, проросшей этим кварцем или включенных внутри его зерен. Цепочки пылинок глинистых частиц, параллельные контакту и расположенные в зернах кварца, значительно удаленных от него, также представляют собой реликты замещенных милонитизированных гранитов.

Приведенный случай показывает не только способ создания жил (без раздвигания стенок полости), но и дает пример определения возраста борозд и зеркал скольжения, как образований до кварц-

баритовых, способствуя расшифровке внутрирудной тектоники, фиксируя при этом отсутствие послеминерализационных срывов контактов этих жил.

Другой группой данных, позволяющих определить возраст разломов, являются соотношения мощностей и степень сохранности разрезов в противоположных блоках, разделенных разломом, а также возникновение отложений за счет пород, которые только и присущи этому разлому.

Наиболее очевидные, достоверные решения дают данные о скачкообразном, резко изменении мощностей или выпадении из разреза одного из блоков части пород единого разреза. Эти примеры были нами приведены выше, и здесь мы приведем только пример датировки Канского глубинного разлома в Южной Фергане. Г. И. Макарычев и С. А. Куренков (1974) показали, что в зоне меланжа, где цементом брекчий являются в основном серпентиниты, наблюдаются глыбы до нескольких сот метров и более мелкие обломки рифейских пород офиолитового комплекса (с серпентинитами, яшмами и т. д.), а также фрагменты палеозойских пород, которые уже в намюрское время размывались, образуя специфические породы — серпентинитовые песчаники и гравелиты, которые при возобновлении движений по этому разлому сами вошли в состав меланжа, как и более молодые юрские и меловые породы, меланжированные в эпоху альпийского тектогенеза. Таким образом, специфические серпентинитовые песчаники и гравелиты оказались тем возрастным репером, который четко зафиксировал время появления этого надвига в намюрское время на поверхность Земли, когда и начался размыв пород, слагающих его зону. Других источников размыва офиолитов здесь не было. Это мы подчеркиваем потому, что в противном случае доказательность возраста разлома теряется.

При установлении возраста и общего характера перемещений с оценкой примерных их амплитуд по глубинным разломам используют совокупность таких данных, как смещение крупных массивов (батолитов и т. п.), состав и контуры которых в разных блоках разлома могут быть сопоставлены, а его возраст известен, состав, мощности и фации разновозрастных пород, а также проявление, например, несогласия в блоках по одну его сторону и отсутствие его по другую. Поскольку возраст несогласия обычно известен, а само его появление, как явствует из этой ситуации, обязано движению блоков по разлому, то очевидно, что этот разлом возник до несогласия и следует искать другую более (древнюю) возрастную границу, когда его роль не проявилась.

Третьей группой данных, позволяющих судить о возрасте разломов, является анализ размещения структур в каждом из блоков разлома.

Известно, что только сдвоение или растаскивание толщ по разломам и хорошо разработанная стратиграфическая колонка для изучаемого района не могут дать полной картины, без учета структур, образуемых этими породами, в том числе и магматическими, возраст которых также хорошо датирован.

Дело в том, что при первом взгляде на карту не всегда можно сказать, когда появился разлом, поскольку он рассекает и молодые отложения, часто несогласно лежащие на более древних осадках, в разной мере сложенных в складки. Только тщательный анализ смещения каждой разновозрастной структуры в отдельности (складки, разноориентированных даек, жил, разного состава и возраста и т. д.) позволит установить — имеем ли мы дело лишь с одним перемещением, возраст которого моложе всех рассекаемых и смещаемых им структур, или это нарушение древнее некоторых из них и моложе других и характеризуется неоднократными перемещениями.

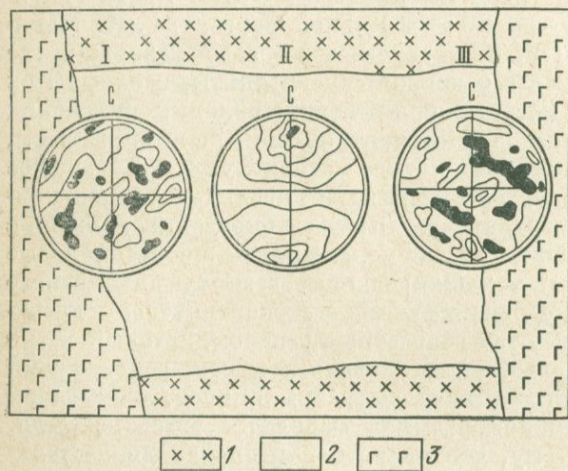


Рис. 5. Ориентировка оптических осей кварца (максимумы оптических осей зачернены) в средней части кварцевой жилы (диаграмма II) и около контактов с секущими жилами диабазов (диаграммы I и III), по Т. М. Кайковой (1949).
1 — гранодиориты; 2 — кварц; 3 — диабаз

Иначе говоря, только детальный анализ с расчетами направлений и амплитуд перемещений по такому разлому способен установить возраст нарушения и историю его дальнейшего развития путем сопоставления полученных данных о направлениях и амплитудах перемещений. Поскольку метод такого анализа и многочисленные примеры, где в неявном виде заложены эти сведения, будут изложены ниже («Определение перемещений по разломам»), мы не станем делать это здесь.

Помимо перечисленных крупных групп относительно однородных данных для определения возраста нарушений могут быть использованы и другие подходы, применимые в тех или иных случаях. Так, например, на Саралинском месторождении вначале не были известны непосредственные секущие контакты между жилами и дайками диабазовых порфиритов, поэтому Т. М. Кайкова (1949) решила использовать микроструктурный анализ, исследовав оптическую ориентировку жильного кварца у контакта с дайкой и в удалении от нее (рис. 5). Выяснилось, что в первом случае эта ориентировка отсутствует, а во втором выявился четкий S-тектонит. Отсюда был сделан вывод об «отжиге» кварца и потере им ориентировки при

более позднем внедрении дайки и сохранении додайковой ориентировки кварца за пределами ее теплового воздействия. Этот косвенный подход к определению возраста жил и даек впоследствии нашел и прямое подтверждение таким соотношениям.

Для суждения об относительном возрасте разломов безусловно надо иметь фактические данные о их соподчиненности, которые позволили бы сказать, сопряжен ли данный разлом с другим, возраст которого известен, или нет. Если ответ положительный, то возраст этих разломов одинаков. Если же установлено, что он только оперяет указанный разлом, т. е. возник в какой-то период перемещений блоков пород, то вопрос остается открытым, ибо надо выявлять время этого перемещения. Ясно лишь то, что оперяющий разлом не древнее его. В последнем случае задача усложняется и ее решение зависит от выяснения кинематической схемы развития серии разломов данного района. Обычно до этого дело не доходит, так как всегда находятся какие-либо признаки, позволяющие более надежно решить этот вопрос.

Встречаются случаи пересечений и смещений одной структуры другой. Из этого факта не следует делать поспешных выводов, так как может оказаться, что оба разлома одновременны (сопряженные структуры), и только в последующее время оживление движений по одному из них привело к смещению другого.

Наконец, нередки случаи, когда один разлом как бы преграждает путь другому, явно не являясь оперяющей его структурой по положению и кинематике движений по основной структуре. Утыкание разлома в другой позволяет говорить о более молодом его возрасте.

Все сказанное здесь о соотношении и соподчиненности разломов предполагает наличие многосторонних знаний об этих нарушениях, требующих особой осторожности в выводах и достаточного опыта анализа разрывов.

В заключение мы хотим сказать, что мы не намерены дать нечто вроде кадастра случаев, заготовленных на все случаи жизни, советов и рецептов решения задач, а хотим лишь направить мысли исследователя, дав первый толчок к действию и поискам новых подходов в этом деле.

Геохимические методы. Среди геохимических методов, в разной мере применяемых при геологопоисковых работах, выделяются:

1) метод геохимического опробования коренных пород на ряд элементов (Pb, Zn, Ba, Cu, Hg, Ag, As, Sb, Mo, W, Co, Ni) с выделением первичных геохимических аномалий и такого же опробования делювиальных (склоновых) отложений с выделением вторичных геохимических ореолов (Григорян, 1974);

2) гидрогеохимический метод, основанный на опробовании подземных и поверхностных вод и установления связей различных типов этих вод с геологическими образованиями, обусловившими аномально высокое их обогащение теми или иными химическими элементами;

3) геоботанический метод, основанный, с одной стороны, на подборе и использовании только определенных, широко развитых

в районе видов растений и химическом анализе их золы, и с другой — на выявлении сообществ растений, развитых в разной мере на почвенном покрове и через него связанных с коренным субстратом, служащим основой для почвообразовательных процессов в данных климатических и физико-географических условиях.

В геологической практике последний метод не нашел сколько-нибудь широкого применения для установления вторичных геохимических ореолов.

Главным объектом выявления вторичных геохимических ореолов являются делювиальные образования и развивающиеся на них почвы. Не останавливаясь на достаточно простой методике отбора проб по профилям, лишь заметим, что они берутся не из верхнего деятельного слоя почв, а из нижнего, расположенного в разных почвенно-климатических зонах на различной глубине (обычно первых двух-трех десятках сантиметров). Анализ проб ведется на те же элементы, что и при опробовании коренных отложений — при выявлении первичных геохимических ореолов. Вторичные геохимические ореолы, как показывает практика работ, в большинстве случаев достаточно хорошо коррелируются с первичными ореолами, отражающими геохимическую специфику субстрата, на котором лежат рыхлые обломочные образования. Однако надо всегда иметь в виду крутизну склона и солифлюкционные явления, которые смещают вниз по склону эти ореолы относительно ореолов первичных — развитых в коренных породах.

Первичные и вторичные геохимические ореолы, обнаруженные указанным путем, оконтуренные и обработанные различными методами для усиления их контрастности (аддитивные и мультипликативные * ореолы), дают нам косвенную информацию о возможном наличии разрывных нарушений и их вероятной ориентировке. Дело в том, что геохимические ореолы имеют весьма прихотливые сложные контуры, в пределах которых ориентировка разрывов не всегда может быть уловлена. Этим ореолам может соответствовать серия различно ориентированных нарушений, и в таких случаях они дают обобщенный контур нарушенного аномального поля. Поскольку геохимическими исследованиями занимаются специализированные отряды и партии, то геологи других профилей, особенно геологический съемщик, поисковики, разведчики и рудничные геологи, должны использовать эту геохимическую информацию. Лучшим вариантом, по нашему мнению, является комплексное ведение поисково-съемочных работ с взаимным обменом информацией. Наибольшую ценность имеет геохимическая информация, сделанная на грамотной геологической основе, отражающей все ведущие черты структуры изучаемых

* Аддитивные ореолы изображаются в виде изолиний суммированных содержаний в единицах геохимического фона «надрудных» элементов (Hg, Ba, Ag, Pb, Zn и др.), т. е. преимущественно развитых выше верхних частей залежей руд, и «подрудных» — (Cu, Ni, Co, W, Be, Sn и др.), расположенных ниже этих залежей. Иногда изображается отношение первых ко вторым, что оговаривается. Мультипликативные изображаются так же, как аддитивные, но здесь берутся произведения содержаний тех же групп элементов.

объектов и совместно интерпретированная участниками этих работ. Взаимно обогащая друг друга, такие исследования позволят провести грамотную оценку и разведку (проверку) ценности аномалий в поисках новых рудных объектов и определить место поисков новой разрывной структуры. Ограниченность геохимического метода для выявления разломов состоит в том, что он нацелен на поиски руд, и поэтому анализируют лишь 10—12 рудных элементов, и в случае их отсутствия он не может дать информации о структурах.

Геоморфологический метод. Роль этого метода отчетливо видна из того, что мы говорили относительно дешифрирования аэрофото-съемки, трассирования разломов по положительным или отрицательным скульптурным формам поверхности, создаваемым магматическими и жильными образованиями, карстовыми воронками, просадками и щелевидными выемками вдоль нарушений, а также уступами пенепленизированных поверхностей и другими формами, перечисленными при рассмотрении прямых и косвенных признаков разломов. Часть из них (уступы разорванных частей пенепленов, террасы рек и т. д.) могут служить основой для определения возраста и амплитуд перемещений.

Вместе с тем, геоморфологический метод анализа рельефа имеет отношение не только к современному или недавнему времени. Примеры применения палеогеоморфологии к выявлению геоморфологии поверхности Земли, климатических особенностей, элементов тектоники и других черт прошлого в развитии Земли можно найти во многих работах различных исследователей (М. Н. Страхов, А. Б. Ронов и многие другие). Этот метод был успешно привлечен Н. М. Сеницыным (1959 г.) для установления глубины формирования сурьмяно-ртутных месторождений, Т. Н. Тагировым и др. (см. «Глубины формир. кварц. хруст. жил...», 1975) для определения оптимальных глубин образования миоценовых месторождений и рудопроявлений хрустала на Памире; нами при определении характера рельефа для расчетов глубин образования и эрозии весьма разнообразного набора эндогенных рудных месторождений Кураминской зоны (Средняя Азия) в пермское время и сравнительного анализа с другими регионами (Кущнарев, 1961, 1969). Таким образом, здесь уже идет речь о более широком применении этих важных исследований, т. е. о палеогеоморфологии, которая должна основываться на анализе всей геологической обстановки того времени, для которого воссоздается геоморфологический облик района.

Геофизические методы. Геофизические методы, использующиеся непосредственно для решения задач геологического картирования, выделяются в структурную геофизику; поиск рудных тел и определение их формы, размеров и глубины залегания является объектом рудной геофизики, хотя такое разделение геофизических методов является в значительной степени условным. При геологическом картировании они позволяют уточнить тектоническое районирование изучаемой территории и геологические границы (контакты пород, различающихся по составу и физическим свойствам, и разрывные нарушения). Роль геофизических методов особенно важна при

картировании закрытых или плохо обнаженных районов. В пределах океанов и морей они по существу единственный массовый источник информации об их геологическом строении. Методы структурной геофизики основываются на наблюдениях различных физических полей (магнитного, гравитационного и др.), распределение и характер которых отражают элементы геологического строения территории. В связи с этим среди них выделяют следующие основные методы: электроразведку, гравиразведку, магниторазведку, сейсморазведку и радиометрию. Характер изучаемых геофизикой полей зависит, в свою очередь, как от условий залегания пород, так и от их физических свойств (удельное электрическое сопротивление, плотность и др.), что всегда необходимо учитывать при интерпретации. Так, например, образование разрывных нарушений и сопутствующие им процессы (дробление и обводнение пород и т. д.) ведут к уменьшению плотности и повышению электропроводности пород и т. п. Однако большое количество разнообразных факторов, влияющих на изменение физических свойств пород, не позволяет для всех районов однозначно определять направления и характер изменения свойств только на основании общих теоретических представлений. Для установления закономерностей изменения физических свойств проводятся специальные измерения образцов пород, типичных для геологических структур данного района.

Сейсморазведка. Сейсморазведка базируется на изучении скорости и путей распределения упругих колебаний, искусственно вызываемых в земной коре, и проводится для выявления в геологическом разрезе сейсмических границ, являющихся поверхностями раздела пород с разными упругими свойствами. На сейсмических границах происходит явление преломления и отражения сейсмических волн, подчиняющееся закону геометрической оптики. Отраженные волны возвращаются на земную поверхность, где регистрируются с помощью специальной аппаратуры. Преломленная волна уходит дальше в глубину земной коры, вновь встречает сейсмическую границу, на которой опять происходит отражение и преломление волны, и т. д. до затухания колебаний. В конечном итоге, регистрируя пришедшие вторичные * волны, мы получаем сведения о наличии на разных глубинах поверхностей раздела, т. е. геологических границ. В зависимости от способа регистрации и типа регистрируемых волн различают два основных метода сейсморазведки: метод отраженных волн (МОВ) и корреляционный метод преломленных волн (КМПВ).

Наиболее благоприятным условием применения сейсморазведки является выдержанность по площади сейсмических границ; угол падения последних не должен превышать 15—20°. В этих условиях методы сейсморазведки могут определять положение границы на глубине до 3 км с точностью ± 50 —200 м. Крутопадающие границы, в том числе и тектонические нарушения, неровный рельеф поверх-

* Первичной считается волна, распространяющаяся от источника колебаний — взрыва — до первой сейсмической границы.

ности раздела значительно осложняют волновую картину и затрудняют интерпретацию данных сейсмического профилирования. Более подробные и фундаментальные данные об этом методе можно найти в серии работ (Беляевский, 1969, и др.). Полученные сейсмограммы обрабатываются (в том числе и с помощью ЭВМ) с целью построения так называемого сейсмогеологического разреза, в котором сейсмограницы в общем соответствуют положению в разрезе границ геологических. Положение разрывного тектонического нарушения в сейсмогеологическом разрезе определяется зоной нарушения корреляции сейсмогеологических границ. Иногда эти зоны называют также зонами отсутствия отражающих площадок. На рис. 6, а показан пример выделения на сейсмическом разрезе тектонического нарушения, положение которого определяется вертикальной зоной разрыва корреляции сейсмогеологических границ, не укладывающихся в рамки пликативной тектоники этого района.

Высокая стоимость сейсмических исследований, значительная сложность организации и обработки приводят к тому, что этот метод зондирования земной коры проводится только по редкой сети профилей и поэтому служит для выявления крупных структур, в том числе региональных, глубинных разломов. Хорошие результаты дают методы сейсморазведки и при поисках диапировых структур, образование которых практически всегда сопровождается возникновением зон брекчирования пород, окружающих «протыкающее» ядро диапира. В качестве примера на рис. 6, б показан сейсмогеологический разрез участка дна Атлантического океана у дельты р. Нигер (Masclé and oth., 1973). На нем четко видны диапировые структуры, с зонами дробления, в пределах которых прерывается корреляция сейсмических границ, что всегда характерно для разрывных нарушений.

Г р а в и р а з в е д к а. В задачах исследования глубинного строения земной коры гравиразведке наряду с сейсморазведкой принадлежит ведущая роль. Гравиметрические исследования в настоящее время способны давать качественную информацию о строении земной коры практически на всю ее мощность. Современная методика и техника гравиразведочных работ обеспечивает экономически целесообразное изучение значительных территорий. Изучение поля силы тяжести (гравитационного поля) дает возможность судить о распределении масс различной плотности в земной коре и выявлять границы, где они меняются, т. е. в конечном итоге изучать строение земной коры. Гравиразведка используется для геотектонического районирования, выявления крупных разрывных нарушений, картирования интрузивных массивов, диапировых структур, даек и т. п. В силу меньшей природной дисперсии плотностей горных пород гравитационное поле имеет более простое строение, чем, например, магнитное или электрическое. Поэтому многие черты геологического строения территории не находят отражения в наблюдаемом гравитационном поле и фиксируются только крупные структуры с ярко выраженными аномалиями. Так, например, глубинные разломы в гравитационном поле создают аномалии, известные под названием

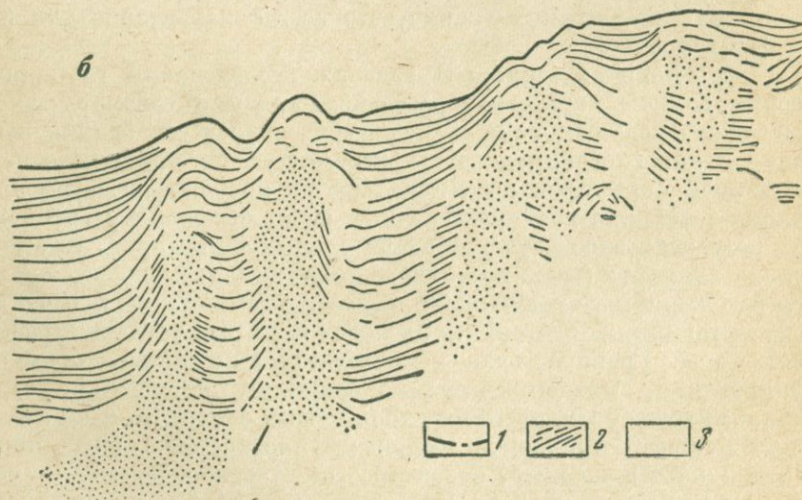
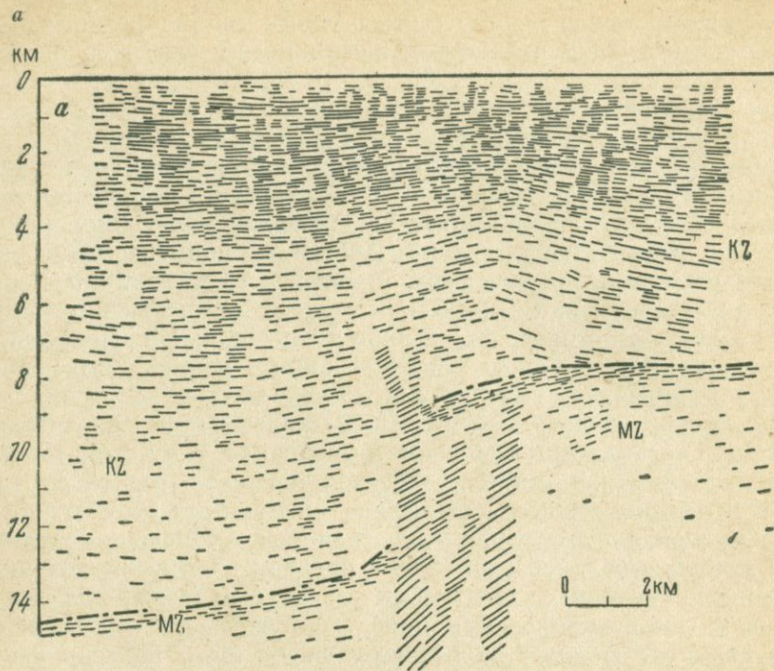


Рис. 6. Выявление структур по данным сейсморазведки. *a* — сейсмический разрез (Клушин, 1968); *b* — схематический разрез диапировых структур (Masle and oth., 1973). 1 — поверхность несогласия; 2 — зоны разрывов; 3 — диапировые структуры

«гравитационных ступеней» (Клушин, 1968, и др.) и выражаются линейной зоной высоких градиентов (рис. 7). Для определения высоты смещения блоков, угла наклона контактной поверхности и глубины проникновения разлома проводятся дополнительные интерпретационные профили, ориентированные вкрест простирания гравитационной ступени, с повышенной точностью и детальностью наблюдений. На интерпретацию результатов гравиразведочных данных влияет рельеф дневной поверхности и погребенного скального основания. Избавиться от мешающего влияния рельефа можно

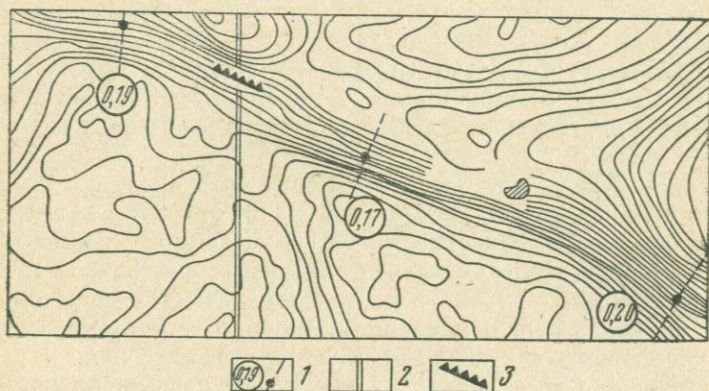


Рис. 7. Гравитационная ступень в зоне крупного разлома кристаллического фундамента (Клушин, 1968).

1 — расчетный профиль (цифра — вычисленная избыточная плотность, г/см³); 2 — сейсмический профиль; 3 — положение разлома по данным сейсморазведки

с помощью специальных поправок, которые вводятся при обработке результатов измерений.

Все перечисленные выше особенности гравиразведки и ее высокая стоимость по сравнению, например, с магниторазведкой того же масштаба, позволяют заключить, что наиболее целесообразно использовать гравиразведку для картирования крупных разломов на территориях с мощным чехлом четвертичных отложений. Использование же высокоточной гравиразведки в помощь картированию более мелких тектонических нарушений должно быть строго обосновано. Обработка результатов во всех случаях должна быть доведена до количественной характеристики параметров изучаемых объектов (простирание, угол падения, мощность, глубина и т. д.). Поскольку в большинстве случаев интерпретация данных гравиразведки не однозначна (одинаковый эффект могут давать разные геологические образования), достоверные данные о разломах могут быть получены только в комплексе с геологическими и другими геофизическими работами.

Магниторазведка. В основе метода лежит измерение элементов магнитного поля Земли с помощью магнитометров. Прак-

тически отсутствующее влияние чехла немагнитных рыхлых пород, высокая продуктивность и экономичность метода наряду с возможностью получения количественных характеристик изучаемых объектов позволяют успешно использовать магниторазведку при геологическом картировании. Горные породы намагничиваются геомагнитным полем Земли в различной степени, зависящей от величины магнитной восприимчивости. В результате отдельные геологические структуры превращаются в естественные магниты и создают вокруг себя собственное магнитное поле, которое накладывается на первичное поле Земли. По отношению к магнитным полям геологических объектов оно однородно намагничено и называется нормальным полем. Участки, где имеются отличия наблюдаемого магнитного поля от нормального, называются аномалиями. Магнитные аномалии разделяются на региональные и локальные. Задачами магниторазведки являются обнаружение аномалий и объяснения их геологической природы.

Магниторазведочные работы с целью картирования разрывных нарушений проводят по системе профилей, ориентированных вкрест предполагаемого их простирания. При масштабах работ 1 : 50 000 и мельче чаще всего применяется аэромагниторазведка, а при масштабах 1 : 25 000 и крупнее используется наземная пешеходная или автомобильная магнитная съемка. Результаты магниторазведочных работ изображаются в виде графиков — профилей либо карт изолиний напряженности магнитного поля. Выбор вида магнитной съемки, ее масштаба, ориентировки сети наблюдений, аппаратуры и т. д. производится исходя из конкретных условий работ и их стадии по картированию разрывов (см. «Геофиз. исслед. при крупномасштабных геологосъемочн. раб., 1970). В том случае, если по разрывному нарушению контактируют породы, различные по своим магнитным свойствам, то положение разлома будет определяться переходом одного типа магнитного поля к другому (рис. 8). Если разлом приводит к смещению геологических тел, отличающихся по магнитным свойствам от окружающих пород, то на карте изолиний магнитного поля это выразится нарушением корреляции установленных аномалий, что скажется в уменьшении их интенсивности, в смещении осей аномалии и, наконец, в полном разрыве аномалий (рис. 9). Степень нарушения корреляции зависит от глубины залегания, мощности тела и величины смещения его частей. При смещении разломом маркирующих горизонтов вдоль поверхности раздела наблюдается резкая смена магнитных свойств пород. Так, например, по смещению кромки железорудной толщи были установлены разлом и вертикальная амплитуда перемещения блоков на Карсакпайском месторождении (Центральный Казахстан). Разрез вдоль простирания железорудной толщи, построенный по результатам количественной интерпретации магнитных аномалий, был подтвержден геологическими данными.

Картирование разломов, секущих породы с однородными магнитными свойствами, возможно в следующих случаях: а) когда тектонические процессы сопровождались интенсивными гидротермальными

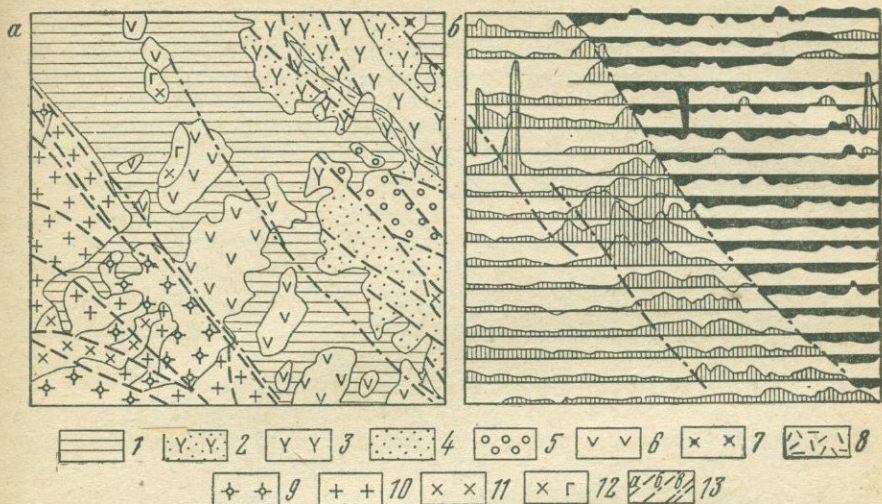


Рис. 8. Выявление и прослеживание разломов по резкой смене характера магнитного поля, по В. А. Новикову с упрощениями.

а — геологическая карта; б — карта графиков вертикальной составляющей магнитного поля (ΔZ).

1 — рыхлые отложения; 2—3 — силурийские отложения (2 — эффузивно-осадочные породы, 3 — андезитовые порфириты и их туфы); 4—6 — ордовикские отложения (4 — конгломераты, песчаники, гравелиты, 5 — песчаники, алевролиты, 6 — основные эффузивы и их туфы); 7—12 — верхнекарбоневые интрузивы (7 — основные, 8 — кислые дайки, 9 — аляскитовые граниты, 10 — граниты, 11 — диориты, 12 — монзониты); 13 — разломы (а — по геологическим данным, б — по данным магниторазведки, в — по совокупности данных)



Рис. 9. Выявление разломов по изменению корреляции аномалий ΔZ

изменениями, в результате чего зона разрывного нарушения либо обогащалась магнитными минералами (магнетит, пирротин), либо происходил обратный процесс — разрушение магнитных минералов в зоне дробления; б) когда в зоне разлома локализовались дайки, жилы и другие образования, имеющие иные магнитные свойства (рис. 10). Во всех этих случаях зоны тектонических нарушений

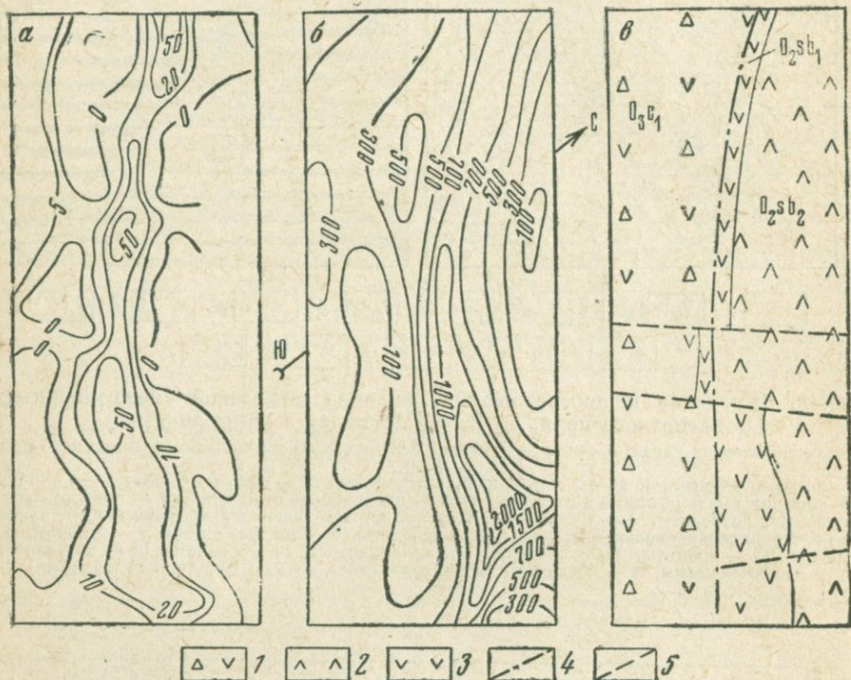


Рис. 10. Выявление разлома по данным магниторазведки и ВЭЗ, по В. М. Сидоранову и В. М. Бетехтину с упрощениями.

а — карта изоглубин кровли скального фундамента (по данным ВЭЗ); б — карта изолиний ΔZ ; в — геологическая карта ордовикских отложений. 1 — туфы андезитовых порфиритов; 2 — андезитовые порфириты; 3 — роговообманковые порфириты; 4 — разлом по данным магниторазведки и ВЭЗ; 5 — разлом по геологическим данным

будут фиксироваться линейно вытянутыми по простиранию нарушения положительными либо отрицательными (пониженными) аномалиями.

Уступая гравиразведке в глубинности, магниторазведка может выделять гораздо менее крупные разрывные нарушения, и в ряде случаев позволяет получать количественные характеристики дизъюнктивов (глубину залегания от дневной поверхности, вертикальную амплитуду смещения блоков и др.). Вместе с тем необходимо учитывать, что в определенных условиях один и тот же магнитный эффект может дать как тектонический, так и стратиграфический или интрузивный контакт пород (см. «Справочник...», 1969; Тяпкин, 1973,

и др.). Наиболее успешно магниторазведка может применяться лишь в комплексе с геологическими наблюдениями.

Электроразведка. Электроразведка насчитывает большое количество разнообразных методов исследования электрических и электромагнитных полей. Методы подразделяются в зависимости от типа полей и способов их наблюдений.

Горные породы в зависимости от своего состава и условий залегания обладают различными электрическими свойствами — удельным сопротивлением, диэлектрической проницаемостью и т. д. Проводя с помощью специальной аппаратуры определения электрических свойств геологических сред, мы получаем геоэлектрический разрез изучаемой территории. Только при совпадении геоэлектрических границ с геологическими возможна правильная интерпретация данных и в дальнейшем построение геологического разреза. Не вдаваясь в подробности теории и методики проведения работ методами электроразведки, которые подробно описаны в соответствующей литературе (Федынский, 1967; Якубовский, Ляхов, 1974), мы рассмотрим лишь возможности и области применения отдельных методов для картирования разрывов.

Методы сопротивления основаны на измерении искусственно создаваемых в земной коре постоянных и низкочастотных электрических полей и включают в себя метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), а также различные модификации метода электропрофилирования. Основой применения этих методов является различие горных пород по удельному электрическому сопротивлению. Удельное сопротивление горных пород является сложной функцией, зависящей главным образом от пористости, влажности и характера минерализации природных вод и в меньшей степени от минерального состава пород. Изменения этих свойств особенно интенсивны в зонах разрывных нарушений, что и позволяет применять электроразведку для их картирования. Метод профилирования основан на определении величины удельного электрического сопротивления пород. Если измерения проводятся в однородных средах, полученные величины будут близки к истинному значению удельного сопротивления данных пород. Чаще всего среда, охваченная электрическим полем, неоднородна и состоит из различного набора пород со своими значениями удельных сопротивлений и тогда мы будем иметь некоторое промежуточное значение, носящее название кажущегося удельного сопротивления. В большинстве случаев в практике электроразведки методом сопротивления эта величина и используется для изучения геоэлектрического разреза. С помощью специальной установки в ряде точек на профиле определяется величина кажущегося удельного сопротивления в ом-метрах и затем строятся графики и карты изоом. Этим методом успешно могут быть выделены крутопадающие геоэлектрические границы и пластообразные тела пониженного или высокого сопротивления. В число этих задач входит выявление и прослеживание разрывных нарушений. В настоящее время он насчитывает несколько модификаций, различающихся применяемыми приборами и методикой проведения

измерений (Якубовский, Ляхов, 1974). На рис. 11 приведены графики так называемого «комбинированного профилирования» (расстояние между питающими электродами A и B — 100 м, между приемными электродами M и N — 10 м) при прослеживании разрывного нарушения, зона дробления которого уподоблена вертикальному пласту пониженного сопротивления.

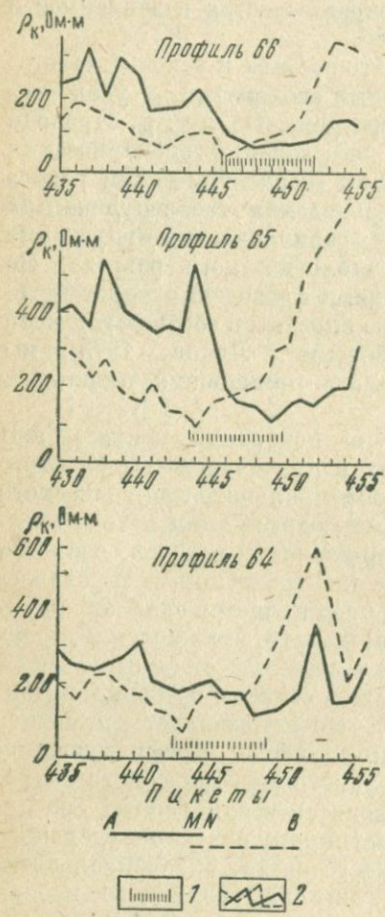


Рис. 11. Графики комбинированного электропрофилирования при прослеживании разлома, по Л. И. Абрамовичу.
1 — зона дробления пород; 2 — графики кажущегося сопротивления

Основным ограничением метода электропрофилирования является присутствие рыхлых отложений, имеющих низкие значения удельного сопротивления. Если их мощности достигают первых десятков метров, это значительно осложняет проведение работ и нивелирует особенности распределения кажущегося сопротивления в перекрытых или скальных породах.

Метод ВЭЗ является одним из основных в структурной геофизике для изучения геоэлектрических разрезов с пологим (до 15°) залеганием геологических границ. Сущность метода ВЭЗ заключается в том, что на каждой точке замеров с помощью специальной установки изучается изменение величины кажущегося удельного сопротивления с ростом глубины зондирования. Количественная интерпретация результатов метода ВЭЗ позволяет определять глубину залегания пластов пород, выделяющихся в разрезе по своим величинам удельного сопротивления (Пылаев, 1968). Часто подобным образом определяется глубина залегания поверхности коренных пород, перекрытых четвертичными отложениями. Достаточно крупные зоны тектонических нарушений, как правило, сопровождаются развитием кор выветривания линейного типа и обладают мощными

зонами измененных пород, имеющих пониженные удельные сопротивления по сравнению с неизменными коренными породами. Это позволяет эффективно использовать метод ВЭЗ для картирования. На рис. 10, а положение разрывного нарушения установлено по узкому, линейно вытянутому понижению в рельефе кровли фундамента. Глубинность исследования методом ВЭЗ существенно больше, чем электропрофилирования; обладая несколько меньшей производи-

ностью, метод ВЭЗ может применяться в районах, закрытых достаточно мощным чехлом рыхлых отложений.

Метод естественного электрического поля основан на измерении разности потенциалов электрических полей, создаваемых электродвижущими силами химического, фильтрационного, диффузионного и другого происхождения. Естественные электрические поля первого из названных типов обуславливаются окислительно-восстановительными реакциями, протекающими в приповерхностной части сульфидных залежей. Поля вторичного типа возникают за счет процессов, сопровождающих фильтрацию подземных вод в пористых породах. Естественные электрические поля диффузионного происхождения образуются за счет диффузионно-сорбционных процессов, происходящих на участках соприкосновения подземных вод, имеющих различную концентрацию или состав растворенных солей. Использование метода естественного поля для картирования разрывных тектонических нарушений возможно в двух основных случаях. Во-первых, когда зона разрывного нарушения характеризуется наличием сульфидной минерализации и затронута процессами окисления (поля первого типа), и, во-вторых, когда в зоне разлома происходит разгрузка напорных вод (поля второго типа). В этих случаях над разрывным нарушением на поверхности Земли могут быть зарегистрированы аномально повышенные значения естественного электрического поля. Однако в силу большого количества ограничений, накладываемых на применение данного метода, а также ввиду сложности интерпретации естественных электрических полей, имеющих повсеместное распространение, метод естественного электрического поля в отдельных случаях может служить лишь источником дополнительной информации (на стадии крупномасштабных работ). Методы электроразведки, основанные на регистрации различных параметров электромагнитных полей, как природных, так и создаваемых искусственно, для картирования разрывных нарушений по сравнению с рассмотренными выше имеют ограниченное применение. Некоторые из них находятся на стадии теоретических и аппаратных разработок, другие предназначены главным образом для поисков хорошо проводящих рудных объектов. Отдельные методы, такие, как магнитотеллурическое зондирование, частотное зондирование, зондирование способом становления поля, в общем решают те же задачи, что и метод ВЭЗ. В силу перечисленных выше причин мы не будем здесь останавливаться на этих методах. Желающие ознакомиться с ними могут обратиться к соответствующей литературе (Федынский, 1967; Якубовский, Ляхов, 1974). Использование того или иного метода электроразведки для картирования разрывных нарушений определяется конкретными условиями проведения работ в районе.

Так, например, метод ВЭЗ может дать хорошие результаты при картировании разрывных нарушений, сопровождающихся развитием линейных кор выветривания в районах, перекрытых достаточно мощным чехлом рыхлых образований. При отсутствии мощного чехла хорошо проводящих рыхлых отложений с помощью электропрофилирования территория работ может быть исследована

с меньшими затратами и большей детальностью. В целом, для большинства методов электроразведки необходимо отметить, что сложный характер электроразведочных полей, зависящих от большого количества разнообразных факторов, значительно осложняет интерпретацию данных и получение количественных характеристик исследуемых объектов.

Радиометрия. Радиометрические методы геофизики основаны на регистрации ионизирующих излучений, сопровождающих самопроизвольный распад ядер таких природно-радиоактивных элементов, как уран, радий, радон, торий и изотоп калия (K^{40}), и продуктов их распада при переходе в более устойчивое состояние. В горных породах эти элементы присутствуют в очень небольших количествах, и их концентрации, определяющие регистрируемую интенсивность излучения, не всегда существенно различаются в породах разного состава. В силу указанного обстоятельства радиометрические методы непосредственно для геолого-структурного картирования применяются в незначительных объемах. Основными полевыми радиометрическими методами являются гамма-съемка и эманационная съемка.

Гамма-съемка заключается в регистрации гамма-излучения пород с помощью радиометров. Различают поверхностную гамма-съемку — пешеходную, автомобильную, а также аэрогамма-съемку. В последней, кроме радиометра, на борту самолета или вертолета устанавливается аппаратура для проведения аэромагнитных измерений. Результаты гамма-съемки изображаются в виде карт изолиний и графиков интенсивности гамма-излучения по профилям. Ограничением в применении поверхностной гамма-съемки является наличие экраняющих рыхлых образований, мощность которых не должна превышать 1 м. Глубинная гамма-съемка (пшуровая и др.) используется лишь для поисков месторождений радиоактивных руд. Использование результатов гамма-съемки для картирования разрывных нарушений возможно в следующих основных случаях.

1. По разрывному нарушению контактируют породы с резко различными средними содержаниями радиоактивных элементов. В этом случае оно может фиксироваться сменой интенсивности гамма-поля в районе тектонического контакта. Однако подобный эффект могут давать нормальные стратиграфические и магматические контакты пород с различной интенсивностью гамма-излучения.

2. Зоны дробления гидротермально изменены таким образом, что содержание радиоактивных элементов в них резко отличается от окружающих неизмененных пород. В этом случае зона дробления будет выделяться аномалией, линейно вытянутой по простиранию разрывного нарушения (рис. 12). Подобный эффект создают локализованные в разломах различные жилы и дайки, отличающиеся по интенсивности гамма-излучения от вмещающих пород.

Эманационная съемка заключается в определении концентраций радиоактивных эманаций (радона и торона) в почвенном воздухе. Концентрация эманаций определяется по величине интенсивности альфа-излучения, сопровождающего распад радона или торона.

Методика эманационной съемки заключается в следующем. На профилях наблюдений пробивают шпур (бурки) глубиной 0,8—1,0 м, из которых ручным насосом закачивают почвенный воздух в измерительную камеру эманометра, в которой и определяется концентрация радона или торона. По сравнению с гамма-съемкой, эманационная съемка обладает большей глубиной, достигая 10—15 м. Однако наиболее благоприятными для проведения эманационной съемки являются участки распространения рыхлых отложений однородного состава мощностью 1—5 м. Участки обнажения коренных пород, территории развития каменных россыпей и моренных

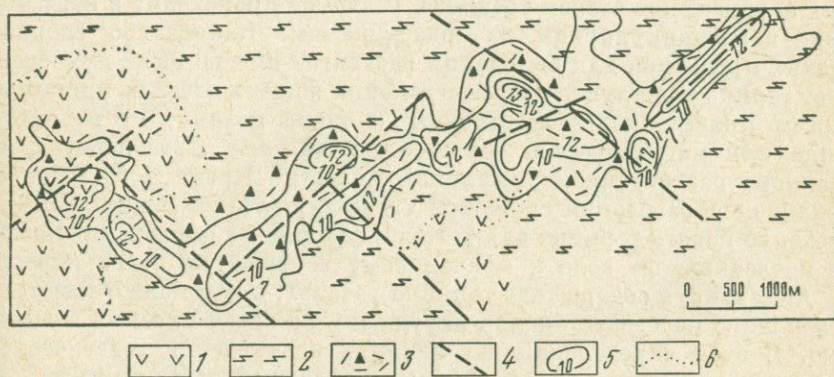


Рис. 12. Распределение радиоактивности в пределах одной из зон дробления в Северном Казахстане, по А. А. Тонгару и С. Б. Янковскому.

1 — верхнепротерозойские порфиры и кварцевые порфиры; 2 — нижне- и среднепротерозойские сланцы; 3 — интенсивно дробленные и гидротермально измененные породы; 4 — разломы; 5 — изолинии радиоактивности, мкр/ч; 6 — геологические границы

отложений, а также зоны развития болот и вечной мерзлоты являются неблагоприятными для проведения эманационной съемки (Пруткина, Шашкин, 1975). Поскольку зоны разломов зачастую являются путями, по которым происходит усиленная миграция эманаций из глубинных участков земной коры, почвенный воздух над зоной разломов будет характеризоваться повышенной концентрацией эманации. Такие аномалии получили название «аномалий эманирования» (Горбушина и др., 1970). Характеризуясь большей по сравнению с гамма-съемкой глубиной, эманационная съемка обладает худшей воспроизводимостью результатов измерений, обусловленной влиянием сезона ведения работ и состоянием погоды (дожди, сухость и т. д.), мощности и состава рыхлых отложений, их обводненности, состоянием приповерхностного слоя почвы и т. д. Все это значительно осложняет интерпретацию результатов эманационной съемки. Наибольший эффект эманационная съемка может дать при установлении и уточнении местоположения разрывного нарушения в пределах уже выделенных перспективных площадей. Эманационная съемка является методом существенно менее производительным, чем гамма-съемка, и применяется, как правило, в значительно меньших объемах и на более крупномасштабных стадиях работ.

РАЗДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ

Термин раздвиг введен Г. Гудспидом и В. В. Белоусовым (1954) и включен в классификацию разрывов М. В. Гаовским (1954) для обозначения самостоятельного типа разрывных нарушений, при которых перемещение стенок трещин и разломов происходит в направлении, перпендикулярном их поверхностям. Каких-либо специфических признаков для выделения раздвигов ими не было приведено. Этот термин не получил распространения и почти исчез из употребления по приведенной выше причине, а также потому, что не всякая жила или магматическое образование обязано пространству, созданному раздвижением трещинной полости. Кроме того, этот же механизм образования свойствен трещинам отрыва и казалось, что введение нового термина для того же явления не оправдано. Все это до последних лет вело к молчаливому непринятию этого термина.

Анализируя содержание термина раздвиг, в нем можно усмотреть стремление перевести анализ нарушений из задач плоских в объемные. В этом определении нет никаких ограничений генетического порядка, механизма раздвижения и масштабности явлений. По характеру перемещений чистый раздвиг полностью соответствует трещинам отрыва. Отсюда следует, что к раздвигам могут относиться как тектонические, так и не тектонические — контракционные и антиконтракционные трещины отрыва (усыхания, усадки при охлаждении, разрывы при замораживании и т. д.), а также зияющие разрывы сплошности пород без смещения их стенок, возникшие при землетрясениях. Сюда же должны быть отнесены трещины гидростатического эффекта расклинивания, а также раздвинутые, ранее возникшие трещины скола и разломы, но оказавшиеся в положении трещин отрыва при данной деформации. Все отмеченные особенности расширяют диапазон термина и позволяют не считать его полным синонимом термина «отрыв», который отражает только первичную природу образовавшегося разрыва сплошности пород. Так же, как сбросы, взбросы, сдвиги и косые смещения, сбросо-сдвиги соответствуют сколовым нарушениям сплошности пород. Помимо сказанного, термин раздвиг созвучен остальным терминам морфологической классификации, куда он органически входит, отражая, как и другие типы, суть перемещений, но независимых от времени проявления. Иначе говоря, как и все остальные типы морфологической классификации, он не имеет жесткой генетической привязки, хотя и отражает в определенный момент эту связь (лишь тогда, когда проявлялся в момент рождения структуры), и этим он удобен и необходим, придавая этой классификации завершенный вид.

Остается рассмотреть, какие же специфические черты характерны самим раздвигам и какие условия необходимы для их возникновения

или проявления. Однако прежде всего мы сделаем оговорку о том, что при возникновении разрыва любого типа, т. е. нарушении молекулярного сцепления и сплошности пород, возникает некоторое «зияние» — раздвигание ее как и при дроблении пород в крупных разломах, что также ведет к увеличению объема против первичного монолитного их состояния, но этот всегда неизбежный процесс разуплотнения не имеет смысла включать в содержание термина раздвиг, ибо тогда его пришлось бы присоединять ко всем прочим терминам и потерялся бы всякий смысл в его применении. Учитывая эту оговорку, мы, таким образом, должны иметь в виду другие специфические черты, характеризующие раздвиги.

Прежде всего по своему положению в процессе данной деформации раздвиги всегда будут соответствовать трещинам отрыва. Если они возникают как первородные образования в некогда монолитной породе, то их морфологические черты будут полностью соответствовать морфологии трещин отрыва — их шероховатости, рваным, извилистым поверхностям без милонитов и глинок трения и смещением в каком-либо направлении вдоль такой поверхности. В их зияющем пространстве может находиться кластический материал, занесенный потоками вод или другим путем, о чем говорилось нами раньше при характеристике кластических даек, контракционных и антиконтракционных трещин и т. д. Когда же раздвиганию подвергаются ранее образованные сколовые трещины или зоны разломов с тектоническими брекчиями, милонитами и глиной трения, они сохраняют их морфологию, хотя, как было указано, по своему положению в этом новом этапе деформаций раздвиги занимают положение трещин отрыва*. В этом случае морфологические черты, которые были главным моментом (опорой) в установлении раздвиговой природы нарушения, исчезают. Из состояния неопределенности нас выводят другие особенности раздвигов и прежде всего наличие разломов, секущих почти поперек ранее возникшие сколовые нарушения, раздвинутые в данный (новый) этап деформаций. Такие секущие разломы выполняют роль экранов, тектоническая глинка которых позволяет блокам пород, заключенным между ними, проявить автономность. При проскальзывании в этих блоках возникает разное число приоткрытых полостей, которые могут быть использованы магмой или гидротермальными образованиями. Ширина их раздвигания, а иногда и состав пород, выполняющих эти полости, различны. При этом возникают своеобразные, только им присущие, тупые окончания тел (дайки-обрубки, жилы-обрубки и т. д.) у разломов — экранов. При пересечении экрана раздвигаемая трещина или разлом бывают разомкнуты на различную ширину, в результате чего образуются тела с резкими ступенчатыми изменениями мощностей. То, что разломы — экраны возникли до раздвигания рассекаемых ими структур, доказывается редкими и тонкими жилками и дайками, иногда располагающимися в них и раздвигих, а также тем, что дайки

* Это важное обстоятельство позволяет их использовать как индикатор для установления ориентировки малой оси (σ_3) эллипсоида напряжений.

у контактов с ними имеют точно такие же зонки закалки, что и у контактов вдоль этих даек. Находясь в направлении наибольшего сжатия, они являются проницаемыми структурами, а обладая милонитами и глиной трения, создают возможности для проскальзывания сжимаемых блоков пород, заключенных между ними.

Следует особо отметить, что роль экранов могут выполнять и пластичные породы стратиграфического разреза при тех же условиях деформации, т. е. при поперечном их сжатии, при котором расположенные между такими породами более хрупкие или даже вязкие породы могут раздавливаться как под плунжерами пресса, отделенными от деформируемой породы пластичными прокладками (в опытах — свинцовыми). При таких условиях деформаций в экспериментах и возникает наибольшее число трещин отрыва, расположенных в направлении действующих сил.

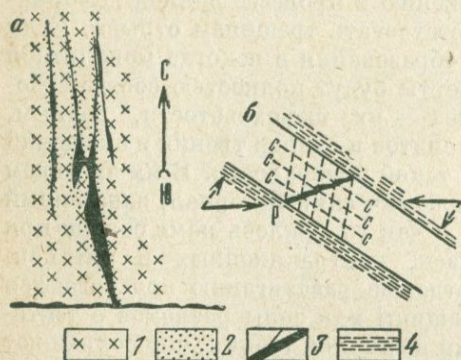


Рис. 13. Лестничные жилы в дайке гранит-порфира.

a — зарисовка забоя; *b* — схема расположения трещин в дайке. 1 — гранит-порфиры; 2 — березитизированные гранит-порфиры; 3 — кварцевые жилы; 4 — зона расслабевания; с. с. — трещины скальвания; р. р. — трещины отрыва

сторождения на Урале (Кушнарев, 1949). Лестничные, или, как их в старину называли, поясовые, протяженных дайках гранитоидов, имеющих преимущественно меридиональное, реже северо-восточное и северо-западное простирание, занимая в них всегда широтное положение при крутых углах падения, имея обычно изменчивую мощность и часто сложную форму (рис. 13, *a*). Сами дайки залегают в сланцах и, как было нами замечено, на контактах всегда сопровождаются доинтрузивной тектонической глиной трения зон разломов (обычно мощностью в несколько десятков сантиметров), в которые они внедрялись. У самих контактов она несколько обожжена, а далее сохранила свои пластичные свойства.

Тектоническая глина явилась своеобразной смазкой в процессе раздавливания даек с образованием в них преимущественно трещин отрыва и реже скола, как правило, не выходящих за пределы даек. Для Березовского месторождения характерно значительное развитие лестничных жил в меридиональных дайках, уменьшение их количества в дайках северо-восточного и северо-западного простирания и полное их отсутствие в широтных дайках. Кроме того, в мериди-

тах — свинцовыми). При таких условиях деформаций в экспериментах и возникает наибольшее число трещин отрыва, расположенных в направлении действующих сил.

Поскольку все отмеченные выше черты раздвигов были установлены на детально изученных рудоносных участках, то на этих примерах проще показать типичные структуры и обратить внимание на другие немаловажные особенности, сопутствующие главным.

Типичным примером раздвигов мы считаем лестничные структуры Березовского месторождения. Лестничные, или, как их в старину называли, поясовые, протяженных дайках гранитоидов, имеющих преимущественно меридиональное, реже северо-восточное и северо-западное простирание, занимая в них всегда широтное положение при крутых углах падения, имея обычно изменчивую мощность и часто сложную форму (рис. 13, *a*). Сами дайки залегают в сланцах и, как было нами замечено, на контактах всегда сопровождаются доинтрузивной тектонической глиной трения зон разломов (обычно мощностью в несколько десятков сантиметров), в которые они внедрялись. У самих контактов она несколько обожжена, а далее сохранила свои пластичные свойства.

диональных дайках наибольшая густота жил наблюдается в вертикально падающих их интервалах; при вышоложивании частота их резко уменьшается. Все это позволило нам сделать вывод о том, что трещины, вмещающие жилы, возникли в процессе широтного тангенциального сжатия (рис. 13, б). Отмечается также, что лестничные жилы наиболее развиты в дайках, залегающих в сланцах. Когда дайки пересекают амфиболиты и гранитоиды массива, частота жил резко сокращается, в связи с большей вязкостью и прочностью этих пород по сравнению со сланцами и в связи с меньшей мощностью глинок на контактах даек. В плоскости лестничных жил подвижки не проявились, форма их нередко сложная и местами в них наблюдается гребенчатое расположение кварца. Объяснить такую форму жил только простым приоткрыванием трещин невозможно, поскольку контуры обоих зальбандов не соответствуют друг другу (см. рис. 13, а). Несложный подсчет показывает, что общая мощность жил составляет 4—5% от длины вмещающих даек. Поэтому, если принять, что кварцевые жилы образовались путем выполнения зияющих трещин, то следует допустить, что дайки при образовании трещин отрыва удлинились на значительные расстояния, что, исходя из геологических данных, невозможно. Отсюда приходится делать вывод, что в образовании лестничных жил Березовского месторождения существенное значение имели процессы замещения пород. Наблюдаемое же иногда гребенчатое строение кварцевых жил не может служить бесспорным доказательством роста кварца в зияющих трещинах.

Анализируя главные этапы развития Березовского месторождения, можно установить, что в начале возникли крупные крутопадающие разломы меридионального Уральского направления и отчасти серия диагональных разломов северо-западного и северо-восточного простирания (типичные сколы), характеризующих поперечное к Уралу сжатие этой территории. Времени внедрения даек соответствует снятие напряжений и раздвигание указанных структур внедряющейся магмой по типу гидростатического расклинивающего эффекта. Новый этап сжатия, повторивший план предшествующей деформации, создал охарактеризованную упорядоченную систему лестничных жил, расположенных в общем параллельно друг другу и не выходящих за пределы даек, кроме очень редких (так называемых «красичных») жил, пересекающих дайки и вмещающие их сланцы и, видимо, приуроченных к редким широтным нарушениям.

Лестничные структуры могут развиваться почти в любых породах, способных к хрупкой деформации, но обязательно при наличии пород пластичных, являющихся «смазкой», способствующей проскальзыванию раздавливаемых более хрупких пород и гасящей распространение возникающих трещин в соседние пластины. Чаще они возникают в пластинах, ограниченных относительно сближенными параллельными послойными разломами.

На одном из редкометальных месторождений, закартированных нами, было установлено, что в пределах пачки разнообразных пород (сланцы, песчаники, эффузивы и послойные дайки диабазов), ограни-

ченых послойными нарушениями северо-западного простирания, возникает главным образом северо-восточная система параллельных сколовых крутопадающих трещин, и в меньшей мере — почти меридиональных крутых трещин отрыва (рис. 14, а). При этом зона контактового метаморфизма, окаймляющая граниты, расположенные вблизи месторождения, не оказывает заметного влияния на частоту и характер этих трещин. Такое преимущественное развитие односистемных сколовых лестничных трещин обязано сжатию блоков в первый этап деформаций с проявлением взбросо-сдвиговых перемещений по разломам. При этом они возникли как система вертикальных сколовых трещин, оперяющих разломы второго порядка

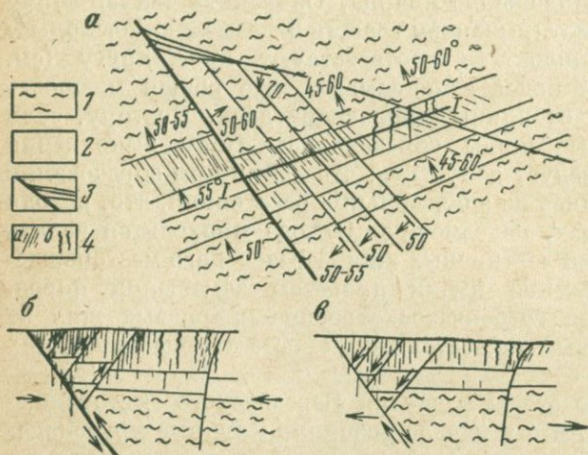


Рис. 14. Лестничные жилы на одном из редкометалльных месторождений.

а — схема строения рудного поля; б — первый этап; в — второй этап развития структуры месторождения (в разрезе). 1 — филлиты с просялами и линзами кварцитов; 2 — сложная пачка переслаивающихся диабазов, туфов, глинистых и других сланцев; 3 — послойные и секущие нарушения; 4 — сколовые (а) и отрывные (б) трещины с кварцем и другим жильным выполнением

(рис. 14, б). Их приоткрытие, т. е. раздвигание перед минерализацией, относится ко второму этапу, но уже растягивающих деформаций, с движениями блоков в обратном направлении (рис. 14, в).

Примером развития таких же лестничных структур, на наш взгляд, может служить близширотная Алтынтюпканская гряда известняков $D_3 - C_1$ (Кураминский хребет, Средняя Азия) шириной до 1 км и протяженностью около 20 км, ограниченная с обеих сторон мощными разломами. С юго-востока от нее располагаются среднекарбоновые гранодиориты; с северо-запада — среднекарбоновые и верхнепалеозойские эффузивы. В пределах известняков прослеживаются более мелкие северо-восточные разломы, параллельные пограничным. Известняки рассечены системой параллельных поперечных нарушений и трещин, не выходящих за их пределы. Более крупные северо-северо-западные нарушения, с которыми совпадают по положению отмеченные лестничные структуры, пересекают пачку известняков на серию блоков и смещают на сотни метров. Интенсивность развития лестничных структур в блоках между разломами неодинакова, что определяет различную проницаемость этих блоков для даек и рудоносных растворов (скарнирование и отложение полиметаллов) и, наконец, образование месторождений и их размещение с перерывами.

При краткой характеристике лестничных структур нами (Кушнарёв, Дружинин, 1973) было показано, что они вмещают самый различный спектр образований — от глубинных магматических до ртутных близповерхностных. Лестничные структуры являются ведущим типом в золоторудных месторождениях (Хог-Маунтин, Алабама; Тредвел и Морнинг-Стар, Аляска), ртутных (Ред Девел, Аляска; Авадхада и серия рудопроявлений Лачинского района на Кавказе и др.) и в ряде жильных полиметаллических месторождений, широко развитых на Кавказе, Средней Азии и в других местах. На некоторых ярких примерах, характеризующих новые стороны этих структур, мы остановимся несколько подробнее.

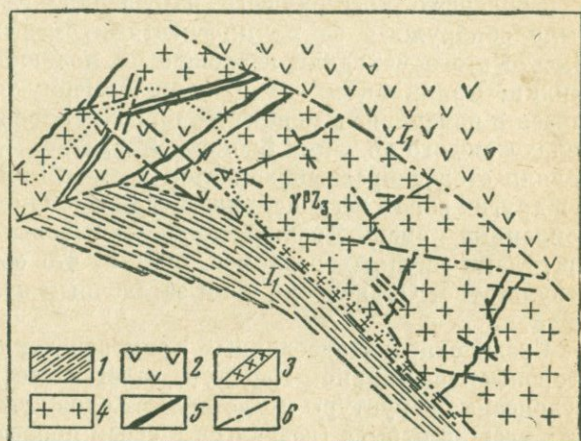


Рис. 15. Развитие лестничных жил в Архонском рудном поле.

1 — глинистые сланцы; 2 — андезит-дацитовые порфиры и их пирокласты; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — палеозойские гранитоиды; 5 — рудные жилы; 6 — разрывные нарушения

Региональное развитие раздвиговых структур наблюдается также в Садоно-Унальском горсте на Северном Кавказе. Границами их распространения являются северо-западные разломы, определяющие название горста. Ширина его от 1 до 2 км, местами более, а поперечными к горсту «перекладинами» гигантской лестницы служат отдельные месторождения (Садон, Архон, Згид, Холст, Кадат и др.) или части их полей. Все они имеют северо-восточное простирание и крутые углы падения, представляя собой сколовые зоны с брекчиями, милонитами и глиной трения, которые развиты только в пределах горста, ограниченного указанными разломами.

В Архонском рудном поле (рис. 15) Центральный жесткий горстовый блок, в котором развиваются лестничные рудоносные структуры, сложен палеозойскими гранитоидами, по бокам которого тектонически контактируют с юго-запада сланцы, а с северо-востока андезит-дацитовые порфиры и их пирокласты, относящиеся к ранней юре. Полиметаллические жилы, образующие «перекладины» лестничной структуры, рассечены серией косых к ним мелких дорудных сколовых нарушений, усложняющих всю структуру. Они являются для жил экранирующими разломами, за которыми число жил может быть иным, а в отдельных блоках жилы могут и отсутствовать, вновь появляясь в следующем.

Подобный пример такой «перекладины» наблюдался нами еще в 1937 г. на Садонском полиметаллическом месторождении в северо-восточной рудоносной зоне Ход — узкой грабенной структуре юрских пород, захваченных среди тех же палеозойских гранитоидов (банатитов). Она расчленена серией более мелких косых (северо-западных и северо-восточных) крутопадающих нарушений с глиной трения, разделяющих ее на серию клиновидных блоков, движение которых приводило к раскрытию разного числа нарушений ходского направления с разной шириной этого приоткрытия. В результате часто можно было видеть как мощные, почти сплошные, свинцово-цинковые руды (до нескольких метров мощности) вдруг резко обрывались у небольшого кососекающего нарушения. Естественным желанием было обнаружить за их плоскостями смещенные части этих тел. Вместо этого находили несхожие по мощности и числу жилы или жилки, принимая их за прежние, почему-то внезапно расщепившиеся и изменившие мощности, но сохранившиеся на глубину в пределах каждого из таких блоков. Эти разломы, таким образом, определяли столбобразный характер размещения руд в зоне Ход, как и в других зонах региональной рудоносной полосы. Велись в те годы усиленные поиски продолжения самой зоны Ход и других зон за пределами крупных разломов, считая, что они смещены, — но безрезультатно. Объяснений этим загадочным явлениям тогда не находили.

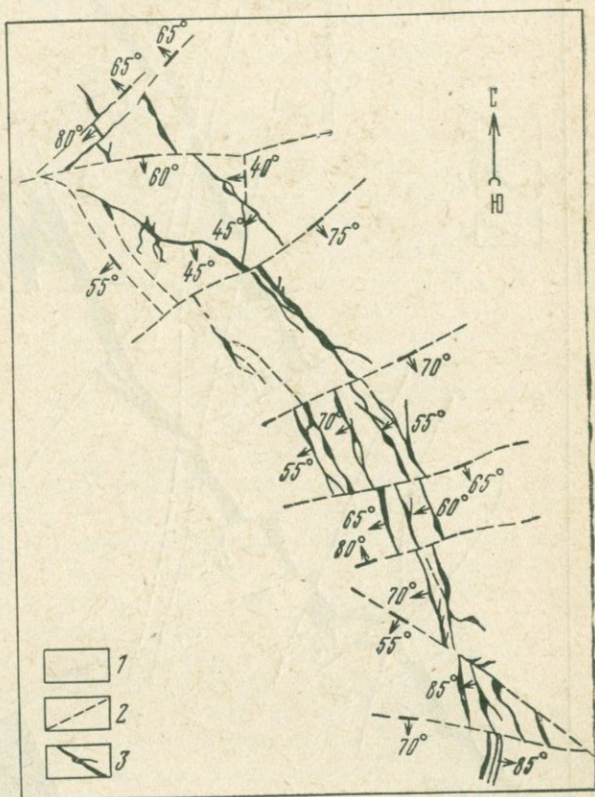
Среди охарактеризованных примеров исключением является месторождение Хаником-Какадур, залегающее в сланцах, в котором рудоносные структуры представляют сложную систему северо-западных трещин отрыва (раздвигов в своем первоначальном виде), возникших между сколовыми разломами — экранами, близширотного северо-восточного и, реже, северо-западного простираний. Все они являются дорудными образованиями, и, как видно на рис. 16, рудоносные трещины имеют очень неустойчивые элементы залегания и извилистые в плане очертания жил с многочисленными раздувами, пережимами и сложным разветвлением их частей. Помимо того, что Хаником-Какадур является очень показательным примером развития раздвиговых трещин, он в совокупности с только что охарактеризованными структурами полиметаллических месторождений позволяет однозначно решить вопрос о положении сжимающих и растягивающих усилий в дорудное время (сжатия вдоль оси Кавказского хребта и растяжения поперек его) и установить, что их так называемое антикавказское расположение обязано наложенным деформациям, не связанным со складчатостью.

Рассматривая размещение многостадийной минерализации в трещинных структурах этих месторождений, Е. М. Некрасов и С. Ф. Редькин (1969) отмечают, что «мощность, а нередко и состав жил, примыкающих с разных боков к разобщающим их поперечным нарушениям, обычно не совпадают; не совпадает и количество примыкающих жил. Наконец, наблюдаются прожилки, пересекающие плоскости дорудных сместителей» (с. 71), соединяющие соседние залежи (рис. 17). Иногда вдоль разломов, разделяющих рудные тела,

видны тонкие, короткие жилки того же состава. Из этого описания видно, что поперечные нарушения являются не только дорудными образованиями, но и экранами для рудоносных растворов, циркулировавших по раздвинутым, ранее созданным трещинам. В послерудное время не было никаких перемещений по разломам — экранам, о чем свидетельствуют пересекающие их жилки, соединяющие сосед-

Рис. 16. Схематический план одного из горизонтов месторождения Хаником-Какадур.

1 — глинистые сланцы; 2 — порудные сколовые нарушения; 3 — полиметаллические жилы в трещинах отрыва



ние залежи руд. Изучение образцов и шлифов позволило Е. М. Некрасову и С. Ф. Редькину прийти к выводу, что выпявление полостей трещин преобладает над метасоматозом. Они не называют эти структуры раздвиговыми.

К рудоподводящим ими отнесены разломы, секущие рудовмещающие структуры, т. е. самые малопроницаемые, фактически экраняющие (по их же описаниям) разломы, являющиеся, по их мнению, дорудными сбросо-сдвигами. Эти неожиданные (частично инерционные) выводы противоречат приведенному авторами фактическому материалу, из которого следует, что рудовмещающие структуры не есть результат каких-то крупных заметных смещений обязательно единых структур, ибо они не всегда сопоставимы по числу. Тем более нельзя относить в разряд рудоподводящих, практически не

проницаемые для гидротерм, разломы — экраны. Здесь же, фактически, рудовмещающие структуры были и рудопроводящими для растворов и местом локализации самих руд, являясь самыми проницаемыми, раскрытыми или раздвинутыми структурами.

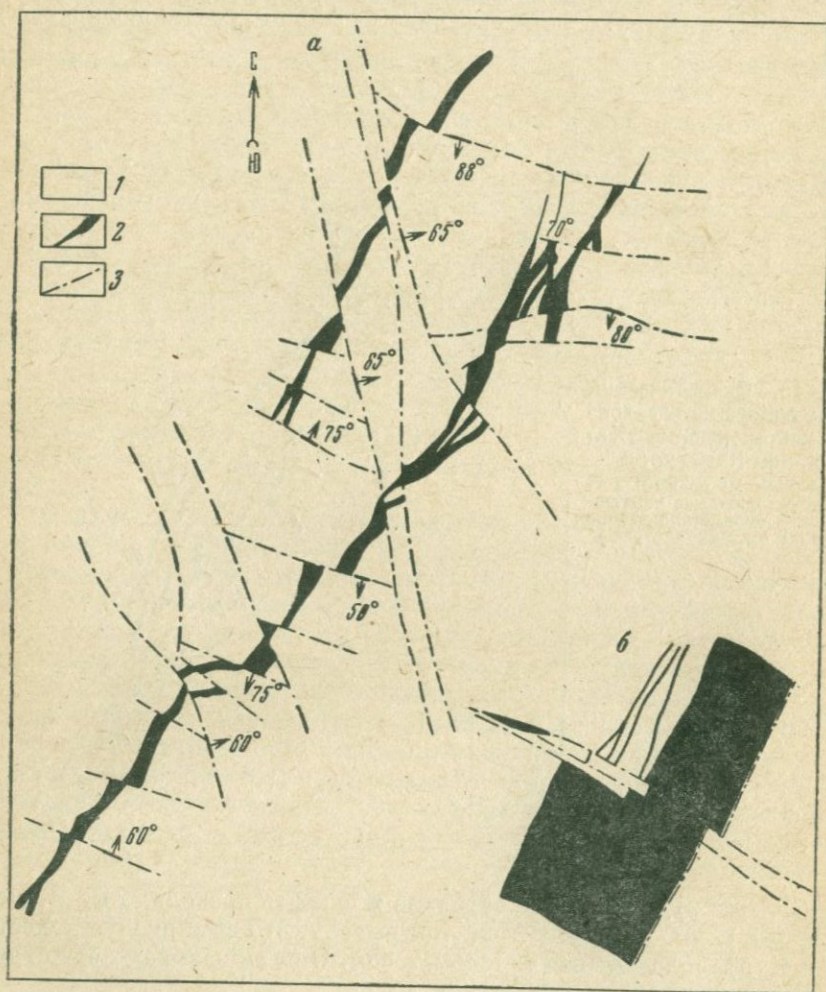


Рис. 17. Жила Южная месторождения Архон.

a — общий план жилы, приуроченной к сколовым трещинам с глиной трения; *b* — соотношение мощностей жилы у дорудных нарушений. 1 — граниты; 2 — кварц-полиметаллические жилы; 3 — дорудные сколовые нарушения

Еще более представительный и детально изученный пример раздвигов установлен нами в юго-восточном фланге Курусайского рудного поля — участок Орлиная Горка в западной оконечности Кураминского хребта (Средняя Азия). Курусайское рудное поле приурочено к тектоническому блоку карбонатных пород $D_3 - C_1$,

шириной 3 км, который вытянут в северо-западном направлении, слагая одну из ступеней грабена. По его краям воздымаются крупные массивы среднекарбонных гранодиоритов. На Орлиной Горке ведущими разрывами являются: близширотный ($280-290^\circ$ пад. ЮЗ $80-85^\circ$) Окурдаванский разлом; Туранглинский разлом северо-западного ($320-330^\circ$) простирания, падающий на ЮЗ $75-85^\circ$, и самый крупный в районе Железный разлом северо-восточного (60°) простирания, падающий на ЮВ $80-85^\circ$. Вместе с более мелким Копалисайским разломом того же простирания, падающим под углом $50-60^\circ$ на юго-восток, Железный разлом является юго-восточной границей рудного поля. Три названных разлома служат границей почти равнобедренного треугольного блока известняков Орлиной Горки, в котором развиваются более мелкие крутые северо-северо-восточные и близмеридиональные разломы, возникшие в среднем карбоне до внедрения даек гранодиорит-порфиров — дериватов кураминских гранодиоритов. Они оперяют Туранглинский разлом, пересекают и незначительно смещают Окурдаванский разлом (в плане обычно метры и первые десятки метров) и являются теми разломами — экранами, в пределах которых в зоне Окурдаванского разлома и более мелких близширотных параллельных ему или падающих навстречу нарушениям развиваются раздвиги. В каждом блоке наблюдается различное число даек разных возрастов (от C_2 до $P_2 - T_1?$) и состава, часть которых прослеживается в соседние блоки. Такой переход практически всегда сопровождается резким, ступенчатым изменением их мощностей у разломов — экранов; но часто дайки тупо выклиниваются у экранов (рис. 18). Вблизи ограничивающих их разломов в дайках наблюдается закалка. Аналогичный морфологический облик имеют и скарны с вольфрам-молибденовой и наложенной на нее полиметаллической минерализацией. У сочленений близширотных зон дробления с близмеридиональными разломами — экранами, помимо лентовидных, вытянутых на глубину, скарновых залежей в известняках или на контакте их с дайками, иногда возникают рудные столбы. Изучение даек и скарнов показывает, что если относительно первых нет оснований говорить о широкой ассимиляции пород, то скарны представляют собой типичные метасоматиты. При этом приоткрытие широтных зон дробления Окурдаванского разлома и оперяющих его разрывов и закрытие — экранирование — близмеридиональных зон значительно повлияло на процессы метасоматоза (интенсивная серицитизация, окварцевание, серпентинизация и мраморизация карбонатных пород). Так, например, в одном из блоков развиты грубозернистые, белые сахаровидные мраморы, а в соседних, сразу же за зонами-экранами — светло-серые и черные мелкозернистые известняки и доломиты (см. рис. 18). Помимо этого необходимо подчеркнуть, что раздвиги проявляются неоднократно как в процессе внедрения даек, так и в процессе гидротермального изменения пород, показывая устойчивость плана деформаций для этих этапов. При этом расклинивающая, раздвигающая роль магмы, образовавшей разного состава и возраста плитообразные дайки-обрубки, проявлена ярко. Судя

по соотношениям геологических элементов структуры (положению пород разных возрастов и следов их пересечения с ограничивающими разломами, а также наиболее вероятному направлению относительного смещения блоков), суммарный эффект многократных перемещений блоков ориентировочно составляет первые сотни метров. При этом все северные блоки относительно южных были подняты и в разной мере раздвинуты. Нет пока убедительных материалов, чтобы

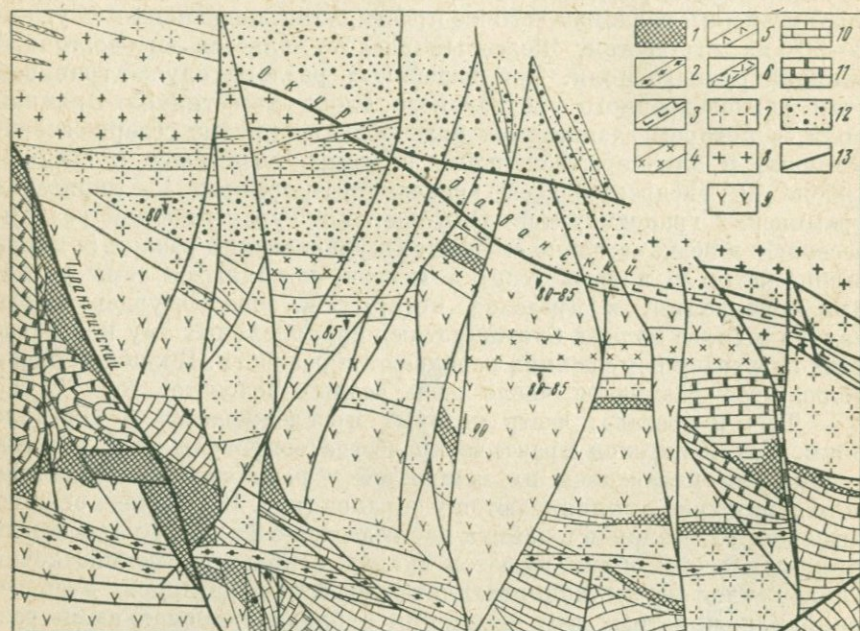


Рис. 18. Фрагмент схематизированной геологической карты северной части Орлиной Горки (составленной И. П. Купшаревым, В. С. Колесниченко, Н. С. Мостовым и Н. К. Выходцевым, 1971).

1—5 — верхнепермские образования (1 — скарны, 2 — тизбазовые порфириты, 3 — долериты, 4 — граносиенит-порфиры «красные», 5 — фельзит-порфиры розовые и розовато-серые); 6 — дайки серых кварцевых порфиров и их пирокластов (C_2); 7 — гранодиорит-порфиры (C_2); 8 — гранодиориты (C_2); 9 — диориты (C_2); 10 — карбонатные породы (D_3-C_1); 11 — белые сахаровидные мраморы; 12 — метаморфизованные песчано-сланцевые отложения (O—S); 13 — разломы

установить, были ли эти смещения комбинированными с раздвигами или раздельными, и рассчитать составляющие их амплитуды движений для каждого такого этапа. Ясно лишь, что на долю раздвигов в них приходится соизмеримые величины (от первых десятков до полутора сотен метров), которыми уже нельзя пренебрегать.

Сочетание тектонических экранов и раздвигов, возникающих внутри них при выдавливании зажатых между ними блоков, является главной чертой таких автономных структур.

Анализ литературы (Дружинин, 1951; Некрасов, 1968, и др.) и наши наблюдения в Средней Азии и других местах показывают,

что раздвиги имеют очень широкое развитие, но их не замечали, по отмеченным в начале причинам. Эти структуры имеют различный порядок величин — от региональных разломов до очень мелких нарушений, в которых локализуются руды «ящичной» и более сложной формы, установленные, в частности, Е. М. Некрасовым на некоторых месторождениях Средней Азии и А. В. Дружининым для диабазовых даек Давенды (Забайкалье). Широкий спектр образований — от магматических до близповерхностных ртутных месторождений — является показателем значительного диапазона глубин, на которых могут образовываться эти структуры. Раздвиговые структуры, которые создают выдержанную серию параллельных нарушений, т. е. являются типичными лестничными структурами, мы предлагаем относить к типу упорядоченных, а структуры, рассеянные в разных частях тектонических блоков, дающих сложные сочетания и контуры залежей, — к неупорядоченным.

В группу раздвиговых структур должны быть отнесены и структуры будинажа, которые мы считаем дальнейшим развитием лестничных структур при продолжающемся или повторном сжатии и раздавливании хрупких пород, находящихся среди пластичных, играющих роль «смазки». При этом от остросеребряных блоков можно проследить все переходы до обжатых, сглаженных, овальных образований. Встречаются они часто и многократно описаны. В ряде случаев они являются ведущим типом структур, например локализации в межбудинных, раздвинутых их частях, пегматитовых месторождений Кольского полуострова. Часто они являются мелкими побочными структурами, развивающимися вблизи внешнего окружения зоны брекчии над «протыкающим» ядром диапировых складок, при наличии более жестких и вязких пород среди пластичных при их сжатии.

В качестве примеров раздвиговых структур мы приводили преимущественно данные по рудным полям лишь потому, что здесь мы имеем всегда более детальный и хорошо изученный материал. Несомненно раздвиговые структуры имеют и более широкое региональное значение. Так, крупные силловые залежи траппов и ассоциирующие с ними дайки основных пород громадной протяженности и мощности на Сибирской платформе и других местах представляют собой типичные примеры раздвиговых структур, где, видимо, главным механизмом их внедрения является расклинивающий эффект внедряющейся магмы, а при образовании некоторых месторождений — гидротермальных растворов, которые даже при относительно небольшом напоре способны оказывать огромное гидростатическое давление, учитывая большую (удвоенную) площадь, или точнее боковую поверхность разломов, на которую оно действует. Рифтовые зоны земной коры, вероятно, также следует относить к структурам такого типа. В этом отношении выделение глубинных раздвигов А. И. Суворовым (1973) мы считаем оправданным и дело заключается в сборе новых данных для выделения дополнительных черт, по которым их можно отличать от структур сколовых или впоследствии раздвинутых. Очевидно, все то, что присуще более мелким структурам

и отмечено нами выше, должно быть характерно и им и это уже можно использовать при первом приближении к истине.

Дополнительную новую отличительную черту раздвиговых структур дает анализ создаваемых ими соотношений, пластов, жил, даек и т. д. при раздвигании трещин или разломов. Поскольку в литературе не было такого анализа и отсюда не было ясности, что они представляют собой и как их учитывать, в том числе и при расчетах

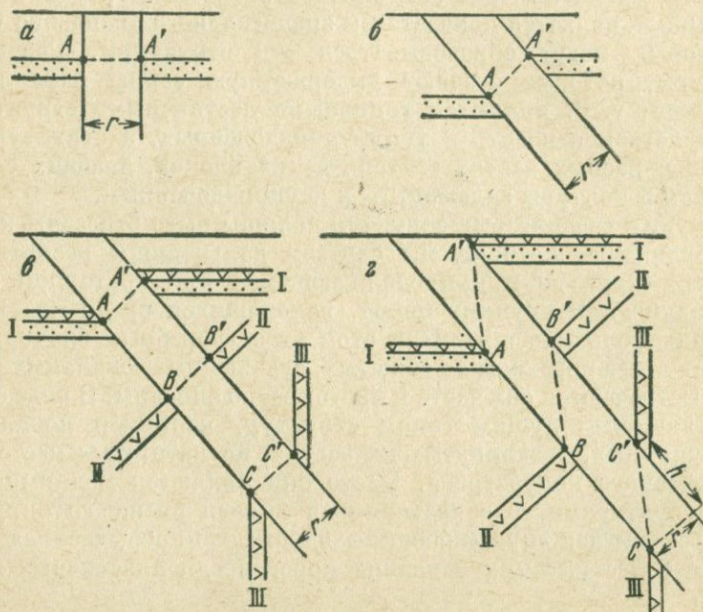


Рис. 19. Поперечные разрезы моделей раздвигов.

a — соотношения горизонтально залегающего горизонта при вертикальном раздвиге; *б* — то же, при наклонно залегающем раздвиге; *в* — вид смещения различно наклоненных одновозрастных, одновозрастных даек при раздвиге; *г* — смещение тех же даек при комбинации раздвига и взброса. *A, A', B, B', C, C'* — одноименные точки, характерные для обоих смещенных блоков; *r* — истинная ширина раздвижения; *h* — истинная амплитуда взброса

амплитуд при общеизвестных типах сбросовых, взбросовых, сдвиговых и комбинированных — сбросо-сдвиговых и взбросо-сдвиговых перемещениях, мы попытаемся рассмотреть это на некоторых простых моделях. Допустим, что трещина, рассекая поперек замковую часть симметричной антиклинали, не смещает в горизонтальном направлении ось складки или другие геологические границы (т. е. сдвиг не было) и по обе стороны нарушения имеются маркирующие горизонты, по которым в совокупности со сказанным можно судить о смещениях. Как было показано нами (Кушнарев, 1960), единственно достоверные данные о типе и амплитуде перемещения можно получить только по смещению одноименных (т. е. одинаковых, не похожих на другие) точек, характерных для обоих смещенных блоков. В данной модели (рис. 19) такими точками будут те, которые прилегают к поверхности нарушения и располагаются либо только

висячем, либо лежащем боку маркирующего пласта или горизонта (т. е. взятые нами по выбору и одновременно лежат в осевой плоскости складки) или, что то же, в параллельной ей плоскости, полученной путем построения. Иначе говоря, эти точки есть место пересечения трех поверхностей: нарушения, одного из блоков маркирующего горизонта и осевой плоскости складки, которые до смещения представляли единое целое. В том случае, когда раздвигающая трещина (или разлом) падает вертикально (рис. 19, а), а лежащий горизонтально маркирующий пласт или горизонт, раздвинутый на величину γ в поперечном направлении к трещине (как положено при раздвиге), находится на том же уровне и не имеет других видимых смещений, определить тип и амплитуду перемещения довольно просто.

Изменим в этом варианте лишь наклон нарушения, и тогда вид раздвига (см. рис. 19, б) будет неотличим от надвига, хотя по условиям никаких перемещений в плоскости нарушения не было. Без дополнительных данных доказать, что это не надвиг, нельзя. Полностью сохраняя последний вариант, добавим в него однообразные, однотипные дайки, внедряющиеся послойно и секущие структуру поперек оси; время раздвигания, в соответствии с изображением (см. рис. 19, б), будет последайковым, тогда, на участке I—I, где нарушение сечет маркирующий горизонт и послойную дайку, перемещение в плоскости нарушения будет типа надвига (или взброса); на участке II—II — смещения нет, а на участке III—III оно сбросового типа. Суммируя эти определения, видим, что пришли к тупику или абсурду, если отбросить мысль о возможности проявления раздвига. Этот пример еще раз подчеркивает ту постоянно внедряемую нами мысль, проиллюстрированную многими примерами (Кушнарев, 1960), что по виду разреза или карты без определения линии перемещения блоков по разлому часто нельзя назвать тип перемещения, особенно при неоднократных смещениях, и совершенно невозможно верно вычислить амплитуду перемещения. Поскольку любые одноименные точки, совпадавшие до перемещения блоков, смещаются параллельно друг другу на равные величины, на разрезах, построенных в направлении движения этих одноименных точек, мы будем иметь истинные, параллельные и равные отрезки (см. рис. 19, в, отрезки AA' , BB' , CC'), указывающие только на раздвиговые перемещения. При одновременном или раздельном проявлении раздвигания и смещения в плоскости нарушения, т. е. косом смещении, картина будет более сложной, и раздвиги будут завуалированы. Рассмотрим такой пример, добавив лишь в только что проанализированный случай надвиговое смещение (см. рис. 19, г). Тогда на всех участках (I—I, II—II и III—III) смещения в плоскости разлома будут иметь вид надвигов, но разных амплитуд. Поскольку, по условиям задачи, сдвигов в плоскости нарушения не было, а сам разрез, смещающий дайки одного состава и возраста, сделан в направлении перемещения характерных точек (AA' , BB' , CC'), то таких различий в амплитудах надвигов быть не должно. Следовательно, оно связано с влиянием раздвигов. Действительно,

линии, соединяющие характерные точки AA' , BB' и CC' , параллельны, равны и соответствуют истинному, косому смещению блоков.

Разложив один из этих векторов на составляющие, мы получим истинную величину надвига (h) и раздвиг (r), всегда равно мощностности разлома, выполненного магматическим или рудным материалом (а не замещенного чем-либо или заполненного дробленым материалом окружающих пород, что должно быть учтено).

Таким образом, несоответствие амплитуд перемещений характерных точек, принадлежащих разновозрастным образованиям, на разрезах, построенных через них, служит новым признаком выявления раздвигов.

Из рассмотренных примеров и учета различных их вариантов (не приведенных здесь, чтобы не перегружать текст) вытекает, что прежде, чем определять амплитуды перемещения в плоскости разломов, следует, в первую очередь, учесть долю влияния раздвигов (сомкнув разрывы на величину раздвиг в соответствии с их изображением на планах или разрезах, т. е. соответственно спроектировав на одну из плоскостей разлома смещенные контакты геологических тел). При такой операции на рис. 19, а сразу же обнаружится, что кроме раздвиг никаких других смещений по нарушению не было, а на рис. 19, б определится величина надвига (h). Конечно, все эти поправки необходимы в тех относительно редких случаях, когда геологические данные позволяют отчетливо фиксировать участие раздвигов в формировании структур. Для подавляющего большинства разломов мощностью в несколько метров вносить поправки на их раздвигание нет смысла, ибо они будут за пределами точности расчетов амплитуд перемещений.

Подводя итог всему сказанному, можно выделить следующие основные черты раздвиговых структур и условия для их широкого развития.

1. Морфологически раздвиги соответствуют отрывам, однако они могут проявляться и в сколовых, ранее образованных структурах, если окажутся в условиях новой деформации в том положении, когда здесь должны возникать трещины отрыва той же ориентировки. Поэтому термин раздвиг в таком естественном его выражении не является синонимом отрыва и, будучи созвучен с другими известными типами (сбросы, взбросы и т. д.), должен быть сохранен и употребляться наравне с ними, отражая поперечное перемещение к стенкам разрыва.

2. Благоприятным условием для развития раздвиговых структур является наличие пластичных пород в слоистой толще разреза. Подвергаясь сжатию или расплющиванию, они позволяют жестким и вязким породам, раскалываясь, раздаться в стороны и создать висящие раздвиговые структуры. Ту же роль играют разломы, согласные со слоистостью или секущие породы косо, но оказавшиеся в положении, перпендикулярном или косом к сдвигивающим блокам напряжениям, которые создают в этом блоке раздвиговые структуры.

3. Наличие разломов, поперечных к отмеченным выше, т. е. совпадающим или близким к направлению максимальных сдвигающих напряжений (σ_1), создает условия для автономного, независимого смещения и раздвигания структур в пределах блоков, разделенных такими разломами — экранами.

4. Отмеченная автономность развития раздвигов между ограничивающими их разломами — экранами приводит к тому, что в этих блоках возникает разное число раздвигов в каждый этап деформаций того же плана. Это ведет к созданию только им присущих специфических форм — даек-обрубков, жил-обрубков или их «ящичных» форм. Такое тупое выклинивание тел у разломов — экранов или слоев пластичных пород, а при продолжении их за пределы экранов резкое ступенчатое изменение мощностей — самая яркая, ведущая черта этих структур. При их создании, видимо, важную роль играл гидростатический эффект расклинивания разрывов магмой и гидротермальными растворами.

5. Специфический характер смещений разломами разноориентированных контактов тел, создающих, без учета раздвигов, неразрешимую проблему с типизацией перемещений блоков, служит новым дополнительным аргументом для их выделения. Раздвиги следует учитывать в первую очередь, внося поправки в расположение контактов тел, прежде, чем вести дальнейший анализ перемещений в плоскости разломов, выясняя их число и амплитуды смещений.

6. Среди раздвиговых структур следует выделять: а) упорядоченную их систему, примером которых являются лестничные структуры и их разновидность структуры будинажа и б) неупорядоченные — рассеянные в разных блоках и их частях.

7. Отмеченные специфические особенности развития раздвигов (морфология, размещение выполняющих их геологических тел, полная или частичная несопоставимость их числа, состава выполнения и т. п.) требуют перестройки привычного мышления при поисках, картировании, увязки данных и оценки перспектив найденных в них рудных объектов и подсчета их запасов.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Замкнутую или полузамкнутую кольцевую форму в плане имеют многие структуры обычно эндогенного происхождения. К ним относятся диапиры, трубки разных размеров и генезиса, конические дайки, так называемые структуры типа «купол в купол», кальдеры вулканических построек и другие им подобные структуры.

В этой работе главное внимание мы уделим диапировым структурам, которые не нашли должного отражения в литературе, в то время как относительно других ограничимся лишь сведениями, дополняющими их характеристику.

ДИАПИРОВЫЕ СТРУКТУРЫ

С давних пор в отечественной и мировой литературе укоренилось представление о диапировых структурах как специфических образованиях, свойственных только соленосным толщам платформенных областей, где они впервые были установлены и изучались многими исследователями. Появился даже нарицательный термин — «соляная тектоника», подчеркивавший их связь с соленосными толщами, где бы они ни были обнаружены впоследствии (авлакогенах, платформмах, краевых прогибах, у платформ и т. д.). В геосинклинальных областях, где обычно отсутствуют эти отложения, подобные структуры считались невероятными. Поэтому в зарубежной литературе нам не известно ни одного их описания. Не велико число таких описаний в небольших статьях и у нас, хотя наличие диапиров доказано убедительно на значительном фактическом материале объектов, примеры которых мы приведем ниже. Здесь мы хотим лишь подчеркнуть, что они часто пропускаются, и роль их в создании структур и особенно в локализации полезных ископаемых недооценивается. Поэтому мы считаем необходимым рассмотреть их признаки и условия образования, коротко остановившись на «соляной тектонике», поскольку ей посвящены крупные работы, включая книги, посвященные отдельным куполам (например, Чалкарскому), и больше обратим внимание на все остальные сведения, которые рассмотрены в литературе или имеются у нас.

В предложенной нами классификации (см. табл. 1) диапировые структуры отнесены к разрывным нарушениям (а не складчатым), поскольку ведущим их признаком являются мощные зоны брекчий, окружающие чехлом «протыкающее» ядро. Вместе с тем, имея сходные черты, отражающие их сущность, они образуются в разных геологических условиях и обязаны разным причинам. Поэтому они помещены нами в разные классификационные группы, являясь структурами конвергентными. Диапировые структуры соленосных

толщ, развитые главным образом в платформенных областях и местами в окаймляющих их краевых прогибах, наиболее подробно были рассмотрены Ю. А. Косыгиным (1950, 1960), обобщившим большой материал и рассмотревшим существующие к тому времени взгляды. Несколько позже много новых данных о них привел М. В. Горнфункель (1972). С солянокупольными структурами связаны нефть, газ, бораты, сера, калийные и натриевые соли и другие полезные ископаемые, поэтому к ним все больше приковывается внимание исследователей. Ю. А. Косыгин относит эти структуры к экзогенным дислокациям, активизация которых связана с региональной тектоникой. Поэтому именно эти структуры у нас стоят в двух группах (II и III). В платформенных условиях главным фактором (по Ю. А. Косыгину) является гравитация и «всплывание» соли из-за разной плотности: низкой у соли (2,15) и более высокой у пород. Неравномерность литостатического давления пород на горизонты солей создает ее пластическое перетекание с образованием купольных поднятий, приподнимающих, а затем и «протыкающих» окружающие породы по мере роста и развития этой структуры. По мнению М. В. Горнфункеля, гравитационный фактор и тектонический, действуя совместно, а не раздельно, только и способны создать такие структуры. Им отмечается, что температура, давление и влажность определяют тот критический предел, когда соль течет под действием вертикального (в том числе и гравитационного) или тангенциального давления. Это течение продолжается до установления равновесия сил и не зависит от плотностей пластичных или перекрывающих их отложений. Порогом перехода соли в пластическое состояние являются 50—100 кг/см², т. е. давление столба пород мощностью 350—600 м. Т. А. Ошакпаев (1974) приводит более широкий диапазон колебаний нагрузок, которые зависят от вида деформаций (изгиб и кручение, с одной стороны, и сжатие, — с другой), и считает, что пластическую деформацию соли правильнее называть хрупко-пластической (внешне это хрупкая деформация, а внутренне и то и другое). Влажность и температура увеличивают эту пластичность, а давление (до некоторого предела) ведет к ее уменьшению. Некоторые считают, что рост соляных штоков шел всегда, но с разными скоростями. Их проникновение за один геологический период достигает 1000 м (иногда 200—300 м). По-разному оценивался тектонический фактор, что уже отмечалось выше, в том числе роль тангенциального давления, которому придавал значение В. Е. Руженцев. Ю. А. Косыгин считал активизацию пластического течения соли обязанной погружениям прогибов, в то время как М. В. Горнфункель — их поднятиям, а со временем погружений связывал накопление солей. Имеются некоторые расхождения и в вопросе — дробится ли соль, или течет, испытывая только пластические деформации. Судя по приводимым данным в зависимости от условий и времени протекания деформаций осуществляются оба процесса, попеременно сменяя друг друга при разных условиях и скоростях деформаций. То, что в соляных диапирх запечатлены эти разрывные деформации, показывают исключительно наглядные данные магнитометрии. На

их профилях отчетливо фиксируется слоистость и разломы, разделяющие соленосную толщу, на блоки, неравномерно перемещенные вверх. Это, в частности, показали Г. Паутот и др. (Pautot, Rehard, Danill, Dupont, 1973) для Атлантического побережья Африки. Интересно, что здесь размеры диапиров в основании составляют от 1—3 до 4—5 км, при этом мощность соленосной толщи диапировых ядер по сравнению с соседними синклиналями превышает ее в 5—10 раз; возраст этих диапиров мезозойский.

Рассматривая структуру Чалкарского купола — гиганта, Т. А. Ошакпаев (1974) считает, что именно из-за разных скоростей перемещений соли возникает внутри этого купола полидиапиризм. При этом, в краевых частях образуются выступающие кольцевые гребни, а в центральной — надсводовые мульды и грабены. В головной части этой структуры, в соляной толще, образуются мелкие складки с вертикальными осевыми плоскостями. Над соляным диапиром возникают радиальные и концентрические разломы, очевидно, за счет расклинивания, раздвигания боковых пород.

Довольно широко развиты диапировые структуры в альпийской геосинклинальной зоне Ирана, где также имеются соленосные и гипсоносные отложения. К ним приурочены гигантские месторождения нефти и газа асмари́йской группы. Эти последние отличаются рядом специфических черт, характерных геосинклинальным областям и на них мы остановимся позже.

Установлены диапировые структуры с ртутной минерализацией в верхнепалеозойских соленосных отложениях Донбасского авлакогена, где они имеют те же черты, что и у платформенных структур.

В платформенных областях изредка проявляется диапиризм, связанный с четвертичными ледниковыми дислокациями. Такие примеры приводит А. Е. Додонов (1971) для кайнозойских отложений Калининградского полуострова, в которых диапировые структуры связаны с флексурными складками, осложненными разрывами; «протыкающими» ядрами являются глины и суглинки, а «протыкаемыми» породами неоген-четвертичные пески и гравийные суглинки.

Из этого краткого обзора видно, что имеются диапировые структуры не только экзогенного происхождения, но и такие, где в той или иной мере они обязаны и эндогенным силам, т. е. комплексного происхождения.

Диапировые структуры, обнаруженные в геосинклинальных областях вне какой-либо связи с соленосными отложениями, встретили скептическое отношение, ощущаемое и сейчас, хотя имеются все доказательства их существования и широкого развития. Их образование казалось невероятным из-за менее резкого различия в пластичности пород и близости удельных весов и многих свойств горных пород по сравнению с соленосными отложениями. Представления о диапирах, полученные при изучении соленосных структур, естественно тяготели в сознании и определяли возможности появления таких структур в других средах и условиях, как и критерии оценок различных явлений, происходящих при создании этих структур.

Особенности диапировых складок, проявленных в геосинклинальных областях, кратко суммированы А. В. Пэком (1960 г.).

1. Диапировые складки образуются в результате поперечного изгиба линейных складок или усложнения складок скольжения пластов при их продольном изгибе с образованием куполовидных структур, когда вместо увеличения мощности пластов в шарнирах под действием местных вертикальных усилий (поперечный изгиб) наблюдается их уменьшение и даже «протыкание» более пластичными

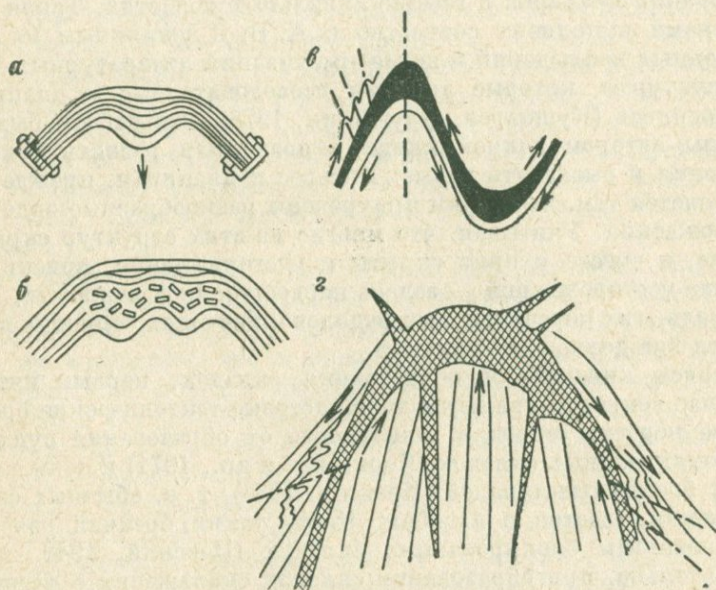


Рис. 20. Некоторые типы складок.

а — простейший эксперимент, иллюстрирующий механизм образования блокированной складки; б — трехгорбая блокированная складка; в — складка скольжения с изгибом, г — диапировая складка

(в данных условиях) породами перекрывающих более хрупких пород кровли.

2. «Протыкающие» ядра дробят окружающие их породы, образуя вокруг них чехол брекчий. В породах окружающего ядра, способных к смятию, возникают складки волочения, осевые плоскости которых полого наклонены в стороны от ядра складки, в противовес крутому их положению в крыльях складок волочения с изгибом (рис. 20, в).

3. В породах «протыкающего» ядра иногда возникает сланцеватость, параллельная его движению. Нередко образуются разломы, разделяющие ядро на блоки, неравномерно перемещенные вверх.

4. В соляных диапирах и куполах, сопровождаемых пологими сбросами, характерными для краевых частей платформ, важнейшее значение имеет неравномерная нагрузка на пластичные породы (соль, гипс, иногда глины). Последние начинают «течь» в участки с наименьшим давлением. Как было показано выше, многие

исследователи большое значение в этом процессе придавали разности удельных весов соленосных отложений и покрывающих их толщ.

Из сказанного видно, что в геосинклинальных условиях диапировые структуры возникают в процессе дальнейшего развития и преобразования типичных геосинклинальных складок, и это принципиально отличает их от охарактеризованных платформенных соленосных диапиров. Вместе с тем возникла необходимость рассмотреть кинематическую сущность образования различных складок и условия образования диапиров в геосинклинальных областях. Такая работа была нами выполнена совместно с А. В. Дружининым на основе собственных наблюдений и переосмысливания литературных данных по структурам, которые другими исследователями к диапировым не относились (Кушнарев, Дружинин, 1975). Эти работы были продолжены автором данной книги и позволили развить некоторые положения и высказать новые. Интерес к диапирам, прежде всего, определяется тем, что к ним приурочены разнообразные эндогенные месторождения. Учитывая, что многие из этих структур скрыты на глубине, а вместе с ними скрыты и месторождения, поиски таких «слепых» месторождений — задача первостепенной важности. Вместе с тем роль этих перспективных рудо локализирующих структур все еще остается вне должного внимания.

Касаясь кинематики образования складок, первым интересующим нас вопросом являются межпластовые тектонические брекчии, которые нередко ставят в зависимость от образования сундучных или изоклинальных складок (Чернышев и др., 1971) и даже куполовидных брахиантиклиналей (Крейтер, 1956), т. е. обычных складок скольжения пластов с изгибом. Часть таких брекчий связывают с образованием блокированных складок (Невский, 1948, и др.). Действительно, при образовании складок скольжения с изгибом — этого резко преобладающего генетического типа складок скольжения с изгибом — происходит проскальзывание верхних слоев относительно нижних вверх, в сторону свода антиклинали (см. рис. 20, в), как компенсация разности длин слоев измеренных поперек оси складки (по ее периметру). Эта компенсация выражается отчасти в их удлинении, точнее ламинарном течении некоторых пород с образованием разных мощностей (нагнетания их в ядра), раскалывании их системой трещин или образовании приоткрытых полостей, в которых иногда локализуются жилы седловидного типа.

Из кинематической схемы и наблюдений следует, что величина проскальзывания слоев при изгибании является небольшой и возрастает с увеличением степени сжатости складок; максимальная амплитуда приходится на середины крыльев и убывает до нуля к их сводам. Следовательно, в ядрах складок образование брекчий невозможно. Здесь возможно лишь отслаивание и приоткрывание полостей. На крыльях складок проскальзывание пластов относительно друг друга сопровождается образованием сланцеватости-слоистости и изредка тонких пленок глинок трения, а также повышенной трещиноватости в некоторых разностях пород при специфических условиях. В частности, такими условиями является ундуля-

ция осей складок, когда возможно как бы сдавливание складки в продольном и поперечном направлениях. Такие благоприятные условия для развития этих структур осуществились на Бричмуллинском месторождении (Средняя Азия), сложенном массивными известняками $D_3 - C_1$, содержащими несколько горизонтов мергелистых известняков, в которых как раз и возникла такая повышенная трещиноватость, иногда с тонкими пленками тектонических глинок. Однако даже в этом случае брекчий, обломки которых были бы повернуты друг относительно друга, не возникло. В то же время, в диапировых складках максимальные мощности грубообломочных брекчий приходится именно на ядерные их части, где они превышают почти на порядок мощность на крыльях. Таким образом, в складках скольжения с изгибом слоев межпластовые брекчи не возникнут. Тем более они не могут появиться при образовании брахиформных складок, в которых скольжение слоя по слою ввиду слабого изгиба ничтожны. Остается рассмотреть с этих позиций блокированные складки.

Из кинематической схемы образования блокированных складок следует, что главным условием их возникновения является невозможность или крайняя затрудненность проскальзывания слоев при их изгибании, что в конечном счете приводит к расслоению (расщеплению) пород с образованием обычно двух- или трехгорбых сундучных складок (особенно в известняковых толщах). При этом расщепление проявляется только в синклиналиях второстепенных складок, осложняющих ядра главных антиклиналей (см. рис. 20, а, б). Полости, возникающие между растянутыми поперек слоистости породами, по В. А. Невскому (1948), служат причиной образования брекчий, нередко сцементированных рудоносным кварцем.

По нашему мнению, выполнение этих исключительных условий — случай редчайший (если не сказать невероятный). Из кинематической схемы образования блокированных складок должно также следовать: 1) чем раньше осуществляется защемление слоев и, соответственно, невозможность их проскальзывания при изгибе, тем большая вероятность образования таких складок и расщепление слоистых пород в ядрах второстепенных синклиналей; 2) расщепление пород, по указанной выше причине, не должно сопровождаться сколько-нибудь заметным их расланцеванием (даже на крыльях); 3) в условиях, необходимых для образования блокированных складок, невозможно возникновение складок волочения; 4) брекчи должны получить локальное развитие (только в синклиналиях осложнениях ядер складок) и представлять собой обрушенные в пустоты, нависающие над ними слои пород, а не беспорядочную смесь достаточно удаленных от границы их раздела пород всякого и лежащего боков распадающихся толщ.

Если перечисленные признаки и условия отсутствуют, такая складка не является блокированной и имеет иное происхождение. Отмеченные особенности двух последних типов складок (изгиба со скольжением и блокированных) показывают, что такие складки весьма существенно отличаются от диапировых. Приведенная выше

характеристика диапировых складок была дополнена нами (Купшарев, Дружинин, 1975) еще рядом присущих только им особенностей и условий образования.

1. Всегда наблюдается сплошное окаймление «протыкающего» ядра складки зоной брекчии и милонитов, причем более грубообломочный и большей мощности (в 5—10 раз) материал свойствен головной (сводовой) части складки, а мелкообломочный, вплоть до милонитов, — крыльям.

2. Обломки брекчий представляют собой беспорядочную смесь разнообразных пород, входящих в состав как ядерной, «протыкающей», части складки, так и лежащей над ней («протыкаемой») части пород. Как правило, в обломках преобладают те породы, которые расположены к ним ближе, а также более хрупкие.

3. Обычны глыбовый характер брекчий в ядерной части складки и уменьшение размеров обломков на крыльях. Среди обломков отсутствуют породы из «проткнутых», несколько более глубоких частей разреза (т. е. нет нагнетания брекчий в их ядра), что свидетельствует о местном происхождении брекчий и о том, что их обломки не испытали существенных перемещений.

4. Нельзя согласиться с общепринятым представлением о большей пластичности пород ядра по сравнению с окружающими его породами, поскольку именно они слагают обычно преобладающую массу обломков брекчий. Это прежде всего относится к карбонатным породам, эффузивам и их пирокластам, которые часто слагают ядра диапировых складок.

5. Обязательным условием при диапиризме является наличие в отложениях, сминаемых в складки, пластичных пород (обычно глинистых, известково-глинистых, углистых сланцев и др.), выполняющих роль своеобразной «смазки» при проскальзывании ядра в первый момент зарождения диапировой складки и дальнейшем ее развитии. Наличие пластичных пород в разрезе определяет, таким образом, место срыва ядра и появление брекчий. В одной и той же складке таких горизонтов может быть несколько, вследствие чего возникают многоэтажные диапиры. Мощность пластичных пород в этом случае обычно небольшая (первые метры или десятки метров), но она вполне достаточна, чтобы обеспечить легкий срыв подстилающих пород и создать условия для опережающего движения ядра пород при складчатости и дробления как их, так и окружающих отложений. До сих пор на эту важную особенность не обращали внимания. Ярким подтверждением изложенного служит строение ряда диапировых складок: Аурахмат (Средняя Азия), Зыряновка (Рудный Алтай), Суук-Тюбе (Южный Казахстан) и др. Для своеобразных диапиров, ядрами которых являются интрузивы (протрузии), «смазкой» обычно служат серпентинизированные и хлоритизированные их части (диапиры Нью-Альмадена в США; Бу-Аззер в Марокко; Каменный Карьер Закарпатья и др.).

6. Наличие многоэтажных диапиров, обязанных только что отмеченным особенностям состава пород разреза, сминаемого в складки. Это, помимо прочих условий, имеет большое принципиальное зна-

чение для поисков и оценки таких рудоносных структур и требует тщательного анализа стратиграфического разреза.

7. В пластичных породах, слагающих крылья диапировых складок, как уже отмечалось ранее, могут возникнуть складки волочения с полого наклоненными от ядра осями, однако в них могут сохраниться (как реликты) складки волочения, обязанные первичным складкам скольжения с изгибом, но с иной ориентировкой осей (см. рис. 20, в, г), что может ввести в заблуждение.

8. В головной части диапиров, в породах, способных к смятию, иногда возникают мелкие стоячие складки с ломаными острыми замками и размахом волн и их глубиной, измеряемой в 1—2 м. Они быстро затухают вверх и вниз в зоне брекчий. В прослоях более жестких пород, расположенных внутри пластичных, возникает будинаж.

9. Процесс диапиризма при формировании характеризуемых структур часто неоднократен, длителен, о чем свидетельствуют внедрившиеся в зоны брекчий дайки, а иногда и интрузивные массивы и почти всегда наблюдаемые полибрекчиевые текстуры руд — результат многократного дробления жильного и рудного материала разных стадий минерализации.

10. Зарождение диапиров происходит в период геосинклинальной складчатости из обычных складок скольжения с изгибом, вследствие реакции на невозможность дальнейшего изгибания слоев при сжатии. Наиболее благоприятными являются те районы и участки территории, где происходит веерообразное разветвление складок и резкая ундуляция осей, свидетельствующая о поперечном их сжатии. Диапиры иногда возникают в приразломных участках с сильно сжатыми складками (Пайбулак в Средней Азии).

11. Диапиры могут возникнуть в условиях так называемой «перекрещивающейся складчатости», характерной для некоторых районов развития протерозойских и архейских образований (например, Приладожья, Карелии и др.).

12. Диапиры не образуются в породах орогенного этапа развития геосинклинали, для которого свойственна обычно очень пологая брахиформная складчатость; но это не мешает дальнейшему развитию диапиризма в складках, образованных еще в собственно геосинклинальный период развития территории, о чем свидетельствуют полибрекчиевые текстуры руд, возникшие в самом конце орогенного этапа формирования района (Терек, Кассан, Пайбулак и другие районы в Средней Азии). Это имеет большое принципиальное значение для определения районов поисков диапировых структур в том числе и «слепых».

13. В диапировых складках нельзя в качестве причины выдвигать разность удельных весов пород, образующих эти структуры, так как ее или нет, или «протыкающие» породы (например, мрамор, известняки и другие) имеют даже больший удельный вес, чем «протыкаемые» (3,0—3,2, против 2,5—2,7), и в отмеченных сочетаниях пород, с позиций «всплывания», диапиризм невозможен.

14. Диапиры не обязательно имеют в плане и в верхней части разреза вид куполов или брахиантиклиналей (к чему они в общем стремятся, чтобы сократить внешнее трение с окружающими породами). Помимо них встречаются островерхие, килевидные, сундучные и другие их формы. С глубиной крылья складок быстро становятся крутыми, что не свойственно брахискладчатости.

15. Иногда диапиры могут развиваться сразу в нескольких сближенных складках с образованием многокупольных диапировых структур, при этом зоны дробления возникают не только в антиклиналях, но и в разделяющих их синклиналиях. Этот важный момент имеет очень большое принципиальное значение в оценке и поисках рудоносных структур.

16. В диапировых структурах концентрируются самые различные по температуре образования эндогенные месторождения (от редкометальных скарновых до ртутных и пьезокварцевых), что является косвенным показателем широкого диапазона развития и размещения этих структур по глубине. Следует заметить, что не лишены интереса как структуры, потенциально рудоносные, и диапиры, связанные с соленосными отложениями, приуроченные к авлакогенам (например, Славяновское) и краевым прогибам.

Отмеченные, наиболее характерные черты диапировых складок геосинклинальных областей дают нам собирательный образ развития и особенностей строения этих структур, которые мы постараемся проиллюстрировать на ряде примеров. Вместе с тем они имеют и много сходных черт с солянокупольными диапирами.

Ярким представителем диапиров являются три месторождения сурьмы — Терек, Тереккан, Кассан, расположенные рядом в узком горст-антиклинальном поднятии северо-северо-восточного простиранья (20°), косо ориентированном по отношению к главной Кассанской антиклинали восточно-северо-восточного простиранья ($70-80^\circ$). Ядрами «протыкания» здесь являются массивные мраморизованные докембрийские известняки, перекрытые кристаллическими сланцами того же возраста. Внешне эти складки имеют обманчивый вид брахиантиклиналей эллипсовидной формы в плане, за которые их и принимали. Они вытянуты в одну линию и представляют ось одной ундулирующей складки. Вблизи ядра этих складок, их крылья имеют пологое залегание, которое очень быстро становится крутым ($70-80^\circ$), устойчиво сохраняющимся, по данным разведочных скважин и горных выработок, на глубины во многие сотни метров. Это совершенно не свойственно брахиструктурам. Характерно также, что сланцы, обладающие преимущественно пологими углами падения ($20-30^\circ$) в удалении от ядра складок, в ближайших контактах к ним ($100-200$ м) приобретают крутые углы падения ($70-75^\circ$), в периклинальных замыканиях также происходит увеличение крутизны слоев (местами до 70°). На контакте мраморов и сланцев наблюдается сплошная зона брекчий, мощность которой в замкнутой пологой части антиклинали достигает 40 м. Через зону сильно катаклазированных и трещиноватых пород она постепенно переходит в относительно более монолитные породы. На крыльях мощность брекчий

сокращается до 8—3 м. Одновременно происходит уменьшение размеров обломков и возрастает степень их полигональности — «окатанности». Обломки мраморов и сланцев перемешаны, и чем ближе контакт мраморов, тем более они преобладают. Значительная их часть полностью или частично замещена кварцем и кальцитом с рудной минерализацией. Наиболее благоприятными для рудоотложения являются брекчии, развитые во фронтальной (верхней) части диапиров. Сами брекчии подвергались неоднократному дроблению, о чем свидетельствует развитие полибрекчиевых текстур — продуктов разных стадий кварца с рудной минерализацией и поздних карбонатов. Поскольку оруденение является молодым (пермь — триас) и относится к орогенному этапу развития этой территории (его концу), то мы вправе заключить, что и внутрирудное дробление происходило именно в это время, хотя не исключаем образования диапиров в более ранний период, что более естественно, учитывая разную напряженность складчатости в геосинклинальную и орогенную стадии развития этой территории.

Из указанных складок только для Терекканской характерно развитие веера почти параллельных ее простиранию в основном круто падающих зон дробления, расходящихся пучком от основной зоны брекчий, окаймляющей ядро складки. По восстанию мощность брекчиевых зон уменьшается вплоть до выклинивания. Минерализация в них та же, что и в основной структуре. Их генезис хорошо объясняется давлением снизу и распирающим действием «протыкающего» ядра складки, частично расколото на серию блоков, неравномерно перемещенных вверх.

Другим ярким примером диапира является флюоритовое месторождение Аурахмат (рис. 21), расположенное в цокольной террасе р. Чаткал (Средняя Азия) и изученное Г. Г. Грушкиным, И. П. Кушнаревым, В. В. Архангельской и др. Характерной особенностью строения этого района является развитие веерообразно расходящихся сжатых линейных складок с резкой ундуляцией их осей, что свидетельствует о напряженности складчатости на этом участке (Кушнарев, 1969). В «протыкающем» ядре обнажаются массивные мраморизованные известняки турнейского яруса нижнего карбона, прорывающие верхнетурнейские — визейские отложения, представленные в основном карбонатными породами. В нижней части последних прослеживаются прослой черных глинистых сланцев, известковистых песчаников, пористых ракушечных известняков и кремней, образующих пеструю по составу и физико-механическим свойствам толщу. Она явилась местом срыва ядерной части антиклинали — массивных известняков, вокруг которых и в значительной мере за счет которых возникла карбонатная брекчия мощностью в 40—60 м. Она неравномерно, но весьма существенно замещена флюоритом и отчасти кварцем разных генераций и стадий минерализации с редкими сульфидами свинца, цинка и меди. Пологая сводовая часть складки быстро сменяется крутыми крыльями с резко меньшими мощностями брекчий (до нескольких метров), а размер их обломков уменьшается и начинают преобладать милониты; качество

руд при этом резко падает. Здесь отчетливо видно уменьшение мощности пластичных пород, а в одном из участков нами обнаружена небольшая складка волочения с осью, полого наклоненной в сторону от ядра складки. В замковой ее части в темных, почти черных, сланцах и в таких же песчаниках (в отдельных прослоях) нами наблюдались мелкие стоячие складки с острыми ломаными замками с длиной волны и глубиной складчатости в 1—2 м, затухающие в обе стороны от ядра, а также вверх и вниз — к зоне брекчий. Глубина образования месторождения Аурахмат, по нашим данным, 3,5—4,0 км.

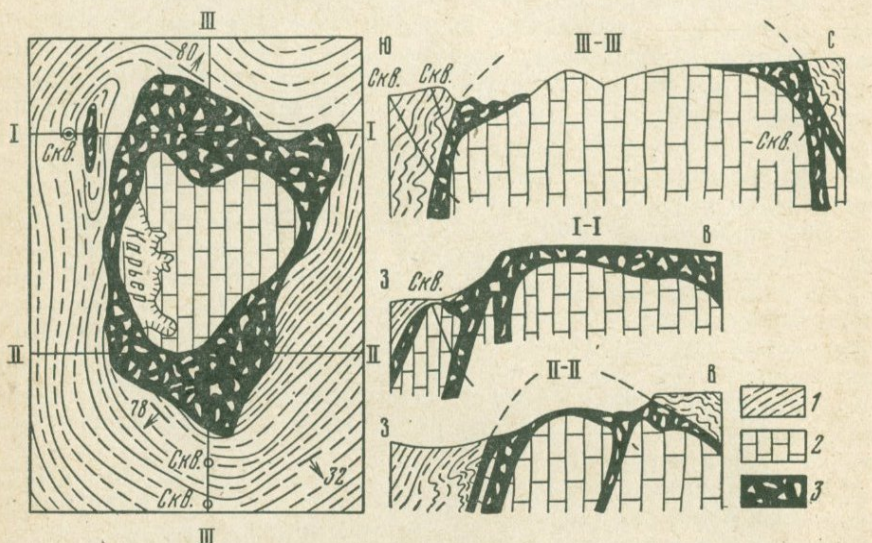


Рис. 21. Геологическая схема и разрезы флюоритового месторождения Аурахмат (Средняя Азия).

1 — переслаивающиеся глинистые сланцы, песчаники, кремни, ракушечные и тонкоплитчатые известняки; 2 — массивные известняки; 3 — минерализованная брекчия известняков и реже сланцев

Следует заметить, что невдалеке, в урочище Пальтау, в обрывах отчетливо видна аналогичная, но меньшая по размерам и не минерализованная диапировая антиклиналь. Заслуживает особого акцента то обстоятельство, что диапиры Аурахмата и Пальтау располагаются вблизи центра веерообразно расходящихся складок, а место срыва ядер приходится на пачку разнородных пород, в том числе пластичных глинистых сланцев.

Оба эти обстоятельства также характерны и для Зырянки (Рудный Алтай). Здесь ядро складки сложено девонскими эффузивами и их пирокластами, которые к породам пластичным отнести нельзя. Зоной срыва служила пачка известковистых алевролитов маслянской свиты, явившейся своеобразной «смазкой» для внедрившегося ядра, за счет которого в основном образвались брекчии. Породы ядра интенсивно рассланцованы параллельно его движению, сильно изменены и местами содержат вкрапленную полиметалли-

ческую минерализацию. Богатые руды приурочены к брекчиям и их контактам со сланцами. В. В. Попов (1973), приводя обзор существующих представлений о структуре, считает его горст-антиклиналью, у которой наблюдается зона межпластового срыва. Он отмечает, что в рудах Зырянского, Риддер-Сокольного, Тишинского, Иртышского, Белоусовского и других месторождений зоны брекчий и рассланцевания были дорудными образованиями, которые совершенно отчетливо «просвечивают» в рудах, их заместивших. В дальнейшем, в послерудное время, они тектоническим преобразованиями не подвергались. Брекчии всегда возникали под песчано-глинистым экраном («смазкой», по нашим представлениям). На примере Зырянки, которая, по В. М. Крейтеру (1956), Ф. И. Вольфсону, П. Ф. Иванкину и другим, относится к типичным диапирам, видна еще одна важная особенность. Она состоит в том, что вследствие развития здесь двух сближенных диапировых антиклиналей разделяющая их синклиналь также сопровождается зонами дробления (рудоносных брекчий) и становится диапировой структурой.

По нашим наблюдениям и данным разведки, типичным диапиром является антиклиналь участка Дальнего на Учкулачском рудном поле (Средняя Азия). Брекчии здесь возникли в той части карбонатных отложений среднего палеозоя, где имеются пелитоморфные известняки, а также горизонт известковистых песчаников. Помимо прочих, главных для диапиров, признаков отличительной особенностью этой складки является наличие двух горизонтов брекчий, связанных с диапиром. На крыльях этой и других складок установлена и разведана серия параллельных им и косых секущих разломов с той же свинцово-цинковой минерализацией. С учетом всего сказанного требуют ревизии и взгляды на структуру других антиклинальных складок этого рудного поля и района.

Много споров вызвал генезис брекчий Сууктубинской антиклинали в Джунгарском Алатау (тектонические — И. И. Машкара и др.; осадочные — А. Е. Немов; подводно-обвальные — А. И. Орлов и А. П. Руденко; тектоническое разлинзование и перекристаллизация вещества, с некоторой долей участия осадочных брекчий — Ю. И. Казанин и др., 1969). На базе приведенных материалов, в которых как-то в стороне остается общая структура и генезис складок, нам представляется возможным по-иному подойти к трактовке этого вопроса. Разрез района следующий: метаморфизованные карбонатные отложения с углисто-кремнистыми и карбонатно-кремнистыми прослоями общей мощностью около 2,2—2,5 км (сууктубинская свита), выше которых согласно лежат углистые, глинистые сланцы, песчаники и другие обломочные породы, смеющиеся выше эффузивами с общей мощностью 1,6—2,0 км (текелийская свита). Обе свиты имеют нижнепалеозойский возраст. Анализ геологической карты (рис. 22) и приведенные в статье данные больше свидетельствуют о том, что Сууктубинская антиклиналь не представляет собой чешуйчатый горст, как это считают Ю. И. Казанин и др. (1969), а является типичной диапировой складкой, осложненной более мелкими диапирами и разломами. Ядром этой складки служат карбонатные породы

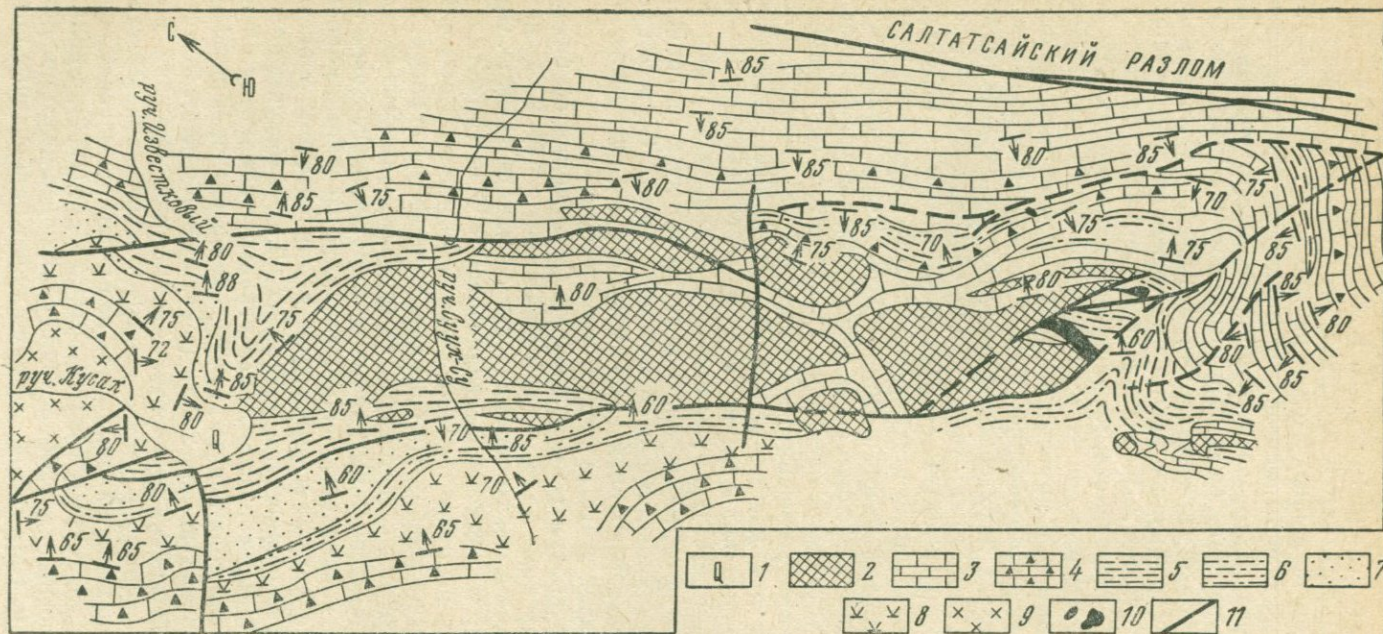


Рис. 22. Геолого-структурная схема водораздела Сууктебе, по Ю. И. Казанину и др., 1969, с некоторыми обобщениями и упрощениями.

1 — четвертичные отложения; 2 — окварцованные карбонатные брекчии; 3—4 — породы сууктеубинской свиты (3 — слоистые тонкоплитчатые известняки с силикатными прослоями, 4 — глыбовые грубополосчатые мраморизованные известняки); 5—8 — породы текелийской свиты (5 — углистые, местами графитизированные сланцы, 6 — кварц-серпичитовые сланцы, 7 — кварцитовидные песчаники, гравелиты и алевролиты, 8 — амфиболитизированные андезитовые порфириты и их туфы); 9 — гранодиориты; 10 — рудные тела; 11 — разломы

сууктубинской свиты, облекаемые карбонатными брекчиями. Судя по приведенным в литературе материалам, они не могут рассматриваться как осадочные или подводно-обвальные образования, так как лишены тех признаков, о которых мы достаточно подробно говорили раньше, а являются брекчиями тектоническими. Карбонатные породы сууктубинской свиты вместе с облекающими их брекчиями контактируют с различными пачками текелийской свиты, т. е. имеют с ними различные контакты. Выделяемые на карте глыбовые известняки (мраморизованные), расположенные между пластами тонкоплитчатых известняков и также окаймляющие массив гранодиоритов, представляют собой тектоническую брекчию, возникшую при «протыкании» пород текелийской свиты (вплоть до эффузивов) породами сууктубинской свиты.

Попутно следует заметить, что в том же хребте в горах Бурхансар-тау этими же исследователями отмечается еще один горизонт известковистых брекчий, но уже не на верхнем, а на нижнем контакте сууктубинской свиты с кристаллическими сланцами, подстилающей ее сарычабанской свиты. Изучены они очень слабо, так как не минерализованы, и особого внимания не привлекли.

Из приведенных выше примеров по Джунгарскому Алатау видно, что срыв ядра и образование над ним мощных брекчий в сильно сжатых складках происходит на контактах с горизонтами глинистых и других пластичных пород. На этих примерах также отчетливо виден принципиально новый элемент — это многоэтажность диапировых структур (тектонических брекчий), наличие и возможность появления которых до сих пор не подозревалась.

Число примеров диапировых структур можно умножить и, в частности, можно с уверенностью говорить о их наличии на сурьмяных месторождениях Джилау и Джиикрут, описанных В. Ф. Чернышевым и др. (1971), но отнесенных ими к межпластовым брекчиям судучных или изоклинальных складок скольжения с изгибом. При этом им приходится иногда привлекать «подвиги», т. е. фактически признавать движение ядра складки вверх относительно крыльев, а разломы замыкать в ядерной части, создавая искусственную и противоречивую картину формирования этих складок. Из явных примеров, охарактеризованных ранее Ф. И. Вольфсоном и И. П. Кушнаревым (1947), следует отметить Чукурак (полиметаллы) и Торор (скарново-редкометальное месторождение). К ним нами также отнесены Конигут (полиметаллы) и кратко описанная группа Кассанских месторождений, по которой недавно нами был собран дополнительный материал. С учетом приведенных признаков следовало бы рассмотреть структуры таких полиметаллических объектов, как Ачисай, и ряд ртутных и сурьмяно-ртутных и других рудных полей в Средней Азии. То, что в Средней Азии оказалось столь много примеров подобных структур, свидетельство наибольшей изученности, опосредованности и разведанности этой территории, а не исключительности ее геологического строения, о чем говорят примеры из других районов. Описывая месторождения горного хрусталя Приполярного Урала, Б. Н. Шаронов (1973) отмечает, что антиклинальные складки

III и IV порядков с ядрами, сложенными мраморами, доломитами и иногда кварцитами, выше которых залегают пластичные сланцы, — являются главными хрусталоносными структурами, а трещинные — второстепенными. При этом он отмечает, что ядра этих небольших изоклинальных, иногда запрокинутых на северо-запад под углом 80° , складок всегда имеют зоны брекчий за счет пород ядра, а в сланцах затухают даже сколовые трещинные структуры и сохраняются лишь некоторые разрывные. Эти складки он не называет диапировыми, но их характеристика позволяет нам относить их к этому типу.

В альпийской складчатой зоне Ирана установлена крупная антиклинальная диапировая складка. В ее разрезе (снизу вверх), по данным С. Галла и Г. Уормана («Геология гигантских месторождений...», 1973), установлены верхнекарбонные песчаники, переходящие в пермские известняки общей мощностью около 900 м, на которых со слабым несогласием лежат морские карбонатные отложения T и J, сменяющиеся толщей перемежающихся песчаников и граувакк мелового возраста, а еще выше залегают сантон-олигоценные глинистые отложения с прослоями известняков. Общая мощность этой части разреза колеблется от 620 до 942 м. Выше со слабым региональным несогласием лежат асмарийские доломитизированные и ангидритизированные олигоцен-миоценовые известняки 300—460 м мощности. Они перекрыты мощной (610—1220 м) соленосной толщей с мергелями и редкими известняками. Складка имеет почти симметричные крылья, падающие под углами $50-60^\circ$, и пологий свод. Она интересна в том отношении, что «протыкающим» ядром, окаймленным чехлом брекчий (возникших при деформации пород ядра), являются асмарийские известняки, а не соленосная толща, сляктившая здесь «смазкой» при диапиризме. Соленосные отложения гасят все разрывные структуры и создают вокруг ядра плотную преграду (кепрок из соли и гипса), запечатывающую эту гигантскую нефтеносную ловушку.

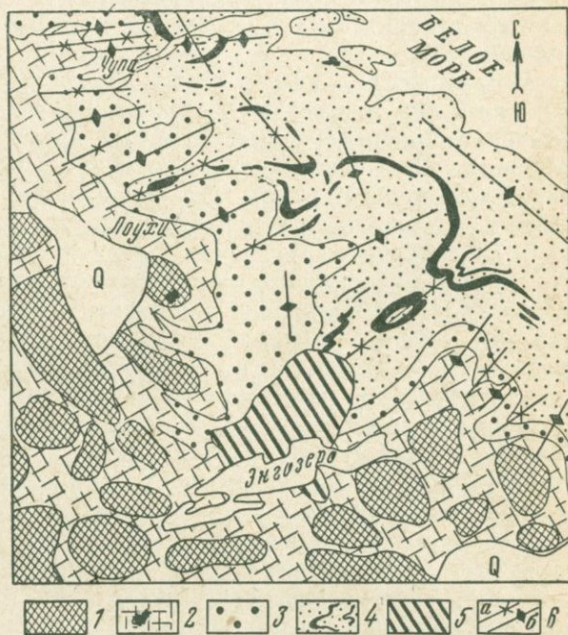
По сумме главнейших признаков диапировых структур, приведенных нами выше, мы считаем возможным к ним отнести структуры таких полиметаллических месторождений Казахстана, как Жайрем, Ушкатын и Бестюбе. Если руды Жайрема приурочены к антиклинальной диапировой структуре, в «протыкающем» ядре которой находится фаменские карбонатные отложения, а на крыльях в основном кремнисто-глинистые осадки самых верхов девона (фамена) и главным образом нижнего и среднего карбона, то в месторождениях Ушкатын и Бестюбе они приурочены к синклинальной диапировой структуре, а ядра антиклинальных диапировых складок, расположенных по их бокам, размыты вместе с рудой. Характерно, что во всех этих месторождениях наибольшая мощность дробленных пород, к которым приурочены руды, приходится на замковые части антиклинальных и синклинальных складок и уменьшается на их крыльях. Особенно резко это проявлено на месторождениях Бестюбе и Жайреме.

Весьма специфический, довольно редкий тип структур связан с районами развития, так называемой перекрестной складчатости.

Одним из таких длительно изучавшихся районов является часть балтийского щита (Карелия и Приладожье). Здесь развиты высокометаморфизованные архейские породы, слагающие гранито-гнейсовые купола с разделяющими их сложно построенными синклиналями, в которых участвуют биотитовые и другие гнейсы, амфиболиты и другие породы. На этих структурах несогласно залегает многокилометровая беломорская серия рифейских стратифицированных толщ. Она разделяется на серию согласно залегающих свит, представленных разнообразными по составу и сочетаниям биотитовых,

Рис. 23. Структурная схема беломорид, по Н. В. Горлову, с упрощениями.

1 — архейский фундамент беломорид и карелид; 2 — свиты беломорид (2 — котозерская, 3 — чупинская, 4 — хетоламбинская с пластами амфиболитов, 5 — кудозерская); 6 — складки (а — синклиналь, б — антиклиналь)



амфиболитовых и других гнейсов с прослоями и линзами амфиболитов и амфиболовых сланцев. В них, чем выше по разрезу (т. е. дальше от фундамента), тем в более сглаженной форме проявляется перекрестная складчатость северо-западного и северо-восточного простирания (рис. 23). Архейские ядра складок имеют в плане сглаженные овальные контуры. Состав пород, их структуры разных порядков и приуроченные к ним пегматитовые и другие рудные образования изучались многими исследователями (А. А. Полканов, А. И. Смирнов, Н. Г. Судовиков, К. О. Кратц, С. И. Макиевский, Д. Т. Мишарев, К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, Л. В. Калафати и др.); результаты изучения в обобщенном виде изложены в работах Н. В. Горлова (1967) и др. Все эти исследователи считают, что перекрестная складчатость образована двумя разно ориентированными фазами или этапами сжатий. В этой простоте и общности объяснений подобных структур заложены и существенные противоречия, которые вынуждают от них отказаться. Возражения эти следующие.

1. С физико-механических позиций возникновение таких же новых складок поперек существующих представляется актом создания природой структур, вопреки принципу наименьшего сопротивления.

2. При согласном залегании беломорской серии необъяснимо затухание перекрестной складчатости вверх по разрезу.

3. Необъяснимыми, с общепринятых взглядов, формы данных складчатых структур, которые, по существующим описаниям, имеют в поперечном сечении вид пологих и довольно широких антиклинальных куполовидных структур, а на крыльях становятся крутыми и в синклиналях быстро переходят в пологие, почти горизонтальные, днища.

4. Сами эти складки не имеют строгой вытянутости как в северо-западном, так и в северо-восточном направлении, а образуют прерывистые коленообразные, ломаные контуры, при этом углы их округлены. Это особенно хорошо видно в юго-западной части беломорид Северной Карелии, где обнажаются архейские ядра, слагающие фундамент этой территории (см. рис. 23).

5. Не находит объяснения ориентировка минералов, особенно линейность, в пологих купольных структурах. Последняя проявляется в ориентировке удлинённых минералов в направлении падения частей купольной структуры. Нередко она внезапно меняется, вне зависимости от направления падения толщ, а ориентировка оптических осей минералов или их удлинение никогда не отражают двух взаимно перпендикулярных складчатых деформаций, которые соответствуют простираниям перекрестной складчатости. Микроструктурные диаграммы ориентировки минералов либо отражают характер одной деформации в мелких складках (*B*-тектониты) или образуют *S*-тектониты сплющивания в архейских породах, также отражая плоскость одной деформации (Сорский, 1952). К сожалению, систематического привлечения микроструктурного анализа для решения вопроса количества, типа деформаций, их ориентировки и т. д. в разновозрастных докембрийских толщах не было.

6. Нет никаких сколько-нибудь убедительных данных о последовательности и временном разрыве фаз деформаций, давших перекрестную складчатость. Есть лишь доводы, что они близки к процессу метаморфизма пород (возможно его сопровождали в рифее). Плавные, как бы закругленные переходы в местах «пересечений» складок двух направлений не способствуют, а, наоборот, затрудняют решение вопроса — какая из систем складок возникла раньше?

Единственным выходом из этого положения является привлечение, или точное учет, блоковых перемещений карелид, которые были разбиты системой разломов, соответствующих современным простираниям перекрещивающихся складок. Причем эти нарушения уже существовали до отложения несогласно залегающей беломорской серии рифейских отложений, т. е. являлись скрытыми разломами фундамента. Поднятие блоков фундамента, ограниченных этими разломами, привело к одновременному возникновению перекрещивающейся складчатости, т. е. фактически складчатости штампового

типа. В этом случае становятся понятными затухание перекрестной складчатости в верхних частях рифейского разреза (что необъяснимо исходя из обычной складчатости, образованной при тангенциальном сжатии), наличие сложных микроскладок в пологих купольных структурах, появление ориентировки минералов, в том числе линейности, и ее изменчивости при разном движении частей ядер, расколотых дополнительными, более мелкими нарушениями (*S*-тектонитов сплющивания и т. д.). При значительном поднятии блоков фундамента вверх возможен переход их в блок-диапировые структуры, в том числе и образование диапиров в верхней — беломорской серии, а не только на ее контакте с архейскими ядрами. Становится понятной и округлая, сглаженная форма этих ядер, как форма, сокращающая трение «протыкающего» ядра о боковые породы. Вероятно, этому способствовал невысокий метаморфизм архейских пород (вероятно, только контактовый, связанный с гранитоидами, пронизывающими его местами), поскольку он в принципе не отличим от метаморфизма рифейских отложений. Растягивание и раздавливание пород над воздымающимися породами вело к будинажу жестких или вязких пород (чаще амфиболитов), расположенных внутри пластичных, образывавших сложную складчатость течения, пловчатость пород, линейность в расположении минералов и другие отмеченные структуры.

Изложенная концепция снимает существенные противоречия и не вступает в новые со всеми известными фактическими данными. Кроме того, она позволяет более сознательно ориентировать поиски скрытых зон дробления, связанных с поднятием блоков фундамента, вплоть до образования диапировых структур, в том числе и многоэтажных, а также проявления в покрывающем чехле будинажа. Она же позволяет иначе подойти к анализу трещинной тектоники. Уже сейчас есть возможность с этих позиций рассмотреть купольные структуры Приладожья со скарнами, положение пегматитовых тел в будинированных горизонтах пород и другие аспекты структуры района и закономерности размещения эндогенной и метаморфогенной минерализации. В заключение мы хотим подчеркнуть, что наличие не разорванного разломами фундамента и лежащего на нем чехла пород является чрезвычайно важным условием для возникновения штамповых складок и перехода их в своеобразные диапировые структуры.

Весьма близкими по типу, к только что охарактеризованным структурам, являются протрузии, т. е. внедрение холодных, застывших интрузивов в более высокие горизонты не измененных ими пород. Они составляют особую группу диапировых структур, поскольку обязательным условием их продвижения вверх, кроме наличия выталкивающих сил, является присутствие сильно измененных — каолинизированных, хлоритизированных или серпентинизированных их разностей в приконтактной зоне с вмещающими породами. Естественно, характер изменения этих интрузивов определяется их составом. Измененные породы являются «смазкой», которая облегчает срыв интрузивных контактов и проникновение

протрузий в верхние горизонты. При этом боковые породы сминаются в приконтактной зоне и создается чехол брекчий и милонитов, характерный для диапировых структур. По этим признакам можно легко отличить настоящие протрузии от ложных, включенных в эту группу по ошибке.

Наибольший интерес представляют массивы ультраосновных пород, превращенных в верхних частях в серпентиниты. В качестве примера можно привести ртутное месторождение Нью-Альмаден (США), где шток ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты, на контакте с песчано-сланцевой толщей окружен мощной зоной брекчий, в которой локализуются руды. В структурном отношении месторождение изучено слабо.

Другим интересным примером является месторождение никелькобальтовых руд Агбар (район Бу-Аззер, Марокко). В нем оруденение, по данным Г. А. Крутова (1970), развивается в зоне брекчий по контакту серпентинитов с риолитами (рис. 24). Рудная кварц-карбонатная цементирующая ее масса наблюдается в виде так называемого «жильного панциря», облекающего купольный выступ серпентинитов в верхней его части и склоны. Мощнейшее рудное тело достигает 30 м, а на глубину прослежено на 400 м. Обычно рудная

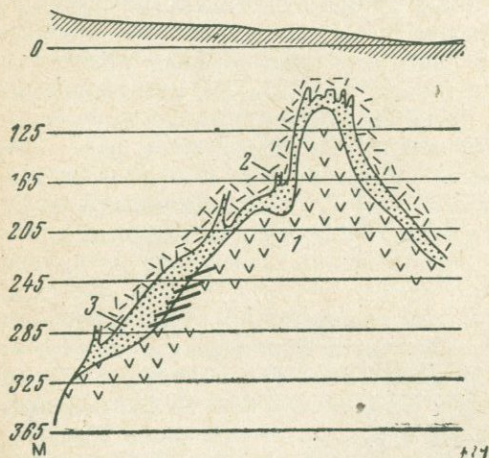


Рис. 24. Сечение «жильного панциря» месторождения Агбар (Крутов, 1970).

1 — серпентиниты; 2 — риолиты; 3 — руломце-цементирующая кварц-карбонатная жильная масса

минерализация строго ограничена пределами брекчированных, карбонатизированных пород. В пластичных серпентинитах, игравших роль «смазки» при диапиризме, минерализация быстро прекращается, а в более хрупких породах, за пределами этого панциря (в кварцевых диоритах и риолитах) в форме прожилков распространяется еще на десятки метров.

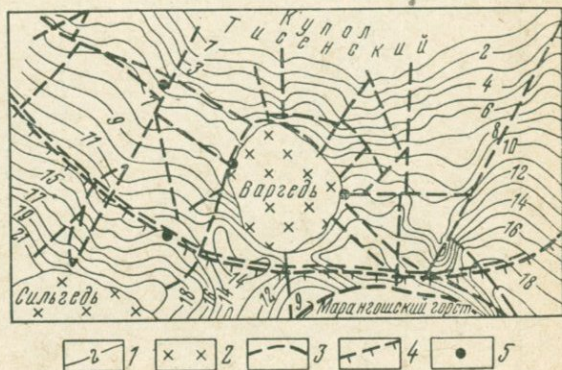
В приведенных примерах наиболее существенным элементом, способствовавшим диапиризму, являлось наличие серпентинитовой «смазки» и, вероятно, увеличение объема массива при серпентинизации.

Из отечественных примеров весьма показательны субвулканические интрузивы, преимущественно среднего состава, рвущие вулканогенно-осадочные отложения миоцен-раннеплиоценового возраста Закарпатья и оказавшие на них незначительный контактовый метаморфизм. В плане они имеют обычно изометричные или иногда несколько вытянутые формы. Типичным их представителем является диорит-порфиритовый массив Варгедь (рис. 25), абсолютный возраст

которого 9 ± 2 ; 9 ± 3 млн. лет. По приведенным описаниям Ю. А. Лейе, В. В. Науменко и др. «Геология ртутных месторождений...», 1975), контакты массива крутые. В северном обрамлении они падают от массива под углами $70-80^\circ$ до вертикального; в южном и юго-западном — внутрь массива под такими же и более пологими (60°) углами, что позволяет им считать его большим лакколлитом (с размерами в плане $0,7 \times 0,9$ км), близким к штоку. В приконтактной зоне мощностью около 20—25 м диорит-порфириты интенсивно каолинизированы и, судя по фотографиям контактов и керн скважин, сильно дроблены. Это дробление застывших пород обязано

Рис. 25. Структурная схема периферии Тисенского интрузивного купола.

1 — изостраты вулканогенно-осадочного комплекса, проведенные через 50 м; 2 — кварцевые диорит-порфириты; 3 — разрывные нарушения; 4 — контуры интрузивных куполов и горстов; 5 — месторождения и рудопроявления ртути



проскальзыванию массива вверх, о чем свидетельствуют крутые изгибы окружающих толщ (рис. 26). Преимущественный песчано-глинистый состав окружающих пород и каолинизация внешней части массива Варгедь способствовали такому проскальзыванию и там, где контакт массива падает во внешнюю его сторону (т. е. в северных его частях), происходило раздвигание боковых пород с образованием небольших радиальных разломов, которые гасли в дробленной и каолинизированной массе диорит-порфиритов и дробленной зоне самого массива.

Аналогичную структуру имеет шток Каменный Карьер и другие массивы Закарпатья. Единственно с чем мы не можем согласиться, это с представлениями авторов указанной книги о дроблении массива, когда он якобы был еще в пластичном состоянии. Это не вяжется с приведенным фактическим материалом (все минералы массива были уже образованы и дроблены) и противоречит теории деформации пород.

В заключение мы приведем пример диапировой структуры, в котором участвовали и бескорневые покровы, т. е. далеко продвинувшиеся оползневые пластины или глыбы. Такие пластины палеозойских и других пород установлены внутри эоценового глинистого флиша Нумидийской зоны. Вместе с ним они участвовали в проявленной местами складчатости и образовали диапировые структуры со всеми характерными для них признаками (рис. 27). Зона брекчий

возникла в основном за счет более жестких (часто известняков, песчаников и других) пород, и как обычно большая их мощность приходится на замковую часть структуры. В отличие от приведенных нами разновидностей диапировых структур поиски последних

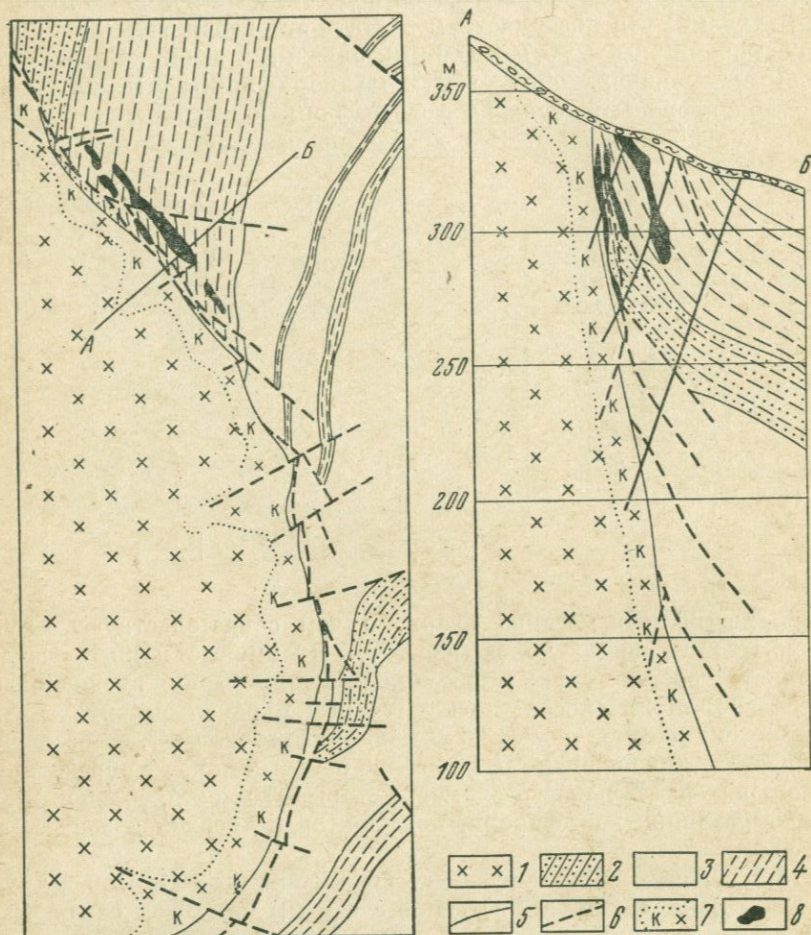


Рис. 26. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Боркут в массиве Варгедь.

1 — кварцевые диорит-порфиры, нижний сармат; 2 — песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов; 3 — аргиллиты с редкими прослоями песчаников; 4 — липарит-дацитовые туфы; 5 — контакты, стратиграфические и интрузивные; 6 — разломы; 7 — каолинизированные и дробленые породы; 8 — рудные тела

крайне трудны и рекомендации самые общие — искать в пределах развития пачек песчано-глинистых отложений, в более сжатых, относительно крупных складках, используя методы геофизики. Возможность встречи таких чужеродных глыб в ядрах складок — явление случайное, поскольку на условия их возникновения и пере-

мещения оказывало влияние очень большое число факторов. Все другие условия, благоприятные для возникновения диапировых структур, могут быть учтены с большей полнотой и могут служить твердой основой для выделения перспективных участков их поисков. Важность таких структур несомненна, особенно для поисков скрытых («слепых») месторождений полезных ископаемых весьма широкого генетического спектра и особенно эндогенных руд. Выходы на поверхность земли этих структур — случайность; большее их число должно быть скрыто на глубине.

Диапазон развития диапировых структур по вертикали достаточно велик, о чем свидетельствуют прямые геологические данные (Аурахмат — около 4 км), а также косвенные, находящие свое отражение в характере приуроченной к ним минерализации от эпитермальных до скарновых редкометалльных.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что в рудоносных геосинклинальных областях диапиры могут проявляться чаще, чем нам представляется. Некоторым ограничением их перехода от одной складки в соседнюю является появление крупных разломов, разрывающих всю серию осадков и тем самым разряжающих тектоническую обстановку и уменьшающих возможности растяжения и раздавливания слоев в сводах этих структур. Это подтверждено и разведкой нефтяных месторождений, на которых установлено, что неболь-

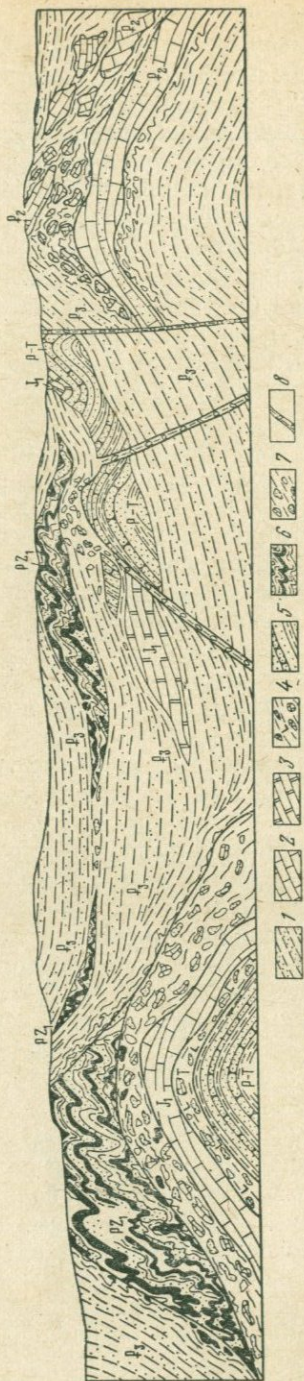


Рис. 27. Принципиальная схема оползневых покровов (составлена по материалам Д. Дюрана, Н. В. Озеровой, И. Н. Титова и др.).

1 — нумидийский покров, верхнепалеогеновые глины и песчанки; 2 — среднепалеогеновые песчанки и известняки (Дорсаль); 3 — нижнеорские доломиты; 4 — триасовые (?) гипсоносные глины с прослойки других пород; 5 — пермо-триасовая толща красноцветных пород — песчанники, аргиллиты и др.; 6 — нижнепалеозойские метаморфические породы — гнейсы, метаморфизованные известняки, слюдистые и хлорит-серпичитовые сланцы; 7 — тектонические брекчии диапировых структур; 8 — разлом.

шие амплитуды перемещений диапировых ядер антиклиналей (без разрывов всего верхнего чехла пород) создают наилучшие условия для локализации и сохранности нефти и газа. Признаками диапировых структур также является сжатость складок, виргация и наличие пучков расходящихся складок с резкой ундуляцией их осей. Необходимым условием их возникновения является присутствие в разрезе пластов или небольших пачек пластичных пород, служащих своеобразной «смазкой» и определяющих место срыва ядра при формировании диапиров. Наличие в разрезе нескольких горизонтов пластичных пород может привести к образованию многоэтажных зон брекчий — многоэтажных диапиров. В геологическом развитии рудоносных областей диапиризм может проявляться неоднократно, развиваясь преимущественно в геосинклинальных осадках, которые могут быть перекрыты орогенными дорудными отложениями.

В областях, где имел место метаморфизм, диапиризм, кроме отмеченных условий, проявится в период образования штамповой, блоковой складчатости облекания глыб активизированного фундамента, в котором разломы древнее толщ, перекрывающих глыбовую структуру. Возникновение их предпочтительнее до глубокого метаморфизма перекрывающих осадков, не потерявших еще пластических свойств в породах, поскольку они определяют место срыва ядер диапировых структур.

Протрузии представляют другую разновидность диапировых структур, развитых в геосинклинальных зонах. Важнейшим условием их образования является наличие «рубашки» из измененных пород эндоконтактных частей массива в виде серпентинитов, каолинизированных или хлоритизированных пород протрузии и лишь отчасти более пластичных вмещающих пород района.

Приведенная характеристика различных видов диапировых структур нуждается еще в одной важной оценке амплитуды перемещений ядерной части относительно боковых пород. Характер этого перемещения достаточно ясен из примеров и рассмотрения кинематической схемы образования таких структур, приведенных в самом начале этого раздела. Они показывают, что по относительным перемещениям пластов — это сбросы. Сама форма структуры не позволяет говорить о каких-либо заметных сдвиговых перемещениях ядра или его частей. Вместе с тем, обычная куполовидная его форма (при перемещении ядра) создает условия для возникновения по его периферии (за зоной облекающих брекчий) раздвиговых структур, комбинирующихся со сбросами на крыльях этих структур. В головной их части могут быть и более сложные сочетания, связанные с движениями блоков, на которые иногда раскалывается ядро. Кроме того, при подобном внедрении ядерной части породы над ней могут возникнуть и отдельные сколовые нарушения типа краевых надвигов, раскрытых (раздвинутых) в большей мере у их начала, т. е. за зоной брекчий, облекающих «протыкающее» ядро, и уменьшающихся (сходя на клин) в их удалении. Примером являются описанные выше веерообразно расходящиеся зоны брекчий Тереккана (Средняя

Азия), разломы и трещины отрыва диапировых структур Полярного Урала и Закарпатья. Они свидетельствуют о расклинивающем эффекте диапировых ядер, расширяющих себе пространство и создающих благоприятные условия для возникновения трещин отрыва и указанных комбинированных раздвиговых структур, которым не место в ядерной части, испытывающей всестороннее (хотя, вероятно, разное по напряженности) сжатие. Таковы общие особенности деформаций в этих структурах.

Величины относительных сбросовых перемещений крыльев этих структур, очевидно, следует определять, беря положение верхней, замковой, — «протыкающей» части этой структуры и положение «проткнутых» слоев, которые согласно стратиграфической колонке нормального разреза должны были залегать на «протыкающих» породах ядра. Конечно, такой расчет вертикальной амплитуды перемещения будет не совсем точным, поскольку трудно учесть дробленую часть пород ядра и момент, когда окончилось изгибание слоев в складку и перешло в их «протыкание». Тем не менее эти погрешности, видимо, не столь велики и с ними пока приходится мириться. Существующие редкие цифры вертикальных амплитуд перемещений, выявленные для штоков соли, иногда достигают 1000 м и редко более. Для диапировых структур, не связанных с соляной тектоникой, они не определялись. Самые предварительные оценки этих перемещений, которые можно сделать сейчас для известных диапировых структур, составляют от первых десятков до первых сотен метров. В частности, в приведенном примере Варгедьского массива из-за незначительного метаморфизирующего его воздействия на боковые породы трудно ориентироваться на метаморфизм как репер, от которого можно было бы считать амплитуду, беря разность высот от самых гипсометрически высоких частей массива, где этого метаморфизма нет, до отметок, где он начинается (т. е. по срыву зоны контактового метаморфизма). Однако, судя по приведенным разрезам и другим данным, можно примерно оценить эту амплитуду по резкому изгибу слоев у контакта, учитывая общее очень пологое их залегание вдали от массива. Определяя таким путем амплитуду, мы можем сказать, что она значительно превышала первые десятки метров, особенно в центральной части массива, где его породы могли проскальзывать, и самостоятельно внутри каолиновой «рубашки», отделяющей массив от вмещающих пород. Ширину, площадь и объем раздвинутого пространства, очевидно, можно будет вычислить, зная вертикальную амплитуду перемещения, размеры «протыкающего» тела и его форму (по наклону контактов в разведанных и закартированных сечениях в плане или серии вертикальных сечений), беря, например, в качестве предела для расчетов разведанные глубины. Иначе говоря, эта задача решается с помощью простых, всем известных геометрических или расчетно-математических методов.

Вопрос этот важный и интересный, так как есть основание предполагать существование зависимости (не обязательно пропорциональной) между амплитудами перемещений, наклонами контактов

диапиров и мощностью зон дробления в головных частях этих структур и на их крыльях. Поскольку эти брекчии часто являются и местом локализации полезных ископаемых, вопрос этот не праздный.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРУГИХ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Ярко выраженными кольцевыми разрывами являются также разломы и трещины некоторых вулканических построек и прежде всего кальдер. На них было обращено наибольшее внимание многих исследователей, не раз упомянутых нами ранее (Смирнов, 1969; Котляр, 1962; Невский, 1960; Лаверов и др., 1962; Яковлев, 1966, и др.). По фактическим материалам и различным соображениям, зарождение разломов хотя и возможно в начальный период образования вулканической постройки при подъеме магмы и образовании купола, сопровождающегося возникновением в первую очередь радиальной трещиноватости (Kiede, Bhattacharj, 1975, и др.), но главное их развитие приходится на следующую стадию, при оттоке магмы и просядок над ней в форме вложенных конус в конус сбросовых перемещений по кольцевым структурам (Anderson, 1936; Уиссер, 1964, и др.). Интересный материал с изложенной выше трактовкой последовательности образования этих структур дает Б. Нордли (Nordlie, 1973) для Галапагосских островов, где отчетливо видны все стадии денудации окружающего вала (стен) кальдер в течение их создания и изменения в неогеновое и четвертичное время. В них амплитуды сбросовых перемещений достигают 400—600 м. Близкие цифры (до 750 м) приводит А. В. Авдеев (1965) для других мест. В Закарпатье, по данным Ю. А. Лейе и Э. П. Тихоненкова (1970—1971), они составляют 100—200 м и иногда больше. Сбросовые перемещения имеют ступенчатый характер. Примеры эти можно умножить (см. работы В. Н. Котляра, П. Д. Яковлева, С. И. Набоко и др.). Важно, что все эти перемещения сбросового типа с отмеченным порядком цифр и ступенчатым типом перемещений.

Общий вид таких кальдер хорошо отражает известная кальдера Сильвертон (рис. 28), где видны системы крутопадающих радиальных и кольцевых разломов и трещин. Обычно кольцевые разломы наклонены к их центру под углами 60—70° и круче. По мере удаления от центра вулканической постройки радиальная и кольцевая сеть разрывных нарушений затухает, уступая место ранее возникшей региональной трещиноватости. Последняя вблизи центральной части кальдеры была подавлена новообразованной сетью указанных выше трещин. Такая закономерность хорошо видна в ряде вулканических построек Закарпатья, Чили и других районов. Следует отметить, что формирование этих вулканических структур не всегда завершается кальдерной стадией с образованием кольцевых разрывов и сбросовых просядок по ним. В ряде случаев, наблюдаемые ныне кальдеры являются крупными кратерами более древних вулканов, в воронках взрыва которых впоследствии располагаются относительно меньшие молодые вулканы, как, например, это видно на

Камчатке («Вулканизм, гидротермальный процесс...», 1974) и в других местах.

Интересно, что у грязевых вулканов наблюдается в миниатюре проявление кальдерной стадии развития. Краткосрочность их

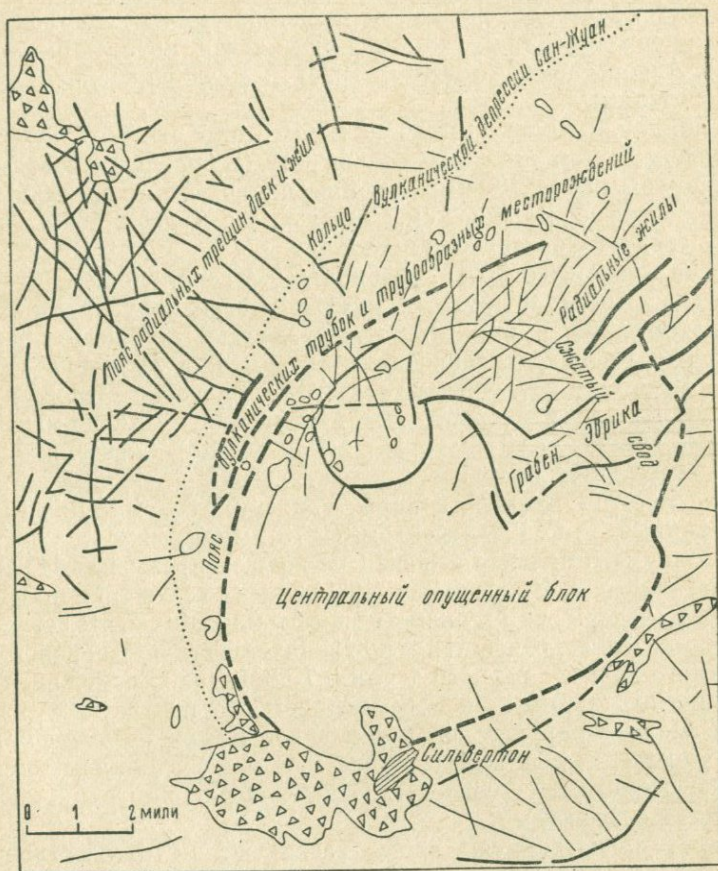


Рис. 28. Схематический план кальдеры Сильвертон, Колорадо (США), по В. С. Бербанку и Р. Г. Людтке (1968).

1 — вулканическая серия Сильвертон; 2 — интрузивные кварц-монцитовые и другие массивы; 3 — контур Центрального опущенного блока; 4 — концентрические и радиальные дайки и жилы; 5 — наиболее крупные интрузивные тела и вулканические трубки

действия на виду у человека и ежедневные систематические наблюдения позволили, например, установить на Локбатане (Азербайджан), что в период активных выбросов грязи и газов происходит образование серии вертикальных радиальных трещин и разломов до 1 км длины (и оживление ранее возникших), по которым ежедневно отмечались косые перемещения. По крупным из них суммарно

горизонтальные составили 170—180 м, вертикальные—25—30 м. Спустя несколько месяцев после полного затухания активной деятельности возникли кольцевые трещины, по которым происходили ступенчатые сбросовые перемещения с амплитудами 1—4 м (Якубов и др., 1976).

Эти наблюдения подтверждают предполагаемую схему последовательности образования вулканических кальдер, которая была высказана Е. Андерсоном (Anderson, 1936) и поддерживалась другими исследователями.

Поскольку к кальдерам из-за моды стали относить структуры, не имеющие к ним никакого отношения (Бушвельд с современным поперечником около 180 км; Хибиньы около 40 км; громадные массивы рапакиви на Балтийском щите и т. д.; Авдеев, 1965), на этом вопросе следует коротко остановиться.

Мы не станем детально разбирать неправомочность отнесения Бушвельда, Хибинь и других массивов к этим структурам прежде всего потому, что в них отсутствуют крутые кольцевые разрывы, по которым происходят сбросовые просадки, а величина массивов не укладывается в возможности создания кольцевых структур таких размеров. Предел им ставит так называемая условно-мгновенная прочность земной коры, которая, как известно, определяет максимальную возможную балльность землетрясений и энергию для преодоления предела прочности коры, т. е. около $5,0 \cdot 10^{19}$ Дж. Расчеты, произведенные Г. С. Штейнбергом (1973), показывают, что максимальный диаметр кальдер в общем не должен превышать 11 км. Если из приведенного А. В. Авдеевым (1965) списка взять типичные вулканические кальдеры, то их диаметр не превышает 9 км, что согласуется с расчетами. Это же относится и к ограничению глубин воронок такого одноактного взрыва, равного 1 или 0,7 диаметра. Возможно, что при неоднократных взрывах, с перемещением его центра, эта картина будет несколько нарушаться, в том числе и за счет размера магматической камеры, возможностей оттока магмы и создания нависающего свода, способного к обрушению. Однако общая картина, в общем, согласуется с расчетами.

Весьма плодотворную идею развивают С. И. Костровицкий и Б. М. Владимиров (1971), разбирая энергетические аспекты образования весьма протяженных на глубину и часто небольших по диаметру кимберлитовых трубок. По существующим соотношениям глубины и диаметра трубок нельзя представить себе процесс их возникновения в результате одноактного взрыва (выстреливание большой массы пород и их дробление). Указанные исследователи считают, что они возникают при многократном повторении взрывов, фронт которых продвигается к поверхности. Из этого можно сделать вывод, что поначалу они были камуфлетными структурами и могли ими остаться при затухании процесса. Сам же механизм взрыва они представляют в виде двух возможных способов: 1) скачкообразное адиабатическое расширение, при быстром снятии давления в системе расплав — газ и 2) образование из выделяющейся газовой фазы бинарных систем, химическое взаимодействие между которыми харак-

теризуется цепным механизмом взрыва. Вероятно, следует учитывать и приток в трещинные зоны разломов, на которые трубки часто низаны, взрывоопасных газовых смесей, прежде всего углеводородов нефтяного ряда, из вмещающих (особенно нефтеобразующих) пород, которые при малейшем «запале», например, электрическом разряде и других причинах, могут создать те же условия. Вероятно, возможен и комбинированный вариант цепного механизма взрыва. Вопрос этот весьма актуальный и требует специальных исследований.

Нам представляется, что нет других реальных причин и сил для образования трубообразных брекчий (в том числе и в камуфлетных структурах) месторождений меди в Чили, таких, как Тересито, где в ненарушенных известняках наблюдается трубообразная зона брекчий, сложенная их же обломками и сцементированная турмалином и сульфидами железа и меди, или, там же, — в Сан-Педро де Качиюйо в гранодиоритах верхнего мела — палеогена, где эти трубообразные брекчии, залегающая в эндоконтакте массива, сложены обломками гранодиоритов и сцементированы турмалином и кварцем с теми же сульфидами железа и меди. В этом месторождении мы наблюдали камуфлетную структуру самой брекчиевой трубки, не выходящей на поверхность. Описание этого месторождения дано недавно Д. Нортон и Л. Катлесом (Norton, Cathles, 1973), которые, как и мы, пришли к одинаковым выводам, считая их продуктом эксплозии паров из магмы.

Вполне вероятно такое же происхождение кимберлитовых трубков взрыва.

Напоминающие их по кольцевидной в плане, а в целом близкой к колоколовидной форме диапиров, являются зоны резко повышенной трещиноватости в структурах «купол в купол» внедрившихся интрузивов, таких как Клаймакс (США), Садисдорф (ГДР) и другие, описанные рядом исследователей. Такие структуры сравнительно редки и пока в нашей стране не обнаружены. По существу они представляют собой зоны штокверковой трещиноватости, генезис которых, по нашим представлениям, связан с камуфлетными взрывами газов, отделившихся из магмы или генерированных в них с участием боковых пород. Пространственная и генетическая связь этих структур с последовательно внедрившимися массивами достаточно отчетлива. Она хорошо объясняет характер и форму интенсивной трещиноватости пород в интрузивах.

Типичной камуфлетной структурой мы считаем месторождение Актюз в Киргизии (Кушнарев, Дружинин, 1973). Впервые оно было закартировано и охарактеризовано А. В. Пэком, а затем более детально изучено В. А. Невским (1960). Здесь в голове грушевидного штока граносиенит-порфиров (узкой частью направленного вниз) располагается мощная, не выходящая на поверхность, зона глыбовых брекчий без милонитов, которая состоит из вмещающих шток метаморфических сланцев.

Такую же природу имеет и упомянутое нами (см. табл. 1) Жиренское месторождение (Восточное Забайкалье), описанное К. М. Мельниковой и Ю. Ф. Судариковым (1971), в котором в массиве

гранодиорит-порфиров установлена серия полукольцевых — серповидных (в плане) зон брекчий, часть которых выклинивается, не доходя до поверхности Земли. Обломки этих брекчий сложены вмещающими их гранитоидами и редкими кусками эффузивов, которые прорваны этим интрузивным массивом. Крутизна каждого кольца брекчий возрастает, и у центра они наклонены к нему почти вертикально; центральную ее часть занимает небольшой шток кварцевых порфиров, рвуций гранитоиды. Интересной является установленная зональность, выражающаяся в том, что грубообломочная часть брекчий приурочивается к более глубоким горизонтам, а мелкообломочная — к верхним их уровням, что тоже может быть косвенным подтверждением взрывов и газового переноса обломков. В центре кольца наблюдается серия вертикальных разломов и трещин.

Оба приведенных примера показывают, что до выброса материала на поверхность здесь не дошло и что по характеру строения Актюз представляет собой более глубинную структуру, чем Жирекен, от которого до типичных взрывных структур с выбросом материала на поверхность один шаг.

Мы привели эти очень краткие данные и гипотезы возникновения некоторых кольцевых структур лишь с той целью, чтобы, включая в их группу те или иные типы и виды, исследователи держались бы реальных данных и возможностей создания таких структур, учитывая современный уровень наших знаний.

НОВЫЕ ПРИБОРЫ, ПРИЕМЫ И МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ПО СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Веерная линейка. Изображение контактов геологических тел, большая часть которых представляет собой плоскость или может быть представлена в определенных пределах как плоскость, секущаяся или сопрягающаяся с другими плоскостями, является самой массовой, ведущей задачей при любых видах документации, картирования, а также решения чисто практических вопросов поисков, разведки и подсчета запасов руд (сопряжение тел, их склонение, положение рудных столбов и пережимов руд и т. д.), расчетов амплитуд неоднократных перемещений тектонических блоков пород и руд, построении макетов месторождений и других геологических объектов и т. д. Правильная интерпретация наблюдаемых в пространстве соотношений этих плоскостей в перечисленных областях представляет вторую немаловажную задачу как в научном, так и широком практическом приложении, ибо ошибки этого рода оказываются слишком дорогими, особенно когда ведутся горные работы. Существующая техника решения таких задач состоит в применении приемов начертательной геометрии (построение двух или трех проекций) и стереографических сеток В. Шмидта или В. Вульфа и требует чертежных приборов, материалов (или дополнительных стереографических сеток), условий для таких работ, относительно большого времени и опыта. Способ определения линии скрещения плоскостей с помощью стереографической сетки был предложен Е. С. Федоровым и описан И. В. Мушкетовым (1899). Ими определялось положение самой линии относительно этих плоскостей (и ее азимут простирания) и наклон к горизонту. На сетке можно получить и дополнительные данные, о чем мы расскажем ниже.

Нашей целью при создании веерной линейки было: избежать всех графических построений, повысить скорость, точность и сохранить наглядность решений при автоматической простоте применения веерной линейки в различных условиях.

Из блок-диаграммы (рис. 29) видна сущность задачи, решаемой на веерной линейке. На рисунке показано положение двух сопрягающихся плоскостей: первой плоскости с углом падения α и второй — σ , а также угол β между линиями простираний этих плоскостей, замеренный в месте встречного их падения, где они образуют как бы желоб для стока жидкости. Все элементы залегания этих плоскостей известны, как и место их встречи, на поверхности в точке O . Линия сопряжения (или пересечения) плоскостей OA — геометрическое место точек, одновременно принадлежащих двум этим плоскостям. Ее положение в пространстве определяют точка O и неизвестные (искомые нами) углы:

ω — угол наклона линии OA к горизонту;

γ — угол между линией простираения первой плоскости (падающей под углом α) и проекцией линии OA на горизонтальную плоскость (т. е. линией O^1A);

φ — угол наклона линии OA к горизонту в проекции на вертикальную плоскость, параллельную первой сопрягающейся плоскости (т. е. угол наклона линии OC^1);

ν — угол между линией простираения второй плоскости (падающей под углом σ) и проекцией OA на горизонтальную плоскость, т. е. дополнительный угол к углу γ , сумма которых $\gamma + \nu = \beta$.

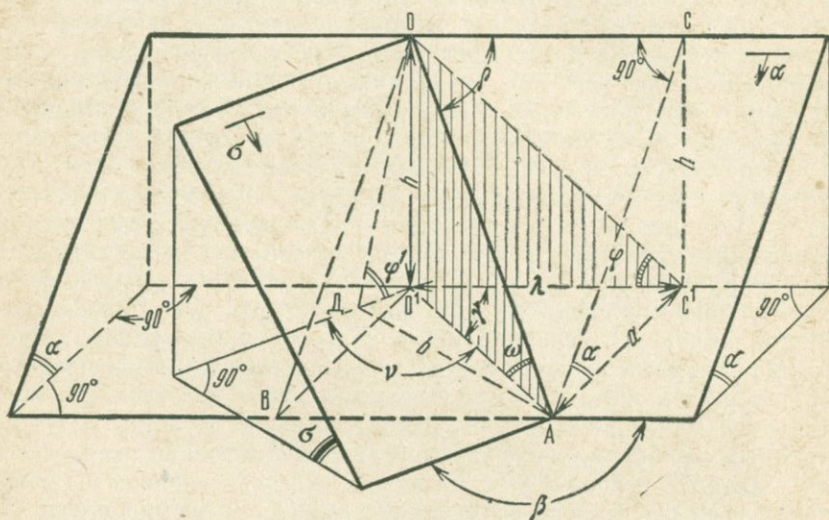


Рис. 29. Блок-диаграмма пересекающихся складок (объяснения в тексте)

Отнесение плоскостей к первой или второй определяется нами. Если нам нужна вертикальная проекция, параллельная одной из этих плоскостей, то ее мы и относим к первой плоскости. Если одновременно необходима вертикальная проекция, параллельная простираению второй плоскости, берем второй вариант их сочетаний, т. е. меняем их местами (естественно, угол β остается прежним). В этом варианте непосредственно определяются:

ν — угол между линией простираения бывшей второй плоскости (падающей под углом σ) и проекцией линии OA на горизонтальную плоскость (т. е. линией O^1A) и

φ' — угол наклона к горизонту линии OA в проекции на вертикальную плоскость, параллельную бывшей второй плоскости (падающей под углом σ), по первому варианту нашего решения.

Угол ω при том и другом вариантах решения задачи обязан быть тем же самым (это является методом проверки правильности и точности решения, так же как и сохранение суммы $\gamma + \nu = \beta$).

Поскольку секущиеся (или сопрягающиеся) плоскости ориентированы на карте (или плане), линия их сопряжения OA и ее проекции

автоматически оказываются ориентированными в пространстве и относительно стран света.

Веерная линейка (приложения 1 и 2) строится и изготавливается следующим образом. На жесткой непрозрачной основе изображаются следы пересечения мыслимой вращающейся плоскости вокруг неподвижной горизонтальной оси с горизонтальной плоскостью, являющейся плоскостью проекции. Ось вращения находится на высоте h , которая подбирается опытным путем с учетом различимости линий на проекции и ее компактности. Следы (линии) пересечения вращающейся плоскости с плоскостью проекции мы фиксируем на жесткой непрозрачной основе при ее повороте на 1° , начиная от начального положения $\alpha = 90^\circ$ и кончая, например, $2^\circ 30'$. На проекции они будут образовывать серию параллельных линий, на которых надписываем соответствующие углы наклона к горизонту вращающейся плоскости. Эти линии будут являться линиями простирания и одновременно изогоризонталями вращающейся плоскости при разном ее наклоне к горизонту. Их расстояния « a » (заложение) от проекции оси вращения на горизонтальную плоскость (или, что то же, от изогоризонталей плоскости с углом $\alpha = 90^\circ$) будут определяться формулой

$$a = h \cdot \operatorname{ctg} \alpha. \quad (1)$$

При $\alpha = 90^\circ$ это расстояние равно нулю, а при $\alpha = 0^\circ$ — бесконечности. Точную копию полученной проекции создаем на каком-либо прозрачном жестком материале (целлулоиде, плексигласе и т. д.). Имея эти две одинаковые проекции, мы получаем возможность на их основе воспроизвести любые соотношения между двумя разнонаклонными плоскостями, которые изображают созданные нами проекции. Для этого следует наложить проекцию, выполненную на прозрачном материале, на первую так, чтобы совпали все одноименные изогоризонталей. На той из них, которая соответствует углу падения 90° , в ее середине прокальваем (просверливаем) отверстие, в которое вставляем того же размера ось. Она позволяет поворачивать одну проекцию относительно другой на любые углы — β между их изогоризонталями, или (что то же) линиями простирания двух плоскостей. Для отсчета угла β на первой (непрозрачной) проекции по ее периферии изображаем градусные деления от 0 до 180° , подобно транспортиру, центром которого является ось вращения проекций (подписываем второй строкой дополнительные углы к 180°). На этой же проекции для отсчета углов φ повторяем ту же сеть изогоризонталей, но перпендикулярных к первым, т. е. создаем квадратную сеть линий, несколько напоминающих миллиметровку с симметрично меняющимися в обе стороны расстояниями от осевой перпендикулярной линии, соответствующей углу 90° (т. е. проходящей через точку O — ось вращения проекций). Сущность строения веерной линейки и характер расположения изогоризонталей этой проекции показан на рис. 30 (деталь 1). Основанием для таких построений служит формула (1) и однотипные ей формулы для

расчета углов ω и φ и соответствующих им отрезков (см. рис. 29), т. е.

$$O^1A = h \cdot \text{ctg } \omega \text{ и } O^1C^1 = h \cdot \text{ctg } \varphi.$$

Все зависимости между известными углами падения сопрягающихся плоскостей (α и σ) и углом их встречи — β и искомыми углами γ , ν , ω , φ и φ' рассмотрены ниже.

Вторую проекцию (см. рис. 30, деталь 2), выполненную на плексигласе или другом прозрачном материале, не загружаем дополни-

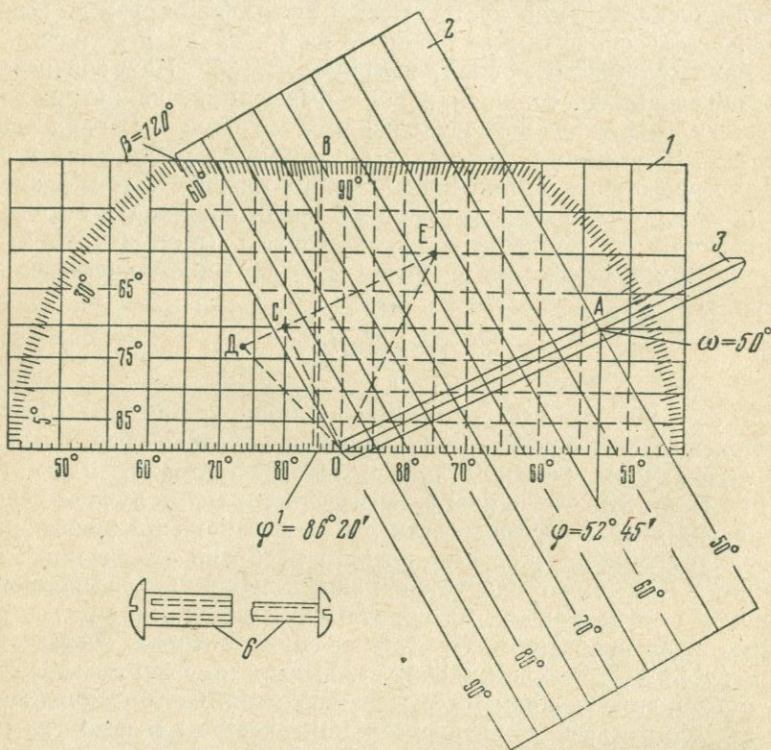


Рис. 30. Схема строения верной линейки (объяснения в тексте)

тельными построениями. Деталью 3 является узкая прозрачная линейка, насаженная поверх детали 2 на ту же ось. Через ось и середину линейки проведена линия отсчета углов γ и ν по периферии линейки («транспортиру»). Поперечные деления изогоризонталей даны на ней для отсчета углов ω .

Из формулы (1) следует, что, чем больше величина h , тем различнее будут расстояния между изолиниями и точнее отсчеты при крутых углах падения секущихся или сопрягающихся плоскостей. При таком стремлении габариты линейки (даже для крайних углов α и $\sigma = 5^\circ$) могут оказаться огромными. Поэтому, борясь за точность и приемлемые габариты верной линейки (т. е. решая взаимно исключаящие

задачи), мы построили два варианта линейки: одну в масштабе $h = \frac{1000}{15}$ мм для диапазона углов от 90 до 2° 30', при котором изолинии, отражающие крутые углы наклона (от 90 до 30°), могли быть показаны только с шагом в 5°, остальные — с интервалом в 1° и даже 30'. Вторая серия описанных проекций (детали 4 и 5) выполнена при 10*h*, но только для углов от 90 до 20° с интервалом в 1° и для более пологих углов в 30'. Таким образом, детали (1, 2, 3) должны быть вычерчены в двух масштабах — *h* и 10*h*. Деталь 1 делается на жестком листе, где по обе его стороны выполняются (или приклеиваются) разномасштабные проекции. При этом должна быть сохранена общей точка *O* — ось вращения. В собранном виде линейка будет выглядеть следующим образом. К центральному листу (деталь 1) прикладываются с его обеих сторон прозрачные листы (детали 2 и 4) соответствующих им масштабов и на них (тех же масштабов) прозрачные линейки (детали 3 и 5) и все это соединяется общей осью (деталь 6). В таком виде линейка имеет вид веера и поэтому получила такое название.

Приложения 1 и 2 есть самое главное, что необходимо для создания центрального листа (детали 1); стоит их только наклеить на жесткую основу, предварительно сделав с них необходимые прозрачные копии (детали 2) и такие же линейки (деталь 3). Это уже нетрудно выполнить каждому самостоятельно.

В качестве совета тем, кто будет делать детали 2 и 3 на плексиглазе или целлулоиде, линии горизонталей следует чертить со стороны, прилегающей к центральному листу (чтобы брать точные отсчеты), а надписи, каким углам они соответствуют, делать на верхней части этих листов (чтобы не царапали нижний лист, и писать их следует в прямом изображении, а не в виде зеркального отражения). Залив краской процарапанные линии (разметочным штангенциркулем или другим путем), мы получим копии тех же линий (т. е. только горизонтальных). Для каждой стороны жесткого листа мы, таким образом, будем иметь простые, незагруженные, выполненные в том же масштабе проекции и узкие линейки, сделанные на таком же прозрачном материале, по той же рекомендованной нами технологии. Все они насаживаются на общую металлическую ось, длиной, равной общей толщине 5 деталей, насаженных на нее и заканчивающихся плоскими шляпками (как показано на рис. 30, где одна часть ввинчивается внутрь главной части оси и завершается снизу плоской шляпкой, зажимающей всю систему, подобно шурупу).

При тщательном изготовлении веерная линейка может обеспечить точность отсчетов ±15—20', что вполне достаточно для геологических целей, учитывая, что истинные замеры элементов залегания секущихся или сопрягающихся плоскостей имеют значительно меньшую точность (±2—3°). Зная ошибки измерения и установленные в натуре колебания элементов залегания, легко учесть и рассчитать на линейке связанные с ними вариации в углах γ , ω , ϕ , что весьма важно, например, в том случае, когда необходимо задать скважину на подсечение рудного столба, приуроченного к сопряжению этих

плоскостей, т. е. требуется выбрать оптимальный вариант и определить степень риска в пропуске рудного столба.

При $h = \frac{1000}{15}$ мм $\alpha = 89^\circ$, минимальная величина a будет равна $\frac{1000}{15} \cdot \text{ctg } 89^\circ = \frac{1000 \cdot 0,017455}{15} = 1,12$ мм, а общие габариты линейки (включая окантовку) составят 160×320 мм. При $h = \frac{100}{15}$ мм габариты линейки остаются теми же, а минимальное расстояние a при разности в 1° составит 1,43 мм, т. е. величину, достаточную для определения долей градуca.

Принцип действия веерной линейки следующий. Пусть из полевых замеров нам известны простирания, направления падения и углы падения для первой плоскости $\alpha = 70^\circ$ и второй $\sigma = 50^\circ$, а также $\beta = 120^\circ$ — угол между простираниями секущихся плоскостей. Необходимо определить углы γ , ω , φ .

Для этой цели поворачиваем верхнюю (деталь 2) плоскость проекции на $\beta = 120^\circ$ (см. рис. 30). Находим на ней линию, соответствующую углу $\sigma = 50^\circ$, а на первой плоскости проекции (деталь 1) — линию, отвечающую углу $\alpha = 70^\circ$, и получаем точку их пересечения — A . Исходя из условий построения линейки, точка A будет лежать в горизонтальной плоскости проекции и одновременно принадлежать обоим секущимся плоскостям. Второй такой общей точкой будет точка O — место пересечения плоскостей на поверхности, т. е. на высоте h над плоскостью проекции. Эта точка O совпадает со своей проекцией O' и находится в оси вращения линейки. Соединив точки O' и A , мы получим вектор $O'A$, отражающий в плане отрезок линии пересечения плоскостей (т. е. ее проекцию) в пределах разности высот точек O и A , равной h . Одновременно вектор $O'A$ указывает направление наклона этой линии (от O' к A). Угол γ получаем, прочитав отсчет по нашему транспортиру. Для этой цели центральную линию узкой линейки совмещают с точкой A и на ее продолжении читают отсчет угла $\gamma = 25^\circ 30'$. Отсчет угла γ ведут от той части линии простирания первой плоскости, падающей под углом α , которая направлена навстречу падающей к ней второй сопрягающейся плоскости (падающей под углом σ), т. е. в секторе угла β , по объявленному нами условию (см. рис. 29 и 30). По этой же линейке в точке A читаем значение угла $\omega = 50^\circ$. По положению точки A находим угол φ , опускаясь по линии, перпендикулярной к простиранию первой плоскости, т. е. по уже проведенным для этой цели линиям, у концов (или середине) которых указаны соответствующие им углы. Действуя так, находим $\varphi = 52^\circ 45'$.

Из блок-диаграммы (см. рис. 29) с учетом принятого нами условия видно, что

$$\beta = \gamma + \nu. \quad (2)$$

Угол ν , исходя из формулы (2), мы можем получить как разность углов

$$\beta - \gamma = \nu = 120^\circ - 25^\circ 30' = 94^\circ 30'.$$

Если нам необходимо составить вертикальную проекцию, параллельную второй плоскости, падающей под углом $\sigma = 50^\circ$, нам необходим угол φ' . Конечно, его можно найти, опустив перпендикуляр из точки A на линию простираения второй плоскости, и по его отрезку определить этот угол, но это неудобно и долго. Помня, что отнесение плоскостей к первой и второй было нашим произволом, мы можем переименовать их, не меняя в сущности ничего (угол β тот же, $\beta = 120^\circ$). Теперь уже на первой проекции ищем линию с углом $\sigma = 50^\circ$, а на второй (прозрачной) — с углом падения $\alpha = 70^\circ$ и находим новую точку их пересечения — B . Она будет занимать другое положение, как и вектор OB . Поступая так же, получаем отсчет $\nu = 94^\circ 30'$ и $\varphi' = 86^\circ 20'$. Как и положено, остается прежним лишь угол $\omega = 50^\circ$. Этот метод перестановок плоскостей позволяет проверить точность производства линейки. Веерная линейка позволяет решать задачи с вертикальными углами падения одной из секущихся плоскостей ($\alpha = 90^\circ$ или $\sigma = 90^\circ$), что невозможно сделать по приводимым ниже формулам (3), (5), (6), (7), так как $\operatorname{tg} 90^\circ$ равен бесконечности.

На демонстрационной веерной линейке, сделанной нами кустарным способом, которая превышает в 2,5 раза рекомендованные для массового использования масштабы h , мы достигли точности отсчетов от $\pm 1-2'$ до $\pm 5'$; на ЭВМ «Наири», работавшей по алгоритму, составленному нами в математической форме для расчета таблиц, получена точность $\pm 1'$.

Этот же алгоритм позволяет каждому проверить пределы точности веерной линейки, подставляя в формулы (2), (3), (5), (6), (7) полученные на ней данные для углов γ , ν , ω , φ и φ' , а для углов α , σ , β — известные из условия задачи. Формулы эти вытекают из следующих соотношений (см. рис. 29):

$$h = a \cdot \operatorname{tg} \alpha,$$

где $a = C^1A$, и

$$h = O^1A \cdot \operatorname{tg} \omega.$$

Разделив эти равенства друг на друга, получим

$$\frac{C^1A \cdot \operatorname{tg} \alpha}{O^1A \cdot \operatorname{tg} \omega} = 1,$$

где

$$\frac{C^1A}{O^1A} = \sin \gamma,$$

произведя замену, имеем

$$\operatorname{tg} \omega = \operatorname{tg} \alpha \cdot \sin \gamma. \quad (3)$$

Поскольку угол ω один и тот же для обеих секущихся плоскостей, как бы рассеченных вертикальной плоскостью, проходящей через

линию их скрещения и ее проекцию, т. е. точки $OA O^1$, то, используя формулу (3), можно записать это так:

$$\operatorname{tg} \omega = \operatorname{tg} \alpha \cdot \sin \gamma,$$

$$\operatorname{tg} \omega = \operatorname{tg} \sigma \cdot \sin \nu \text{ или } \operatorname{tg} \alpha \cdot \sin \gamma = \operatorname{tg} \sigma \cdot \sin \nu.$$

Разделив обе части равенства на $\operatorname{tg} \sigma \cdot \sin \gamma$, получим

$$\frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \sigma} = \frac{\sin \nu}{\sin \gamma}. \quad (4)$$

В конкретных задачах, где углы α , σ и β известны, левая часть равенства является величиной постоянной и может быть вычислена; правая тоже величина постоянная, но имеет бесконечное множество вариантов. Однако, поскольку в конкретной задаче угол β известен и из формулы (2) следует, что $\beta = \gamma + \nu$, то уравнения (2) и (4) решаются методом последовательных приближений, т. е.

$$\frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \sigma} = \frac{\sin (\nu \pm \eta)}{\sin (\gamma \mp \eta)}, \quad (5)$$

где $(\nu + \eta) + (\gamma - \eta) = \beta$ или $(\nu - \eta) + (\gamma + \eta) = \beta$.

Взяв произвольно первоначально углы $\gamma + \nu = \beta$ и получив неудовлетворительный результат, указанным выше путем мы найдем единственно возможный вариант. Здесь угол η есть постепенно нарастающая (или убывающая) часть углов γ и ν при поисках ответа, удовлетворяющего формулам (5) и (2). Зная углы γ и ν , можно по формуле (3) определить угол ω . Угол φ находим из следующего соотношения: $h = \lambda \cdot \operatorname{tg} \varphi$, в то же время из формулы (1) следует, что $h = a \cdot \operatorname{tg} \alpha$. Разделив оба равенства друг на друга, получим

$$\frac{a \cdot \operatorname{tg} \alpha}{\lambda \cdot \operatorname{tg} \varphi} = 1, \text{ где } \frac{a}{\lambda} = \operatorname{tg} \gamma.$$

Сделав замену, получим

$$\operatorname{tg} \varphi = \operatorname{tg} \alpha \cdot \operatorname{tg} \gamma. \quad (6)$$

Для проекции линии пересечения плоскостей на вертикальную плоскость, параллельную второй секущейся плоскости, с углом падения σ , эта же формула будет иметь вид

$$\operatorname{tg} \varphi' = \operatorname{tg} \sigma \cdot \operatorname{tg} \nu. \quad (7)$$

Таким образом, совокупность формул (1)—(7) позволяет увязать все угловые элементы между собой и решить задачу с любой запрограммированной точностью на ЭВМ. Знаки при углах γ , ν , ω , φ , φ' будут одинаковыми и определяются в зависимости от положения вектора OA в том или ином квадранте. Изменение знака (+) на (—), или наоборот, соответствует переходу угла γ или ν от острого к тупому.

Отмеченные изменения углов (γ и ν) и знаков окажут решающее влияние на величину углов φ и φ' и направление их наклона от OO^1

в плоскостях вертикальных проекций. В этом нетрудно убедиться, представив себе, что первая плоскость с углом падения α будет изменять свой наклон от 90 до 0° , а неизменными останутся угол β и угол падения второй плоскости σ . При $\alpha = 90^\circ$ угол $\gamma = 0^\circ$, а угол $\varphi = \omega$, поскольку первая плоскость вертикальна и она же является плоскостью проекции. При уменьшении угла α до тех значений, когда $\gamma = 90^\circ$, т. е. линия сопряжения плоскостей OA совпадает с линией падения первой плоскости OB (см. рис. 30), а ее проекция — с OO^1 , угол $\varphi = 90^\circ$. Более того, при $\gamma = 90^\circ$ значение угла $\varphi = 90^\circ$ всегда будет таким же неизменным, как бы не менялось значение угла падения α и угла ω , которые здесь равны (кроме $\omega = 0^\circ$, когда линия OA будет горизонтальна и перпендикулярна к вертикальной проекции и будет проектироваться на нее в виде точки). Угол φ будет располагаться от OO^1 в той части вертикальной проекции, которая примыкает к острому углу γ .

При тупых углах γ (что возможно, если угол β тоже тупой) и при дальнейшем уменьшении угла α получим: при $\alpha = 0^\circ$ угол $\gamma = \beta$, угол $\varphi = 0^\circ$, а также угол $\omega = 0^\circ$. Таким образом, при изменении γ от 90 до 0° угол φ соответственно будет меняться от 90 до 0° , а наклон угла φ изменится на противоположный прежнему положению и будет примыкать уже к острому, но дополнительному к γ углу, т. е. $\beta - \gamma$.

Так же будет меняться и положение угла φ' при изменении угла ν . На всю серию операции по определению углов (γ , ω и φ) на линейке уходит не больше 20—30 с и поэтому она может конкурировать с ЭВМ, уступая ей несколько в точности расчетов (которые удовлетворяют геологов). На ней можно с той же точностью определить γ , ω , φ при $\alpha = 90^\circ$ или $\sigma = 90^\circ$, что не в состоянии дать ЭВМ, так как $\text{tg } 90^\circ = \infty$.

Точность веерной линейки может быть проверена.

1. По перестановке плоскостей (при двух расчетах, когда одну из них считаем первой, а затем второй), как было сказано выше. В этом случае: а) угол ω в обоих расчетах должен быть одним и тем же; б) угол $\gamma = \beta - \nu$ или $\nu = \beta - \gamma$ с допустимой ошибкой в минутах (большей при крутых углах и меньшей — при пологих).

2. По отсчетам тех же углов γ , ω , φ при $+\beta$ и $-\beta$, равных по абсолютным значениям. Например, при $\beta = 60^\circ$ секущиеся плоскости находятся в I и III квадрантах; при $-\beta = -60^\circ$ эти же плоскости находятся в IV и II квадрантах. Беря одинаковые углы α и σ для секущихся плоскостей, в идеале, мы должны были бы получить те же значения γ , ω , φ , но, соответственно, с противоположными знаками против другого варианта; несоответствие отсчетов будет определяться, прежде всего, эксцентриситетом и люфтом.

3. По совпадению всех одноименных изогоризонталей центрального листа с изогоризонталями прозрачных листов и узких линеек при $\beta = 0^\circ$. Общая ошибка отсчетов, очевидно, будет совокупностью частных с учетом их знаков (увеличивающих или погашающих часть других ошибок).

При определении амплитуд перемещений блоков по разломам самой массовой задачей является установление линии пересечения разлома с пластом, жилой, дайкой и т. д. Без веерной линейки такую линию находят, определяя заложения разлома и контактов пересекаемых тел на каком-то определенном горизонте. С помощью веерной линейки положение линии пересечения плоскостей на горизонтальной проекции можно сразу показать, получив на ней значение угла γ . При построении вертикальной проекции ее же легко показать, получив на линейке угол φ , а наклон линии OA к горизонту по углу ω . Фактически веерная линейка при решении этих задач имитирует различные сочетания разлома и пересекаемых тел.

Не являются редкостью построения проекций в наклонной плоскости разлома, жилы и других тел, необходимые, в частности, для проектирования геологоразведочных работ, подсчета запасов руд и иных целей. В этой проекции надо знать угол ρ — угол между линией сопряжения плоскостей (OA) и линией простирания одной из них в той же плоскости, в которой строится наклонная проекция. Вычислить угол ρ позволяют данные веерной линейки и следующие известные величины: элементы залегания секущихся плоскостей, из которых за плоскость проекций взята первая плоскость, падающая под углом α (см. рис. 29), и угол φ , полученный с помощью веерной линейки. Из соотношений рис. 29 следует: $h = AC \cdot \sin \alpha$ и $h = OC \cdot \operatorname{tg} \varphi$. Разделив уравнения друг на друга, получим

$$\frac{AC \cdot \sin \alpha}{OC \cdot \operatorname{tg} \varphi} = 1, \quad \text{где } \frac{AC}{OC} = \operatorname{tg} \rho.$$

Сделав замену, будем иметь

$$\frac{\operatorname{tg} \rho \cdot \sin \alpha}{\operatorname{tg} \varphi} = 1.$$

Из полученного равенства следует:

$$\operatorname{tg} \rho = \operatorname{tg} \varphi \cdot \sin \alpha; \quad (8)$$

$$\operatorname{tg} \rho = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\sin \alpha}. \quad (9)$$

При наличии веерной линейки мы избежим многих дополнительных графических построений и быстрее решим задачу и ее вариации, связанные с изменчивостью элементов залегания пересекающихся плоскостей, и определим возможные колебания (дисперсию) числовых значений этих амплитуд.

Строя объемный макет какого-либо геологического объекта без линейки, нельзя быстро и точно сделать «выкройку» каждого из сопрягающихся элементов структуры, части которой всегда можно представить в виде плоскостей, сохраняющих свои элементы залегания. Это же касается построения объемной модели блоковых перемещений какого-либо участка, форм тел, определяемых этими и другими структурами. Часто возникает необходимость разобраться в закономерностях размещения раздувов и пережимов тел, что может

быть связано с характером перемещений блоков по этой структуре и морфологией самой поверхности — изменчивостью ее углов падений и простираний. Эта задача быстро решается на линейке, если известны места искривлений (или изменений в положении частей этой поверхности). Из-за отсутствия веерной линейки подобный анализ обычно не делается и мы не выявляем эти закономерности, которые просто на глаз могут быть и не видны.

Еще более показательными являються примеры зарисовок, фотографий (фотодокументации) или фототеодолитных съемок отдельных обнажений или склонов горных хребтов, на которых часто отчетливо

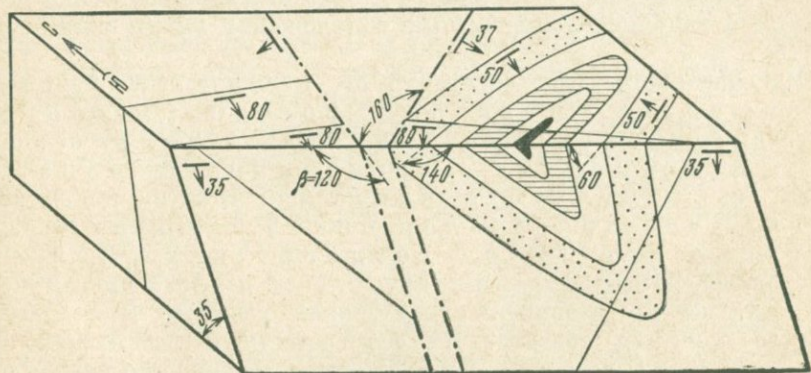


Рис. 31. Соотношение различных элементов структур при косом их сечении плоскостями блок-диаграммы

видны сложные, изоклиальные, опрокинутые, лежащие, симметричные или асимметричные и другие складки, которые практически все охотно, без тени сомнений, принимают за таковые. Вопрос, что мы рисуем и с чем мы в действительности имеем дело, редко занимает умы геологов, из-за кажущейся очевидности, ясности и бесспорности видимой картины. В действительности, эти выводы могут оказаться ложными, хотя реальность наблюдаемых картин мы не только не склонны отрицать, а считаем необходимым подчеркнуть. Решить вопрос, существуют ли действительно эти типы структур или они есть результат разнообразных косых срезов складчатых структур, без анализа сочетаний невозможно. Иллюстрацией сказанному служит блок-диаграмма (рис. 31), где обычная замыкающаяся симметричная складка на склоне выглядит как структура с опрокинутыми несимметричными крыльями. Разломы кажутся вертикальными, хотя замеры показывают иное (один разлом падает на ЮЗ 87°, другой на ЮВ 37°), и выглядят как принадлежащие к одной системе (что не верно), а действительно принадлежащие к одной — кажутся разными, если судить о них по виду (выходам). Рассматривая разнообразные сочетания плоскостей на веерной линейке, можно подобрать сколько угодно таких же примеров, беря фактические данные с карт, меняя лишь положение плоскости их «размыва» или наклонного среза и тем самым «превращая» симметричные складки

в асимметричные или, наоборот, в изоклинальные, лежащие и т. д. В принципе аналогичная картина будет и с разломами, когда одна и та же дизъюнктивная структура в одном случае будет выглядеть надвигом, а в другом — сбросом (в том числе при сечении ее вертикальной плоскостью разреза). Причем мы с ответственностью заявляем, что в этом нет никакой мистификации — эти сечения верно отражают действительные соотношения в данных разрезах или обнажениях, однако из этого не следует адекватная им трактовка наблюдений. Только объемная картина, создаваемая совокупностью элементов залеганий наблюдаемой структуры, позволяет делать о ней верные заключения, а о типе перемещений по разломам — еще необходимы и дополнительные данные о положении линии скольжения блоков.

Из сказанного выше следует, что, делая зарисовки обнажений, проводя фотодокументацию и т. д., необходимо отмечать не только азимут простирания зарисованного обнажения, но и углы его наклона. На зарисовке абсолютно обязателен показ элементов залегания контактов геологических тел. Без этих элементов залегания фотодокументация и любая другая документация не представляют существенной ценности для геологического изучения объекта. На фотографиях и фототеодолитных съемках (или прилагаемых к ним кальках) необходимо показывать геологические контакты с элементами их залегания и отмечать, какая часть топокарты отражена на фото; горизонтали рельефа на карте будут отражать простирание данной части обнажения или вида, а расстояния между горизонталями всегда позволят рассчитать угол наклона данного участка. Это легко сделать по предлагаемой нами номограмме, которая будет описана ниже.

В заключение необходимо сказать, что, делая зарисовку плоскости наклонного обнажения, шаг за шагом перемещаясь вдоль мерной ленты, мы должны ясно себе представить, что фактически мы изображаем (часто не подозревая этого) мыслимую вертикальную проекцию того, что находится на наклонной плоскости. Сама же вертикальная плоскость зарисовки параллельна простиранию обнажений. То же самое имеет место, когда мы создаем карту, где сочетания сложной поверхности рельефа и плоскостей контактов различных пород, разломов и т. д. проектируются на горизонтальную плоскость. Теоретически все это знают (особенно в отношении карт), но находится все это в подсознании. С этим мы готовы связывать недооценку необходимости тщательной рисовки этих соотношений на карте, вместо неоправданных огрублений и искажений картины, особенно при дешифрировании отличных аэрофотосъемок, где казалось бы нет места для домыслов (и дело здесь не в «художественных» возможностях геологов-съемщиков). Грамотная, читаемая карта есть основа правильного понимания структуры и расчетов амплитуд разновременных перемещений по разломам.

Номограмма для решения различных задач структурной геологии.
Рекомендуемая номограмма была предложена И. Я. Фурманом только для определения горизонтального заложения пластов, но, как мы покажем ниже, она имеет более широкие возможности использования. Построена она следующим образом.

На миллиметровой бумаге строится прямоугольная система координат и от ее начала — точки O , по горизонтальной и вертикальной осям, в масштабе $1 : 1000$ дается разметка метровой шкалы измерений (до 150 м). Из той же точки O в градусном исчислении изображается расходящийся веер линий, а углы, отражающие их наклон к горизонту, подписаны по периферии номограммы. Беря за центр начало координат, циркулем проводим дуги, показывающие те же расстояния от точки O с интервалом в 5 м, что изображены и на осях координат. Это сделано для определения длин (расстояний) расходящихся лучей от начала координат.

Эта простая по строению номограмма позволяет решать ряд самостоятельных прямых и обратных задач или их необходимую часть, без которой невозможно решение всей задачи. В порядке очередности мы изложим, как и что решается этой номограммой.

Горизонтальное заложение — a — пласта (жила, разлома и т. д.) есть расстояние между двумя его горизонталями, при данном, истинном угле падения α . Разность высот (h) между ними выбирается исследователем. В геометрическом понимании, это длина катета a , прилежащего к истинному углу падения пласта α при выбранной нами высоте противолежащего катета — h . Формулой это выражается так:

$$a = h \cdot \operatorname{ctg} \alpha.$$

Например, известно, что истинный угол падения пласта $\alpha = 80^\circ$, разность высот главных горизонталей карты — $h = 10$ м. Масштаб карты $1 : 2000$. Требуется определить a в масштабе карты для построения выхода пласта на поверхность. Поскольку при $h = 10$ м точность определения по номограмме невелика, берем значение $10h$, т. е. 100 м, и на этом 100-метровом вертикальном уровне ищем точку пересечения с лучом $\alpha = 80^\circ$. Эта точка по горизонтали отстоит от вертикальной оси координат на 18,3 м, а так как мы нашли значение $10a = 18,3$ м, то $a = 1,83$ м, или в масштабе карты $1 : 2000$ это расстояние будет равно 0,91 мм (перевод величины a в масштаб карты обязателен).

Совершенно очевидно, что можно решить и обратную задачу, т. е. найти угол α — истинный угол наклона пласта, жилы и т. д., если по карте определены a и h .

Определение видимого угла наклона пласта или уклона рельефа. Замерив на топокарте расстояние между двумя точками на контакте пласта и определив разность их высот, решим задачу, обратную первой, по тому же принципу. При малых величинах a и h их умножают на одно и то же число, которое не превышало бы 150 м. Очевидно при больших их

величинах делят на выбранное число, приводя его к возможности номограммы.

Необходимость определения углов наклона требуется, например, при решении одного из этапов определения истинных углов наклона какого-либо геологического тела по абсолютным отметкам подсечения его контактов минимум тремя скважинами. Точки пересечения контакта в общем случае не должны располагаться на одной прямой линии. Только при угле падения контакта, равного 90° , их положение в плане должно быть на одной прямой линии, а глубины подсечения могут и должны быть самыми различными, иначе задача не решается. Аналогичной задачей будет та, где вместо данных по скважинам мы будем иметь фиксированные на топокарте точки выхода разлома, моноклинально залегающего пласта и т. д. (например, конгломератов, конглобрекций и других пород, где нет хорошей плоскости для непосредственного правильного замера элементов их залегания). Карта позволит получить высотные отметки точек их выходов, азимуты с одной точки на другую и расстояния между ними. Этих данных достаточно для вычисления видимых углов наклона, по ориентированным на карте линиям, соединяющим точки выходов пород, как это было показано выше. В обратной задаче, зная видимые углы наклона плоскости к горизонту, можно с помощью веерной линейки или сетки В. Баумана определить истинные элементы ее залегания. Этот тип задачи рассмотрен ниже.

Определение ρ — угла между линией пересечения (или сопряжения) двух плоскостей (OA) и линией простираения одной из них, в наклонной плоскости которой строится проекция (по выбору). Примером этому может служить построение проекций в наклонной плоскости разлома, секущего различные структуры, составление проекций в плоскости жил, с изображением ее раздувов и пережимов, сочленений с другими жилами и секущими ее разломами, разделяющими ее на склоняющиеся ленты, либо ограничивающие ее распространение. Это наиболее частые задачи, имеющие прикладное и научное значение. В частности, такие построения особенно важны при подсчете запасов или геологическом обосновании разведочных работ (размещении скважин и горных выработок), а также других целей.

Как известно, на веерной линейке можно получить только углы γ , ω и φ , характеризующие положение линии пересечения плоскостей (OA). В этой задаче нам необходимо определить угол ρ , т. е. угол между OA и линией простираения наклонной плоскости, в которой мы намерены строить проекцию. Как было показано раньше, его можно вычислить по формуле (9)

$$\operatorname{tg} \rho = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\sin \alpha},$$

а также определить с помощью веерной линейки и номограммы.

Допустим, что первая плоскость имеет угол падения $\alpha = 70^\circ$ и является разломом, вторая — с углом падения $\sigma = 50^\circ$ — рас-

секаемой им жилой. Угол β между простираниями этих навстречу падающих плоскостей равен $\beta = 120^\circ$. На верной линейке находим положение линии пересечения этих плоскостей (OA). Ее характеризуют: точка O — место пересечения жилы разломом на поверхности земли и углы $\gamma = 25^\circ 30'$, $\omega = 50^\circ$ и $\varphi = 52^\circ 45'$.

Из приведенного вывода формулы (9) и рис. 29 видно, что $\text{tg } \rho = AC/OC$, где $OC = \lambda$. Остается определить отрезки AC и λ , зная из условий задачи угол α и φ . Отрезок $OC = \lambda$ является катетом прилежащего угла $\varphi = 52^\circ 45'$, а вторым его катетом — h . Взяв по вертикальной оси номограммы $h = 100$ м, на этом 100-метровом уровне ищем точку пересечения с лучом, равным углу $\varphi \cong 53^\circ$. Расстояние от этой точки до вертикальной оси координат и есть величина прилежащего катета $OC = 76$ м. Поскольку AC есть гипотенуза угла $\alpha = 70^\circ$, то, по номограмме, ее можно определить из соотношения $h/AC = \sin \alpha$. На номограмме берем обязательно ту же величину $h = 100$ м и, определив точку пересечения луча $\alpha = 70^\circ$ на высоте h , по длине гипотенузы (от точки до начала координат), находим $AC = 107$ м. Так как теперь соотношения $AC/OC = \frac{107}{76} = \text{tg } \rho$, отмерив на номограмме эти катеты, получим $\rho = 36^\circ$. Соответственно можно решить и обратную задачу.

Определение видимых углов наклона при косых сечениях контактов тел вертикальной плоскости разреза. Делается это следующим образом. Зная истинный угол падения — α рассекаемой наклонной плоскости, по номограмме определяем ее заложение (a), при выбранной высоте h , как это было описано выше. Составляем схематический чертеж в удобном масштабе, на котором проводим линию простирания наклонной плоскости и параллельную ей линию на расстоянии a . На нем же показываем линию кососекущего ее вертикального разреза и по ней с учетом масштаба определяем расстояние l между точками пересечения этих параллельных линий нашим разрезом. Длина l является прилежащим, а выбранная высота h противолежащим катетом прямоугольного треугольника, по которому на номограмме определяем искомый видимый угол падения. Очевидно можно решить и обратную задачу, зная угол β между простиранием пласта и вертикальным разрезом (действуя в обратном порядке), находим истинный угол падения пласта — α .

Определение угла наклона пород в разрезах с разным горизонтальным и вертикальным масштабом. Такие разрезы часто составляются для равнинных или слабо расчлененных эрозий районов, особенно для показа маломощного чехла четвертичных и других образований. В этих случаях вертикальный масштаб обычно в два раза и более превышает горизонтальный, что ведет к искажению рельефа и увеличению углов падения разломов и пород в данном сечении. Составляя такой разрез, помимо обязательных поправок в углах на косое сечение геологических тел плоскостью вертикального разреза, необходимо вводить еще поправку их на искажения,

связанные с разномасштабностью изображения геологического строения района. Допустим, что вертикальный масштаб в два раза превышает горизонтальный. Угол падения пластов α пусть будет равен 40° . Находим на номограмме этот угол и, беря, как обычно, удобную для нас высоту $h = 50$ м, определяем катет a , прилежащий к углу α . Он оказывается равен 60 м. Поскольку вертикальный масштаб вдвое крупнее, удваиваем высоту, т. е. берем $2h = 100$ м, в то время как размер прилежащего катета остается прежним. Новое соотношение катетов будет $— 2h/a = \operatorname{tg} \alpha_1$. Искомый видимый угол падения находим по номограмме $— \alpha_1 = 63^\circ$.

Измерив угол на искаженном разрезе, по номограмме можно решить и обратную задачу (сократив вдвое высоту).

Вычисление мощностей геологических тел (разломов, пластов и пачек пород, даек и т. д.) без сложных построений.

Для расчета мощностей существует пять широко известных формул (рис. 32, $a—\delta$), применимых лишь к частным простым случаям (Буялов, 1955; А. Михайлов, 1973, и др.). Они учитывают вариации в наклоне пласта и рельефа, а также случай пересечения пласта вертикальной скважиной. Главными условиями для расчетов являются: 1) строго выдержанное измерение расстояний между лежащим и висячим боками пород вкрест простирания контактов; 2) элементы залегания пород известны; 3) замеры расстояний не требуют поправок на сложный, извилистый рельеф или они уже введены (приведены к одной прямой наклонной линии, соединяющей контакты висячего и лежащего боков).

Применяемые значения в формулах (см. рис. 32, $a—\delta$) следующие: M — истинная мощность; l — расстояние между висячим и лежащим боками (с приведенными выше условиями); α — истинный угол падения пласта; φ — угол наклона линии l .

При равных высотах лежащего и висячего боков пласта, т. е. при $\varphi = 0^\circ$ (см. рис. 32), формула для расчета мощности имеет вид $M = l \cdot \sin \alpha$. Допустим $l = 12$ м, а $\alpha = 55^\circ$. Находим на номограмме луч с углом $\alpha = 55^\circ$ и его длину $l = 12$ м и видим, что точность определения противолежащего катета, а следовательно, и мощности M будет невелика. Поэтому берем величину $10l = 120$ м и находим противолежащий катет, также равный $10M = 98$ м, и отсюда определяем истинную мощность $M = 9,8$ м.

Аналогично решаются и остальные задачи для случаев $b—g$ рис. 32, где приходится учитывать средний угол наклона склона φ . Для расчетов мощности по данным вертикальной скважины, где $M = H \cos \alpha$, отсчет H берем также по лучу, соответствующему истинному углу падения пласта α , а M получаем по горизонтальной координате (x) номограммы.

Все общие случаи не могут быть решены с помощью этих формул, а при полевых работах очень часто нет никакой возможности приспособить измерения к указанным выше условиям; из-за расположения обнаженных участков пород, недоступности отдельных мест и т. д. мы будем иметь ломаный и косой к простиранию ход замеров.

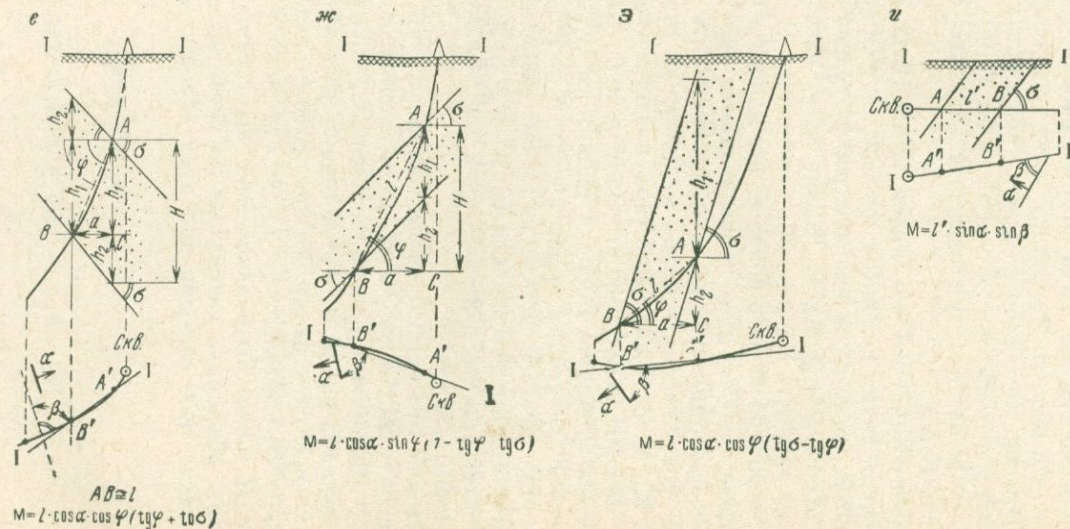
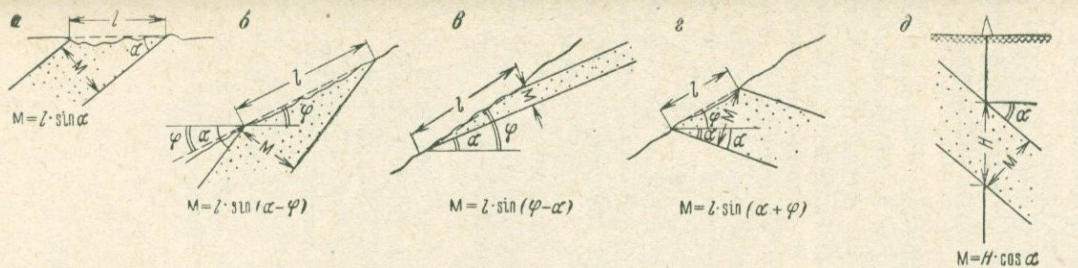


Рис. 32. Варианты расчетов мощностей (M) (объяснения в тексте)

То же касается и наклонных скважин с их азимутальными и зенитными искривлениями стволов, замеры которых обязательны.

Были предприняты попытки вывода общих формул для расчета мощностей М. П. Леонтовским, И. Я. Фурманом (Буялов, 1955) и другими (Pennebaker, 1972 г., Нерр, 1973). Однако ими разбирались не все возможные варианты сочетаний пластов и секущих их скважин или маршрутов при замерах расстояний между контактами пород. В частности, путь решения одного из таких соотношений дан В. Хешпом с целью улучшения предложения П. Пеннебекера, но и он излишне громоздок и сложен, так как связан с привлечением стереографической сетки и с многочисленными расчетами. Мы считаем, что решить эту задачу можно значительно проще.

Прежде чем начать разбор возможных вариантов, следует заметить, что все те, кто предлагал формулы расчетов мощностей, исходили из того, что известны истинные элементы залегания контактов пород.

Допустим, что мы имеем наклонную скважину, которая косо рассекла пачку пород (см. рис. 32, *e*). Все данные по ее искривлению имеются, и на их основе построены разрез (I—I) и план подсечения контактов пачки пород. Кроме того, известны элементы залегания пород разреза. На рис. 32, *e* показаны: *A* и *B* — точки подсечения всячего и лежащего боков пачки пород; *AB* — пробуренный по ним интервал; *BC = a* — горизонтальное расстояние между вертикальными проекциями точек *A* и *B* в плоскости разреза I—I; α — истинный угол падения пород и линия их простирания (см. план на рис. 32, *e*); σ — видимый угол падения пород в косом их сечении; *l* — прямая, соединяющая точки *A* и *B*, или приведенная к прямой видимая мощность пород в данном ее сечении скважиной (при небольшом интервале, практически $l = AB$); φ — угол наклона *l*, или угол наклона скважины на интервале *AB* (измеренный по положению крайних точек *A* и *B*); β — угол между простиранием пород и вертикальным разрезом I—I (см. план), необходимый для вычисления угла σ .

Иначе говоря, мы имеем общий случай, когда скважина задана навстречу падающей пачке, но несколько искривилась и вошла в нее косо. Поскольку разрез вертикален, видимая вертикальная мощность пачки равна *H*. Эта величина постоянна, в каких бы направлениях через эту пачку мы не строили в дальнейшем разрезы. Это важное обстоятельство, мы и его используем в расчетах. Величина *H* может быть разложена на отрезки h_1 и h_2 . Вряд ли стоит дальше объяснять сделанные построения; они просты и видны на рис. 32, *e*. Все соотношения этих величин мы можем записать так:

$$H = h_1 + h_2; \quad (10)$$

$$h_1 = a \cdot \operatorname{tg} \varphi \text{ или } h_1 = AB \cdot \sin \varphi; \quad (11)$$

$$h_2 = a \cdot \operatorname{tg} \sigma \text{ или } h_2 = AB \cdot \cos \varphi \cdot \operatorname{tg} \sigma. \quad (12)$$

Поскольку

$$a = AB \cdot \cos \varphi, \quad (13)$$

$$H = h_2 + h_1 = a \cdot \operatorname{tg} \sigma + a \cdot \operatorname{tg} \varphi = a (\operatorname{tg} \sigma + \operatorname{tg} \varphi). \quad (14)$$

или, заменив a формулой (4), а в ней — $AB = l$, получим

$$H = l \cdot \cos \varphi \cdot (\operatorname{tg} \sigma + \operatorname{tg} \varphi). \quad (15)$$

Заменив H на M , используя формулу для простого случая (рис. 32, ∂), где $M = H \cdot \cos \alpha$, и сделав преобразования, получим

$$M = l \cdot \cos \alpha \cdot \cos \varphi \cdot (\operatorname{tg} \sigma + \operatorname{tg} \varphi). \quad (16)$$

Нетрудно заметить, что выведенная формула легко применима и к такой же задаче на поверхности, когда пласты падают в противоположную сторону рельефа, которому соответствует здесь положение самой скважины, а угол ее наклона φ такому же наклону рельефа. Если по условиям замеров на местности направление и наклон мерной ленты будут меняться, создавая ломаную линию, для каждого ее колена необходимо вести отдельные расчеты, вводя эти данные в формулы и получая какую-то составную часть общей мощности пород.

На основе приведенной формулы эту задачу можно решить и на рассматриваемой номограмме. В этом случае вычисления следует делать последовательно частями, используя формулы (11), (12), (13) и подставляя их готовые значения в формулы (14) и (15) и в общую формулу (16) (обязательно приведя результаты расчетов по номограмме в исходный масштаб). Конечно, быстрее эти расчеты сделать на электронном карманном калькуляторе (имеющем тригонометрические функции), входящем теперь все шире в практику работ.

В тех случаях, когда рельеф или скважина наклонены в ту же сторону, в какую падают и пласты (т. е. бурение было вдогонку), и пересекли их косо к простиранию, расчеты мощности надо вести по другим формулам. При этом могут быть два варианта: 1) пласты падают положе рельефа или скважины и 2) круче их (рис. 32, $ж$, $з$).

Разберем случай, показанный на рис. 32, $ж$. Действуя так же, как и раньше, строим вертикальный разрез I—I, проходящий через точки A и B , — точки подсечения контактов пород — и определяем вертикальную, видимую мощность пород h_1 (условные обозначения те же, что и в рассмотренном примере). Видимую мощность можно выразить так:

$$h_1 = H - h_2, \quad (17)$$

где

$$H = l \cdot \sin \varphi; \quad (18)$$

$$a = H \cdot \operatorname{tg} \varphi; \quad (19)$$

$$H \cdot \operatorname{tg} \varphi = \frac{h_2}{\operatorname{tg} \sigma};$$

$$h_2 = H \cdot \operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \sigma, \text{ или } h_2 = l \cdot \sin \varphi \cdot \operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \sigma \dots, \quad (20)$$

отсюда

$$h_1 = l \cdot \sin \varphi - l \cdot \sin \varphi \cdot \operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \sigma, \text{ или } h_1 = l \cdot \sin \varphi (1 - \operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \sigma). \quad (21)$$

Так как $M = h_1 \cdot \cos \alpha$ (см. рис. 32, δ), то получим

$$M = l \cdot \cos \alpha \cdot \sin \varphi (1 - \operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \sigma). \quad (22)$$

Очевидно, как и в первом случае, этой формулой можно пользоваться и в поле, учитывая все то, что было нами сказано раньше при разборе рис. 32, e .

Наконец, следующий вариант (рис. 32, $з$), когда скважина подсекает породы со стороны их лежащего бока, т. е. породы падают круче подсекающей их скважины (или рельефа). Сечение к простиранию пород здесь также косое; условные обозначения прежние. Из рис. 32, $з$ видно, что

$$a = l \cdot \cos \alpha; \quad (23)$$

$$h_2 = a \cdot \operatorname{tg} \varphi; \quad (24)$$

$$h_1 + h_2 = a \cdot \operatorname{tg} \sigma, \quad (25)$$

отсюда

$$h_1 = a \cdot \operatorname{tg} \sigma - h_2, \text{ или } h_1 = a \cdot \operatorname{tg} \sigma - a \cdot \operatorname{tg} \varphi = a (\operatorname{tg} \sigma - \operatorname{tg} \varphi).$$

Заменяя значение a в формуле (23), получаем

$$h_1 = l \cdot \cos \alpha (\operatorname{tg} \sigma - \operatorname{tg} \varphi). \quad (26)$$

Из рис. 32, δ следует, что $M = H \cdot \cos \alpha$. Поскольку $H = h_1$,

$$M = l \cdot \cos \alpha \cdot \cos \alpha (\operatorname{tg} \sigma - \operatorname{tg} \varphi). \quad (27)$$

Таким образом, мы можем определить мощности, решая все встречающиеся варианты в поле или при буровых работах (применяя номограмму для расчетов, если нет других счетно-решающих средств).

При сравнении приведенных выше формул видно, что в случаях косых сечений пластов навстречу их падению или в направлении падения, когда скважина или рельеф местности положе, чем наклон слоев, мы фактически имеем формулы, отличающиеся лишь знаками для тангенсов, находящихся в скобках, т. е. для случаев $e - з$ (рис. 32). В общем виде она будет выглядеть так:

$$M = l \cdot \cos \alpha \cdot \cos \alpha (\operatorname{tg} \sigma \pm \operatorname{tg} \varphi). \quad (28)$$

Частным случаем косого сечения будет такой, когда скважина или рельеф местности горизонтальный, но сечение пластов не перпендикулярно к их простиранию (рис. 32, u). В этом случае расчет мощности будет иметь следующий вид:

$AB = l'$ — видимая мощность по скважине (горизонтальному рельефу) или расстояние между висячим и лежачим боками пород при косом их сечении;

α — истинный угол падения пластов;
 β — угол между простиранием пластов и вертикальной плоскостью разреза;
 σ — видимый угол наклона пород в данном вертикальном сечении.

Очевидно, чтобы перейти к элементарно простому первому случаю, где $M = l \cdot \sin \alpha$ (см. рис. 32, *g*), надо внести поправку на косое сечение, т. е. найти l — расстояние между висячим и лежачим боками пород при сечении, перпендикулярном к их простиранию. Оно равно $l = l' \cdot \sin \beta$. Теперь, подставив в первую формулу это значение, получим

$$M = l' \cdot \sin \alpha \cdot \sin \beta. \quad (29)$$

Соотношение между истинным и видимым падением при косом сечении вертикальным разрезом под углом β можно найти по приведенной ниже табл. 4 или так, как это объяснялось выше.

Предлагаемые нами формулы для расчетов мощностей вносят ясность в способы измерения мощностей при наиболее распространенных косых сечениях скважинами или в обнажениях, которые не всегда перпендикулярны к простиранию пород или доступны (в высокогорных условиях) для измерения. Более того, эти расчеты можно произвести с помощью предложенной нами номограммы, поэтапно решая отдельные элементы приведенных формул.

Мы полагаем, что номограмма может найти применение при решении разных задач и поэтому не считаем, что исчерпали все варианты ее приложения; в частности, далее она используется совместно с другими методами.

Вопросу измерения мощностей мы уделили особое внимание потому, что с ним геолог постоянно сталкивается при съемке, разведке, подсчете запасов и т. д. Кроме того, он имеет и самостоятельное значение как метод тектонического анализа условий осадконакопления и колебательных движений, что было показано еще в 1938 г. В. В. Белоусовым для Кавказа. Практическая его реализация выражается в составлении карт изомощностей (изопахит) для изучения нефтеносных толщ и оценки запасов нефти и газа.

Определение истинных элементов залегания тел по видимым с помощью сетки В. И. Баумана или веерной линейки. Для решения задачи, отмеченной в заголовке, и была предложена В. Бауманом специальная сетка. Поскольку его статья недоступна подавляющему большинству, а в курсах структурной геологии она дана для сравнительно узкого диапазона углов, мы изложим кратко сущность ее построения. Эта сетка заслуживает внимания и широкого применения.

Сетка состоит из ряда концентрических окружностей (рис. 33), величина радиусов (r) которых определяется по формуле

$$r = h \cdot \operatorname{ctg} \alpha,$$

где h — произвольно выбранная высота, проходящая через центр круга перпендикулярно к плоскости сетки. Ее вершина является местом мысленно расходящихся линий, наклоненных под различными углами α к горизонту и описывающих concentрические окружности при повороте вокруг оси h . При расчетах сетки, h является

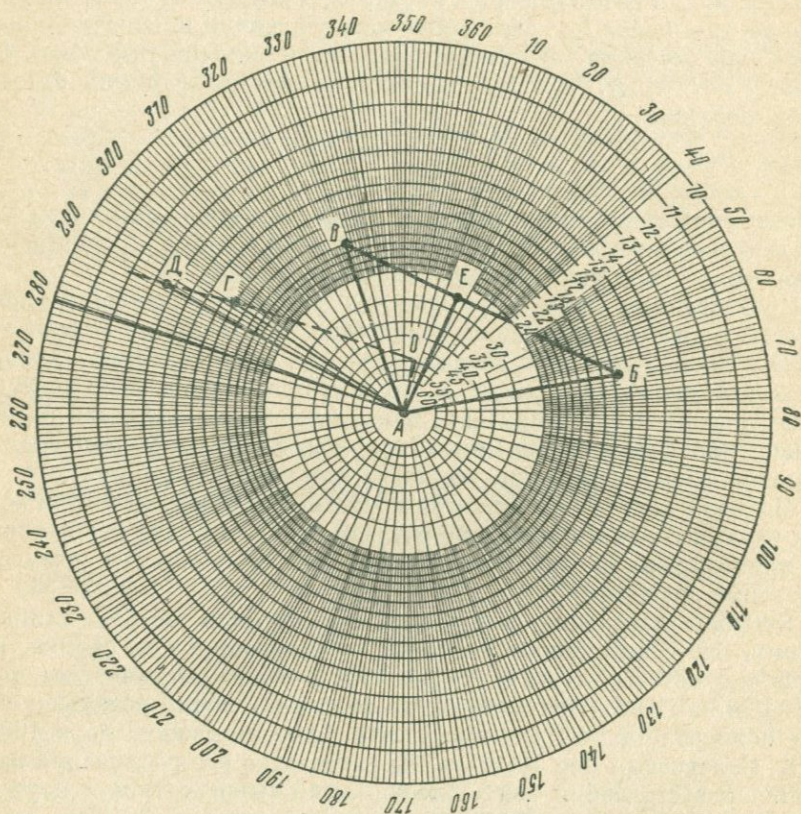


Рис. 33. Сетка В. И. Баумана для определения истинных элементов залегания пород по двум видимым наклонам

коэффициентом пропорциональности. Центр окружности будет соответствовать углу падения $\alpha = 90^\circ$, а к периферии круга углы будут уменьшаться. Радиально расходящаяся сеть прямых линий указывает азимуты падений. Для определения истинного залегания пласта по видимым его сечениям, в разном ориентированных обнажениях, необходимо в каждом таком обнажении измерить простирание линии выхода пласта, который будет равноценен азимуту видимого падения пласта. Записывается видимый угол падения пласта и направление его наклона. Не следует смешивать простирание линии выхода пласта с простиранием обнажения. Это совпадение может быть лишь

в частных случаях — в вертикальных стенках шурфов, шахт или обрывов.

Воспользуемся примером Н. И. Буялова (1955). На рис. 33 точки В и Б отражают два замера видимого падения. Линия АВ соответствует видимому азимуту падения 330° и видимому углу падения СВ 20° ; во втором замере (АВ) показан видимый азимут падения того же слоя — 70° , а видимый угол падения СВ 17° . Соединив точки Б и В (как лежащие в одной горизонтальной плоскости), получим линию простирания пласта. Опустив на линию ВВ перпендикуляр из центра окружности, найдем точку Е. Отрезок АЕ дает нам истинный азимут падения, а положение точки Е — истинную величину угла падения. Для данного примера имеем азимут падения СВ 15° , угол падения $27^\circ 30'$. Переведа эти данные в другую форму записи, получим простирание 105° (или 285°), падение СВ $27^\circ 30'$. Мы, как и многие геологи, предпочитаем иметь дело с последней формой записи, поскольку она позволяет быстрее ориентироваться в пространстве и необходима при массовых замерах трещиноватости, ибо нанесение замеров трещин на стереографическую сетку В. Вульфа или В. Шмидта рассчитано на эту форму записи, так как она не требует пересчетов на простирания, как это приходится делать для вертикальных плоскостей.

Аналогичные задачи могут быть решены и на веерной линейке. Для этого верхнюю, прозрачную проекцию веерной линейки необходимо совместить с нижней (т. е. привести ее в нулевое положение, где $\beta = 0^\circ$) (чтобы ее не царапать сверху, положить лист восковки и притереть его; электризуясь, он «прилипнет» к плексигласу). По условиям задачи (см. рис. 30) линия ОД будет соответствовать азимуту выхода пласта, наклоненного к СЗ под видимым углом 66° . Второй его выход ОЕ имеет азимут 30° и наклон к СВ под видимым углом 57° . Находим эти азимуты по периферии линейки и, совместив прозрачную узкую линейку с каждым из азимутов, ставим на восковке точки Д и Е, соответствующие видимым углам падения (см. рис. 30). Линия ДЕ будет являться истинным простиранием пласта, а перпендикуляр к ней, т. е. линия ОС, — линией его падения. С этой линией ОС следует совместить узкую прозрачную линейку и по положению точки С прочитывать на ней истинный угол падения $\alpha = 68^\circ$. Дальний конец прозрачной линейки укажет нам азимут падения. Чтобы не гадать, перпендикулярна ли линия ОС к простиранию ЕД, надо прозрачную проекцию с восковкой повернуть вокруг оси так, чтобы точки Е и Д совпали с одной и той же изогоризонталью нижнего непрозрачного листа линейки. Градусы этой изогоризонтالي сразу укажут нам истинный угол падения $\alpha = 68^\circ$. Угол поворота прозрачного листа позволит точно измерить на том же круге типа транспортира положение нижней — осевой линии ($\alpha = 90^\circ$), и эти данные нетрудно пересчитать на деления компаса и определить ее ориентировку относительно стран света. В данном использовании веерная линейка изображает как бы половину стереографической сетки В. Баумана (и в этом ее некоторое неудобство), но вполне пригодна, чтобы решить все задачи в пределах

углов от 90° до $2^\circ 30'$ с той же быстротой и большей точностью, чем на сетке В. Баумана.

Определение элементов залегания контактов тел с помощью веерной линейки (или сетки В. Баумана) и номограммы по аэрофотоснимкам. Для этого необходимо иметь аэрофотоснимок (необязательно его стереопару) и топокарту, лучше крупного масштаба, что определяет точность расчетов (привязку точек). Предлагаемый нами способ вполне может заменить ныне употребляемый метод определения элементов залегания по аэрофотоснимкам с помощью параллактической линейки. Этот последний метод имеет теоретическое обоснование и обладает необходимой надежностью. Он описан достаточно подробно М. Н. Петрусевичем (1962), В. М. Воевода (1962) и другими, и пересказывать его мы не намерены. Однако должны отметить, что он требует не только соответствующей теоретической подготовки, но и инструментов, которых у геологов нет даже в крупных партиях, на базах, где возможна камеральная обработка аэрофотоснимков, не говоря уже об обычных полевых условиях работ небольших коллективов-съемщиков. Другим еще более крупным недостатком этого метода является его трудоемкость, а следовательно, малая эффективность, особенно когда имеется необходимость делать не единичные расчеты элементов залегания, а также существенная возможность для ошибок, в частности, в определении на глаз равновысотных отметок по аэрофотоснимку, что требует интуиции и большого опыта. Главный же недостаток — это канительность работы и отмечаемая всеми необходимостью брать выход одного и того же пласта из согласной пачки пород, т. е. иметь хорошо выраженные пластовые треугольники, по которым и ведется это определение.

Сохраняя рекомендованные условия в выборе на аэрофотоснимках мест, где следует делать такие определения элементов залегания, мы предлагаем иной, более быстрый и надежный метод. Однако прежде отметим основную сущность условий выбора мест для замеров.

Известно, что в зависимости от высоты полета и разности в высотах снимаемой площади на аэрофотоснимках будут наблюдаться искажения в масштабе изображаемых объектов, из-за разного их удаления от самолета и наклона, под которым сняты участки территории. В принципе нет неискаженных, снятых в одном и том же масштабе, участков, однако наименьшая степень этого искажения приходится на центральную часть аэрофотоснимка. Перекрытия на 40% или 60% и преследуют цель создать менее искаженную передачу рельефа и видимого на снимках геологического строения территории. Еще Г. Расвелд (Rasveld, 1959) одним из первых, разрабатывая метод определения углов наклона с помощью параллаксов (параллактической линейки), показал, что при съемке моноклинально падающей пачки пород под одним и тем же углом на снимке они будут изображаться разно наклонными и даже опрокинутыми на окраинных частях снимка. На рис. 34, заимствованном у Н. М. Петрусевича (1962), это видно отчетливо. Заметим, что верх-

няя слегка извилистая линия I—I отражает верхний уровень пене-
 плензированной поверхности, рассеченной эрозией до уровня ниж-
 ней линии II—II, что позволяет видеть в этом изрезанном рельефе
 пластовые треугольники, изображенные схематично в плане в ниж-
 ней части рис. 34, в. По мере удаления от центра снимка углы в их
 вершинах (см. рис. 34, б) становятся все более тупыми, доходя

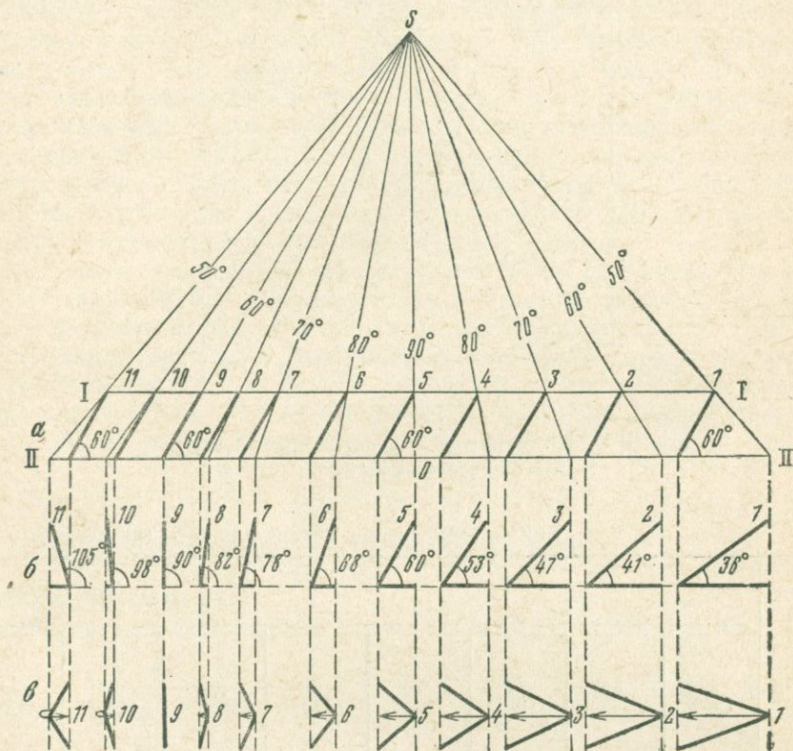


Рис. 34. Видимые очертания пластовых фигур в разных частях аэро-
 фотоснимка, по Н. М. Петрусевичу.

а — истинный; б — видимый наклон пластов; в — пластовые треугольники

в пункте 9 до прямой линии, когда пласт кажется сверху вертикаль-
 ным, а затем они в пунктах 10 и 11 разворачиваются в противо-
 положную сторону, изображая как бы опрокинутые положения
 пластов. При построении карт с аэрофотоснимков все это приводится
 специальными приборами в один масштаб. Искажения масштаба
 учитываются и при расчетах элементов залегания пластов. Заметим,
 что при опыте даже с окраинных (но не самых дальних) частей аэро-
 фотоснимков (если они последние и нет следующей линии залета)
 можно перенести на карту положение этих пластов.

Взяв ближайший к центру снимка участок, где видны выходы
 согласно залегающих пластов различных пород, образующих обычно
 сложную, извилистую линию при сопряжении с рельефом, на аэро-

превышение этих точек $h_1 = 150$ м и наклон к горизонту на СЗ под углом $13^\circ 30'$. Параметры для линии, соединяющей точки 3 и 5, — простирание 293° , $l_2 = 625$ м, $h_2 = 200$ м и наклон к горизонту на СЗ под углом 18° ; для линии, проходящей через точки 3 и 4, — азимут 277° , $l_3 = 600$ м, $h_3 = 10$ м и наклон к западу 1° , т. е. линия 3—4 близка к простиранию пластов пород. Все эти линии не параллельны и поэтому любое их парное сочетание может быть использовано для определения истинного залегания пластов. Для этой цели используем сетку В. И. Баумана (см. рис. 33). Поскольку она здесь дана для диапазона углов наклона от 90 до 10° , мы не можем брать для расчетов линию 3—4. На этой сетке простирание и наклон линии 1—2 отражает отрезок АД; линии 3—5 — отрезок АГ. Для линии 3—4 мы можем показать лишь ее простирание (конечная ее точка, отражающая наклон, выходит за пределы данной сетки). Действуя так, как было описано раньше, т. е. соединяя точки Д и Г, получаем истинное простирание пластов. Опустив на нее перпендикуляр из центра сетки — точки А, получим точку О, указывающую истинный угол падения пород, а направление АО — наклон на север и одновременно азимут их падения. Итак, истинные элементы залегания пластов будут: азимут простирания 274° , падение на север, 48° .

Описанная операция с нанесением точек 1—2, 3—4 и 3—5 на топокарту с аэрофотоснимка автоматически вводит поправки и дает правильные высотные отметки этих точек и азимуты линий, их соединяющих. Она вместе с самими расчетами видимых углов наклона и определения элементов залегания намного короче, чем с помощью параллактической линейки со всеми подготовительными к ней действиями.

Уточненная таблица поправок на углы при косом пересечении наклонной плоскости истинно вертикальной плоскостью разреза.

Всем известная таблица таких поправок рассчитана В. А. Обручевым (1932) для плоскости разреза, падающей под углом 89° . Нами же при помощи веерной линейки, пригодной для определения углов с одинаковой точностью при любых сочетаниях плоскостей, рассчитана уточненная таблица поправок для истинно вертикального положения плоскости разреза. В приведенной табл. 4 для удобства, кроме угла встречи между простираниями секущихся плоскостей — β , в скобках даны дополнительные углы и увеличено число столбцов. Также увеличено число значений для истинного угла падения секущей наклонной плоскости — α . Зная угол β и истинный угол падения рассекаемой плоскости α , на пересечении этих столбцов мы получим видимый угол падения рассекаемой плоскости.

Расхождения данных отмеченных таблиц при крутых углах падения наклонной плоскости — α и при больших углах встречи β достигают 2 — 3° , что имеет значение для различных построений и расчетов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО РАЗЛОМАМ

Прежде чем перейти к непосредственному определению перемещений по разломам, кратко рассмотрим возможные пути решения с целью выбора наиболее простого метода, доступного всем и дающего надежные результаты.

ВЫБОР МЕТОДА

Одним из возможных решений задач на перемещения по разломам является аналитический путь с помощью формул. В общем виде он сводится к стереометрической задаче на пересечение трех плоскостей, из которых одной всегда является плоскость разлома, а двумя другими — не параллельные ей и между собой плоскости, т. е. контакты геологических тел, зависящие от выбора геолога и последовательно заменяемые в задачах, направленных на решение сложных (многократных) перемещений. Выбор последних определяет основу для правильного итога математических расчетов. Сами вычисления можно представить в виде двух частных задач на пересечение двух плоскостей, т. е. определение линии их пересечения, где на каждой из этих линий геолог (исходя из карты) может дать по одной находящейся на них точке с точными координатами (x, y, z). Этих данных вполне достаточно для составления уравнения такой линии, тем более, что часть формул, дающих параметры об углах ее наклона, нами были приведены при объяснении веерной линейки (углы γ, ω, φ); их также достаточно для установления пространственной ориентировки линии пересечения. Далее остается более простая задача — определение точек пересечения пар таких линий, находящихся в висячем и лежащем боках разлома, и вычисление расстояния между ними (вектора R_1), а также сдвиговой, сбросовой или взбросовой составляющих. Так в общем виде можно представить ход решения задачи. Однако уже при разборе формул на пересечение двух плоскостей нами было показано, что при углах падения хотя бы одной из плоскостей, равных 90 или 0° , эта задача становится нерешаемой (поскольку тангенсы этих углов равны либо бесконечности, либо нулю).

Решить указанную задачу можно и с помощью ЭВМ, для которой надо будет составлять не одну программу, учитывая варианты сочетаний плоскостей. Заметить ошибочные решения будет весьма трудно, и исследователь окажется в плену у ЭВМ. Во много раз возрастут эти трудности при решении задач на неоднократные перемещения.

Наиболее простыми, наглядными и быстрыми будут решения тех же задач с помощью графических методов, основанных на стереометрии и начертательной геометрии. Для вычисления отдельных

элементов этих задач можно применить и тригонометрические формулы. Именно этот комбинированный путь решения мы и будем излагать в дальнейшем.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

При любом методе решения задач на перемещения по разломам совершенно необходимы и обязательны следующие данные: 1) элементы залегания разломов и их изменения по простиранию и падению (если есть сведения о таких изменениях); 2) элементы залегания пород, несогласий и различных магматических и гидротермальных образований, а также данные о складчатости (положение осей складок, осевых поверхностей и т. д.); 3) положение маркирующих горизонтов или пачек пород, по которым легко судить о структуре и брать ее за основу для поиска характерных (неповторимых) точек при сочетании различных элементов строения района; 4) относительный возраст как основного, так и сопряженных или ограничивающих его разрывов. Чем полнее будет собран материал, тем достовернее может быть установлена история движений в плоскости того или иного нарушения.

Поскольку вопрос об установлении линии перемещения блоков не разбирался с необходимой детальностью; а от его решения зависит определение числа этапов перемещений и их типы, мы на нем остановим внимание читателей.

Определение линии, а иногда и направления скольжения всякого бока разрыва относительно лежащего может быть произведено по штрихам и бороздам на зеркалах скольжения, мелкой волнистости поверхности разрыва, по оптической ориентировке минералов в тектонитах, возникших вследствие перемещения в плоскости разрыва, по ориентировке складок волочения в тектонических глинках трения и прилегающих к разрыву породах, по смещению характерных точек всякого и лежащего боков, по ограничению этих блоков соседними разрывами, расположенных под углом к анализируемому нарушению, и, наконец, по положению оперяющих дизъюнктивы трещин и мелких зон дробления. Все эти методы неравнозначны по достоверности полученных данных и их применимости.

Определение линии скольжения блоков пород по штрихам и бороздам на тектонических зеркалах используется давно. Если исключить волнистость как косвенный признак, этот метод является единственным методом определения направления смещения крыльев разрыва, который рекомендует А. А. Белицкий (1953). На притертых поверхностях пород в плоскости разрыва часто наблюдаются тонкие и более грубые царапины, прочерченные более твердыми минералами. Такие царапины, или, как их называют, штрихи скольжения, часто располагаются параллельно одни другим и указывают положение линии, по которой происходило перемещение соседних блоков, но не дают возможности определить, в какую сторону смещался каждый из них.

Следует отметить, что штрихи скольжения, наблюдаемые на глинке, часто отражают не общие, а частные, незначительные перемещения блоков. Более определенные сведения в этом отношении дает изучение самой плоскости сместителя, произведенное в сочетании с наблюдением за бороздами скольжения. Часто в породах, непосредственно прилегающих к нарушению, образуется своего рода параллельная ему сланцеватость, и нарушение представляет собой сочетание нескольких плоскостей такой сланцеватости. Переход от одной такой плоскости к другой обычно характеризуется довольно резкими уступами, которые и создают занозистую поверхность зеркала скольжения в одном направлении и более гладкую в противоположном, причем штрихи скольжения резко обрываются

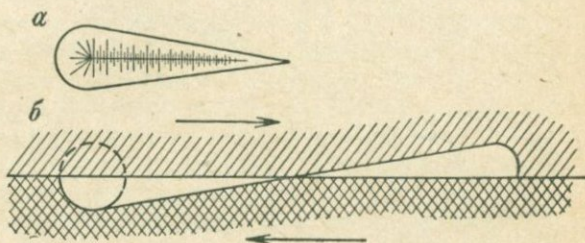


Рис. 36. Треугольники выкрашивания на тектонических плоскостях в плане (а) и в разрезе (б)

на конце ступеньки и затем снова продолжают на более низком уровне. По этим задирам, заметным при проведении рукой вдоль бороздчатой поверхности, легко установить не только положение линии, но и направление движения висячего блока. Если, например, борозды совпадают с направлением падения сместителя и при проведении по поверхности лежащего блока вниз по падению пальцы не встречают резких задилов, а при движении в противоположном направлении рука скользит с большим затруднением, можно сделать вывод, что висячий блок опускался, т. е. что эти штрихи скольжения возникли при сбросовых перемещениях. Иногда вместо четко выраженных борозд с задирами на поверхности сместителя наблюдается серия мелких треугольников выкрашивания. Их образование обусловлено истиранием отдельных обломков или зерен минералов, попадающих между смещающимися поверхностями. При этом на последних образуются небольшие углубления, похожие на сферические треугольники. Острый угол их указывает на направление смещения прилегающего блока (рис. 36). При отсутствии штрихов, борозд скольжения и треугольников выкрашивания А. А. Белицкий (1953) рекомендует использовать изредка наблюдающуюся мелкую волнистость (гофрировку) поверхности разрыва. Он справедливо указывает, что линия движения блоков обычно перпендикулярна к осям волнистости. Это подтверждает положение оси σ в В-тектоните (рис. 37), о чем подробнее будет сказано ниже.

Наиболее трудной и главной задачей при использовании штрихов, борозд, треугольников выкрашивания и гофрировки поверхности

разрыва является определение времени их образования. Возраст этих и других признаков, указывающих направление смещения, устанавливается обычными геологическими методами. Если, например, к бороздам скольжения на породах «припаяны» дайки или какие-либо рудные образования, то, следовательно, эти борозды возникли до появления даек и оруденения. Если же борозды прочерчены на дайках определенного состава и возраста, но просекаются кварцевыми жилками, возраст их становится еще более

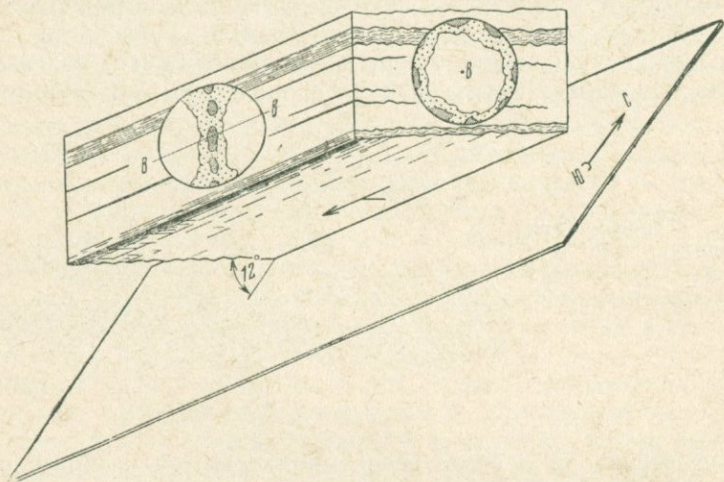


Рис. 37. Положение волнистости и оптической ориентировки осей кальцита в В-тектоните

определенным, т. е. можно считать, что они возникли после даек, но до кварцевых жилок. Соответственно, мы можем их использовать только для расчетов смещения этих даек, но не имеем права принимать их во внимание при расчетах амплитуд как древних, так и более молодых перемещений блоков по данному дизъюнктиву.

В рудных полях и месторождениях обычно наблюдается большое число стадий минерализации и многофазный магматизм. Поэтому определение относительного возраста штрихов, борозд и других подобных образований является сложной и чрезвычайно кропотливой работой. Нередко возникает необходимость подкрепления возраста штрихов скольжения более тонкими петрографическими и микроструктурными исследованиями. Допустим, полевые наблюдения показали, что к зеркалу с бороздами скольжения «припаяны» сплошные сульфидные руды. Для полной уверенности в том, что этот нормальный (припаянный) контакт не возник после образования тектонического зеркала и сульфидных руд в результате перекристаллизации последних или цементации зоны дробления другими минеральными образованиями, необходимо сделать прозрачные и полированные шлифы и по ним установить, какие минеральные образования подверглись деформации и ориентированы и какие ей не подвергались.

Если такие борозды скольжения наблюдались, например, на

контакте кварцевых и более молодых карбонатных жил, для решения вопроса о возрасте можно применить микроструктурный анализ. Сделав ориентированные шлифы из контактов этих жил, необходимо провести раздельные замеры положения оптических осей зерен кварца и кальцита и составить диаграммы. При сравнении их может оказаться, что зерна кварца ориентированы, а кальцита нет. Следовательно, тектоническая ориентировка зерен кварца произошла до образования кальцитовых жил. Однако возможен и другой случай, когда оба минерала разновозрастных жил показывают совершенно одинаковый характер ориентировки. В этом случае решение оказывается менее определенным. Можно считать, что произошли две деформации — одна из них предшествовала образованию кальцитовых жил, вторая проявилась после их возникновения, повторив план прежней деформации. Такие же явления могли произойти и при деформации, имевшей место после образования кальцитовых жил. Поскольку кальцит легко самозалечивается, наличие нормального контакта между этими жилами — явление обычное. Во всяком случае, полученные данные могут быть использованы для установления положения линии относительных перемещений, проявившихся после образования кальцитовых жил.

Если тем или иным путем удалось установить возраст борозд и штрихов скольжения на поверхностях тектонических нарушений, конечно, их необходимо использовать. Элементы их залегания лучше замерять двумя способами: 1) с помощью транспортира измеряется угол ρ между бороздами скольжения и простиранием дизъюнктива и указывается, в какую сторону склоняются эти борозды; 2) с помощью компаса измеряется угол наклона борозд на плоскости нарушения к горизонту (угол ω) и проекция их на горизонтальную плоскость (угол γ). Для последнего измерения следует корешок записной книжки совместить с направлением борозд и, поворачивая плоскость книжки вокруг корешка, привести ее в вертикальное положение. После этого, приставив компас к плоскости книжки, измеряют азимут простирания проекции штрихов и борозд на горизонтальную плоскость. Совершенно обязательно в этом же месте замерить и элементы залегания дизъюнктива.

О направлении перемещений блоков пород по разрыву иногда можно судить по положению оперяющих его трещин и зон дробления. Для этого прежде всего необходимо установить их пространственное положение и убедиться в том, что трещины и зоны дробления не являются регионально распространенными системами, а связаны пространственно и генетически с формированием самого нарушения. Следует также выяснить генезис этих трещин и время их образования.

Если оперяющие трещины относятся к трещинам отрыва, острый угол, образованный ими и плоскостью нарушения, указывает направление движения того блока, в котором эти трещины находятся (рис. 38).

Такие определения только по сколовым оперяющим трещинам не надежны, поскольку взаимное их положение будет определяться вязкостью или хрупкостью материала, типом деформаций (осевое сжатие, действие пары сил, сплющивание) и т. д. Так, например,

крутость материала приводит к образованию острого (около 30°) угла между действующей силой сжатия и сколовыми трещинами; при сплющивании материала и возможности проявления в нем пластических деформаций с образованием S-тектонитов сплющивания — этот же угол будет приближаться к тупому и т. п., что, строго говоря, не позволяет говорить о направлении перемещений без доказательства кинематики этого процесса. В том случае, когда имеются трещины скола и отрыва, может быть установлена ориентировка сил сжатия (и растяжения) и ожидаемый характер перемещений по разлому.

Если пологие трещины скола и круглые трещины отрыва, оперяющиеся дизъюнктив, простираются параллельно ему, то это указы-

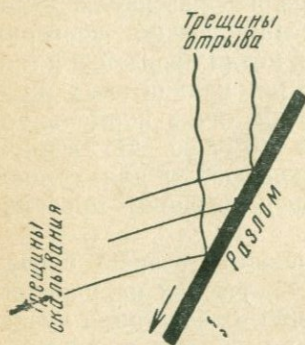


Рис. 38. Соотношения между трещинами скалывания и отрыва и направлением перемещения блоков

вает на сбросовый характер перемещений по нарушению. Если же крутые трещины являются сколовыми, а пологие — трещинами отрыва (при условии сохранения параллельности их простираний), то это сочетание будет указывать на взбросовый (надвиговый) характер перемещений. Очевидно, что при сбросо-сдвигах и взбросо-сдвигах сочетания отмеченных типов трещин оперяющих разлом должны давать не горизонтальный, как в первом случае, а наклонный след их пересечения, вплоть до вертикального при сдвиге. Это может иметь место только тогда, когда оперяющие трещины не параллельны дизъюнктиву, а подходят к нему под косыми углами.

Определить перечисленные варианты положения линии скольжения в плоскости разрыва можно на веерной линейке или по сетке Вульфа. Воспользуемся последней и разберем это на примере. Допустим, что мы имеем две сопряженных системы нарушений — разлом с простиранием 250° и падением к ЮВ под углом 35° и оперяющую его крупную сколовую трещину с простиранием 0° , падением В 30° . Наносим на сетку обе плоскости. Пересекая полусферу сетки Вульфа, они будут образовывать с ней сегменты, опирающиеся на диаметры сетки, отражающие их простирания (рис. 39). Как известно, ширина каждого сегмента и кривизна его дуги будут расти, приближаясь к полуокружности по мере уменьшения углов падения плоскостей, и, наоборот, уменьшаться — при росте этих углов, приближаясь к прямой линии, наконец, сливаясь с диаметром сетки при угле падения плоскости 90° . Итак, нанеся по указанным элементам эти плоскости, мы видим, что дуги пересекаются в точке А. Соединив точку А с центром сетки, где пересекаются и простирания нарушений, мы получим линию пересечения плоскостей ОА в проекции на горизонтальную плоскость сетки.

Для нахождения возможной линии скольжения блоков, перпендикулярной к линии ОА, необходимо по дуге разлома 1—1 от точки А отсчитать угол 90° . Для этого следует совместить дугу этого разлома

с меридиональной дугой сетки и сделать отсчет 90° , получим точку Д. Соединив ее с центром сетки, будем иметь вероятную линию скольжения блоков по разлому (ОД) в проекции на ту же горизонтальную плоскость сетки. Мы подчеркивали слово «вероятную линию скольжения» в связи с ранее высказанными оговорками.

Как видно, линия ОД лежит в плоскости разлома и перпендикулярна к линии ОА.

Пространственное положение этих линий и их относительное положение к секущимся плоскостям можно выразить в угловых величинах, как это нами было

сделано на веерной линейке. Поскольку мы обещали показать такой способ решения с помощью сетки Вульфа, разберем это для линии ОА, ибо тем же путем можно определить углы γ , ν , ω , ϕ и ϕ' и для линии ОД. Обозначения здесь и на веерной линейке те же: β — угол между простираниями секущихся, навстречу падающих, плоскостей мы получим, посчитав по периферии большого круга градусы между соседними концами линий простирания разлома и трещины (см. рис. 39). γ и ν , т. е. углы между линией ОА и линией простирания разлома (угол γ) и ею же и простиранием трещины (угол ν) можно получить, совместив

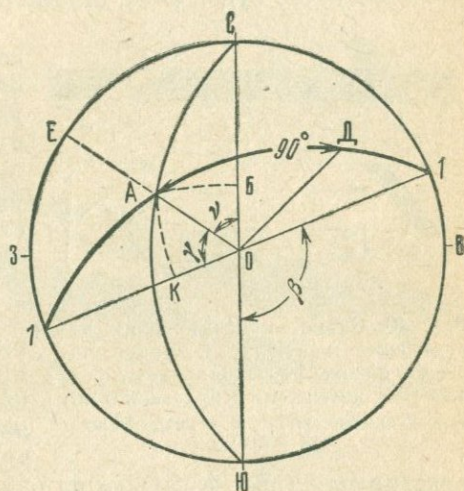


Рис. 39. Определение линии смещения по разлому и оперяющей трещине скальвания на сетке Вульфа

линией ОА с меридиональным или широтным диаметром сетки, продолжив линию ОА пунктиром до внешнего круга (точки Е), и на нем посчитать эти углы. Расчеты показывают, что угол $\gamma = 46^\circ$, а угол $\nu = 64^\circ$. Как известно, $\gamma + \nu = \beta$. Действительно угол $\beta = 110^\circ$. Не сдвигая восковки, здесь же можно получить отсчет угла ω (т. е. наклона АО к горизонту) по положению точки А. Для этого от внешнего круга по тому же диаметру надо отсчитать число градусов до точки А. Отсчет показывает, что $\omega = 22^\circ$. Остается определить углы ϕ и ϕ' . Как известно, ϕ — угол наклона линии ОА в проекции на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разлома. Здесь такая плоскость выражается линией 1—1. Для этого следует лишь спроектировать точку А на линию 1—1. Делается это так: совместив линию 1—1 с горизонтальным диаметром сетки Вульфа, найдем линию меридиана, на которой оказалась точка А, и проведем по нему пунктирную линию до пересечения с линией простирания разлома (1—1). Это будет точка К. Ее положение и будет отражать значение угла ϕ . Отсчитав число градусов от внешнего круга сетки до точки К,

получим $\varphi = 32^\circ$. Совместив с широтным диаметром линию простирания трещины и установив положение точки А на очередном меридиане, спроектируем точку А по этому меридиану, как это делалось только что. Найдя точку В и отсчитав от края сетки число градусов до точки В, получим угол $\varphi' = 43^\circ$, т. е. наклон линии ОА в проекции на вертикальную плоскость, параллельную простиранию опережающей трещины.

Как видно из этого описания, по сравнению с верхней линейкой, все эти операции займут значительно больше времени, а точность отсчетов углов будет ниже (кроме β , где они равны).

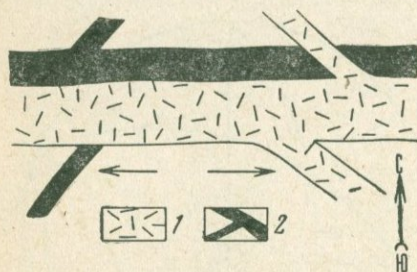


Рис. 40. Схема, показывающая направление перемещений блоков пород по разрыву, выполненному различными жильными образованиями.

1 — кварцевая жила; 2 — кварц-баритовая жилка

Вследствие неоднократных подвижек по дизъюнктивам, при которых линия движения не сохраняет одного и того же положения в плоскости нарушения, может возникнуть несколько сколовых и разрывных серий трещин. В таких случаях выяснить последовательность появления серий трещин трудно, но чрезвычайно важно. Так, на одном из месторождений было установлено, что широтный крутопадающий разрыв, содержащий кварцевые и кварц-баритовые жилы, имеет три системы сколовых крутопадающих трещин различного

простираения (рис. 40). Одна из них имеет северо-восточное простирание и выполнена кварцевыми жилками; другая — северо-западное простирание и выполнена кварц-баритовыми жилками; в трещинах третьей системы наблюдаются оба типа жил. Отмечая, что две первые сколовые системы ориентированы в различных направлениях, их возникновение можно объяснить только перемещением в противоположных направлениях в плоскости третьей системы трещин, как указано стрелками на рис. 40. Из сказанного следует, что эти системы обусловлены разновозрастными сдвиговыми перемещениями, происходившими до начала или во время проявления каждой из стадий минерализации.

Однако такое решение может оказаться неверным в двух случаях: 1) трещины существовали задолго до заполнения их жильными образованиями; 2) трещины не связаны с формированием самого разрыва, а относятся к региональным системам трещин, широко распространенным в районе и возникшим до образования разрыва (третья система трещин). В таких случаях движения по разрыву вызывают перемещения также и по этим регионально распространенным трещинам и могут привести к тому, что старые трещины отрыва займут положение, характерное для трещин скалывания, а последние окажутся в положении трещин отрыва, приоткрывавшихся и заполнявшихся рудой. По морфологическим признакам эту серию косо расположенных минерализованных трещин мы отнесли бы к трещи-

нам скалывания. Не выяснив, сопряжена она с дизъюнктивом или нет, мы считали бы, что движения по разрыву были взбросовыми. На самом же деле эта сколовая трещина фактически занимает положение трещины отрыва, сопряженной с дизъюнктивом, и указывает на обратный сбросовый характер движений. Вопрос о повторяемости направлений трещин разобран на многочисленных примерах в статье Л. И. Лукина, И. П. Кушнарева и В. Ф. Чернышева (1955).

Направление скольжения можно определить по положению осевых плоскостей складок волочения в тектонических глинах

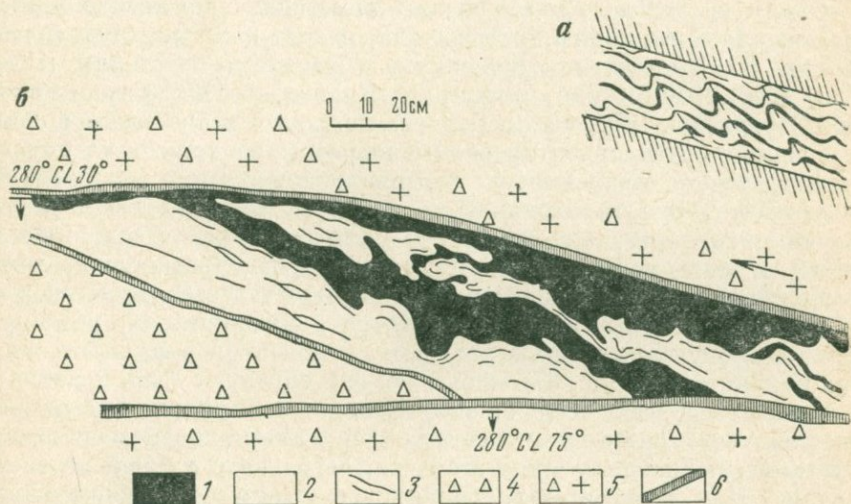


Рис. 41. Соотношения между складками волочения в тектонических глинах трения и направлением перемещений пород по разлому (Сонюшкин, 1960). *a* — схема складок волочения и их осевых плоскостей; *b* — зарисовка складок волочения у места пересечения двух послерудных нарушений. 1 — тектоническая глина темно-серого цвета; 2 — то же, светло-серого цвета; 3 — милонитизированный гранит-порфир; 4 — брекчированный гранит-порфир; 5 — трещиноватый гранит-порфир; 6 — тектонические трещины с глинами

трения самих разрывов или смятых около них пластичных пород. Линия скольжения располагается здесь в плоскости разрыва и перпендикулярна к осям складок. Смещение блоков пород здесь будет направлено в сторону острого угла, образованного осевыми поверхностями складок волочения с поверхностью разрыва, разделяющего эти тектонические блоки (рис. 41, *a*). Часто складки волочения наблюдаются в послерудных глинах трения и характеризуют послерудные смещения (рис. 41, *b*).

Нередко относительно крутые дизъюнктивы сопровождаются оперяющими дизъюнктивами второго порядка или небольшими зонами дробления, параллельными друг другу. В таких случаях блоки пород, ограниченные зонами, оперяющими разлом, получают некоторую автономность и могут перемещаться относительно соседних блоков. Обычно, линия перемещения блоков будет параллельна следу (линии) пересечения главного разрыва с оперяющими его

зонами дробления. Чтобы судить о том, когда происходили смещения, необходимо знать время возникновения разрывов, оперяющих главный, и собрать другие данные, сужающие диапазон времени, которому соответствует смещение этих блоков. Решению этого вопроса могут помочь наблюдения над этапами минерализации, проявляющимися в оперяющих зонах дробления, наличие даек и т. д., а также наблюдения над тем, цементируются ли дайки и жилы эти зоны или сами подвержены брекчированию. Однако по ним могут проявиться и раздвиги.

Одним из методов, позволяющих определить положение линии скольжения в плоскости дизъюнктива, является микроструктурный анализ, к которому и рекомендуем обратиться читателям (Пэк, 1939; 1940; 1970; Лукин, Чернышев, Кушнарев, 1965; Скрипченко, 1958, Курдюков, 1958, и др.). Отметим лишь, что для указанной цели необходимо брать ориентированные образцы не только из пород, непосредственно прилегающих к зеркалу скольжения, но и вдали от контакта. Это необходимо, чтобы установить, каким образом изменяется ориентировка по мере удаления от контакта и сохраняется ли она. Если по мере удаления от разрыва ориентировка оптических и кристаллографических элементов минералов исчезает, то мы можем утверждать, что она была обусловлена движениями по разлому. Так, на полученных нами диаграммах ориентировки оптических осей кальцита (см. рис. 37) видно, что они образуют веер, подобный спицам в колесе, ось которой (ось σ) ему перпендикулярна и совпадает с волнистостью нарушения. Соответственно линия перемещения располагается перпендикулярно этой оси, совпадая с линией падения разлома. При В-тектонитах, например, с одним максимумом оптических осей кварца, лежащих в плоскости разлома, их положение фиксирует линию смещения блоков, обусловивших эту ориентировку. Недостатками изложенной методики является то, что она позволяет нам определить лишь линию движения и не может указать направление относительного перемещения блоков.

Наконец, наиболее достоверный способ определения линии и направления относительного движения блоков дают нам смещения характерных (неповторимых) точек (Молчанов, 1935, 1939). Детально он рассматривается ниже. Здесь мы лишь отметим, что без учета геологических структур и их особенностей безупречные с геометрической стороны построения окажутся совершенно не годными к употреблению.

Суть метода состоит в том, что определяются следы пересечения жил, даек и других элементов структур с дизъюнктивом при условии, что они не параллельны между собой и по отношению к дизъюнктиву. Иначе говоря, с точки зрения начертательной геометрии мы должны решить задачу на пересечение трех плоскостей, одна из которых всегда является дизъюнктивом, а другие две должны быть контактами либо только лежащего, либо только висящего боков жил и т. д.

Поскольку контакты жил или даек (пластов и др.) смещены разрывом и прослеживаются по обе стороны от него, необходимо искать следы их пересечения с разрывом для каждого из смещенных блоков

(висячего и лежачего) в отдельности. Очевидно, в каждом из блоков след пересечения одной из жил с плоскостью разрыва и другой жилы с этой же плоскостью будет представлять собой прямые непараллельные линии, которые на своем продолжении должны пересечься. Точка их пересечения и будет являться той характерной (неповторимой) точкой, в которой пересекутся три плоскости — разрыв и контакты двух жил. Находим такую точку для висячего бока разлома. Поступая аналогичным образом, находим вторую характерную точку и для другого (лежачего) бока. Эта точка также будет находиться в плоскости разлома, но по другую его сторону (т. е. в другом, прилегающем к нему блоке). Очевидно, что расстояние между этими двумя точками (прямая линия, соединяющая их) и будет характеризовать величину в направлении смещения блоков (R_1).

Определить линии скольжения в плоскости разрыва можно и по другим признакам, которые не претендуют на достаточную точность, но которые мы вынуждены применять, за неимением других данных. К ним относятся: 1) наблюдения над изгибами слоев у зон разрывов; 2) выяснение положения приоткрытых участков, либо мощных зон брекчий в пределах извилистой поверхности разрыва; 3) изучение состава обломков брекчированных пород и их размещения в зоне разрыва; 4) по аналогии с серией параллельных разломов, по которым установлен характер перемещений (например, ступенчатые сбросы и т. д.).

Рассмотрим последовательно, какие условия необходимы для проявления тех или иных деформаций, а также данные, при наличии которых имеется возможность установить примерное направление перемещений блоков по возникающим дизъюнктивам.

В процессе изгиба слоев с образованием флексур и складок начинают появляться параллельные их осям трещины, которые могут перерасти в разломы. Они выделяются многими в самостоятельную группу складчатых разрывов. Возникают небольшие складки, вплоть до складок волочения, и в процессе образования самого разлома сопровождают его на протяжении развивающихся перемещений. Этот тип складок именуется приразломным. Обычно они не протяженны. В целом и те и другие их типы позволяют наметить линию, перпендикулярную к их осям, которая будет указывать общее направление перемещений по таким разломам в определенный период их развития. Непосредственно наблюдаемый изгиб или заворот слоев у зоны разлома укажет и на относительные смещения блоков (т. е. позволит определить его тип).

В случаях, когда смещение блоков происходит в направлениях, показанных стрелками (рис. 42, а), приоткрывание произойдет в участках с почти широтным простиранием, а при перемещении в обратном направлении (рис. 42, б) в них будут приоткрываться участки северо-восточного простирания. Наблюдая подобную картину, мы сможем определить направление перемещения блоков перед минерализацией.

Однако весьма близкая картина получится и при косых перемещениях, в которых помимо чистых сдвигов, изображенных на рис. 42,

могли происходить сбросо-сдвиговые или взбросо-сдвиговые смещения. Таким образом, приведенные данные указывают лишь примерное направление перемещений.

При установлении направления смещения следует обращать внимание на состав обломков, слагающих брекчии в зонах разрывов. Выявив в разрезе пород одного из смещенных блоков особые, не повторяющиеся горизонты, следует проверить, в какую сторону от этого выхода прослеживаются обломки соответствующих пород в зоне разрыва. Если окажется, что они встречаются лишь в одном направлении от этого выхода, можно заключить, что противоположный блок был смещен в том же направлении, в каком прослеживаются эти обломки. Нетрудно заметить, что этот метод также дает очень приближенное решение, но все же позволяет наметить, в каком направлении следует искать смещенные части пластов, жил, даек и других геологических тел. При этом следует опасаться случаев, когда зоны разломов служили местом трещинных и других типов излияний лав и заполнены их пирокластическим материалом, вынесенным с больших глубин (и еще раздробленным при новых подвижках), что не позволяет его учитывать для суждения о типе и направлении перемещений блоков. Еще более «коварными» в этом отношении будут грязевулканические брекчии, которые могут быть широко развиты в нефтегазоносных районах. Они не отличимы, в зонах разломов, от тектонических брекчий и могут привести к ложным заключениям.

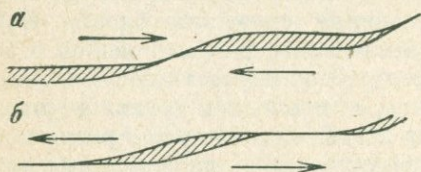


Рис. 42. Приоткрывание разрывов (план) в местах искривления их поверхностей. а — при перемещении Северного блока вправо, а Южного — влево; б — при смещении этих же блоков в противоположных направлениях

При изучении дизъюнктивов следует также обращать внимание на общий стиль перемещений в данном участке. В том случае, если в тектонической пластине такого участка, ограниченной разломами, не удалось обнаружить признаков, по которым можно судить о типе ее перемещений, в то время как соседние пластины позволяют это сделать и указывают, например, на чешуйчатые надвиги или ступенчатые сбросы, нам ничего не остается, как, по аналогии, и эту пластину отнести к тому же типу перемещений.

При изучении дизъюнктивов следует также обращать внимание на общий стиль перемещений в данном участке. В том случае, если в тектонической пластине такого участка, ограниченной разломами, не удалось обнаружить признаков, по которым можно судить о типе ее перемещений, в то время как соседние пластины позволяют это сделать и указывают, например, на чешуйчатые надвиги или ступенчатые сбросы, нам ничего не остается, как, по аналогии, и эту пластину отнести к тому же типу перемещений.

АНАЛИЗ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Рассматривая положение линии скольжения на плоскости разрыва, нетрудно заметить зависимость между элементами залегания линии скольжения и дизъюнктива и их проекциями на горизонтальную и вертикальную плоскости (рис. 43). На указанном рисунке дан общий случай, в котором перемещение всякого бока разлома шло от точки O к точке D по линии OD . Следовательно, R_1 — истинная амплитуда косога взбросо-сдвигового перемещения. Эта амплитуда

может быть разложена на: 1) сдвиговую составляющую $OC = \lambda$, 2) взбросовую составляющую H_1 — наклонную амплитуду взброса; 3) вертикальную амплитуду взброса $H = AE$, которая равна проекции наклонной амплитуды H_1 на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разрыва DE ; 4) ширину взброса $L = CB$, представляющую собой проекцию H_1 на горизонтальную плоскость. Кроме того, можно определить вектор R — проекцию полной амплитуды перемещения R_1 на горизонтальную плоскость $OABC$, и вектор R_2 — проекцию R_1 на вертикальную плоскость $ABDE$, параллельную простиранию разрыва DE .

α — угол падения плоскости дизъюнктива, ρ — угол между простиранием дизъюнктива DE и линией скольжения OD , расположенный в плоскости дизъюнктива, γ — проекция угла ρ на горизонтальную плоскость или, что то же, угол между линией простирания дизъюнктива и вектором R ; угол φ есть наклон $OD = R_1$ в проекции на вертикальную плоскость ($ABDE$), параллельную простиранию разлома, или проще наклон вектора R_2 к горизонту; ω — угол наклона вектора R_1 к горизонту.

Все эти векторные и угловые величины (см. рис. 43) связаны простыми тригонометрическими зависимостями:

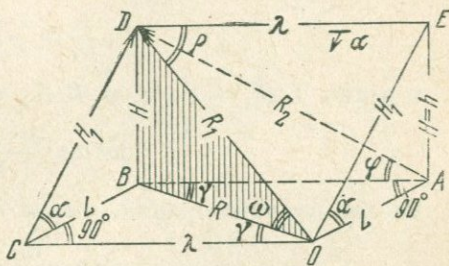


Рис. 43. Блок-диаграмма, иллюстрирующая соотношения между различными элементами взбросо-сдвига (объяснения в тексте)

$$H = L \cdot \operatorname{tg} \alpha; \quad (30)$$

$$H = H_1 \cdot \sin \alpha; \quad (31)$$

$$H = R_1 \cdot \sin \omega; \quad (32)$$

$$H = R \cdot \operatorname{tg} \omega; \quad (33)$$

$$H = R_2 \cdot \sin \varphi; \quad (34)$$

$$H = \lambda \cdot \operatorname{tg} \varphi; \quad (35)$$

$$L = \lambda \cdot \operatorname{tg} \gamma; \quad (36)$$

$$L = R \cdot \sin \gamma; \quad (37)$$

$$H_1 = R_1 \cdot \sin \rho; \quad (38)$$

$$H_1 = \lambda \cdot \operatorname{tg} \rho. \quad (39)$$

Из формул (30) и (33) следует, что $R \cdot \operatorname{tg} \omega = L \cdot \operatorname{tg} \alpha$. Разделив обе части равенства на R и учтя формулу (37), получим

$$\operatorname{tg} \omega = \operatorname{tg} \alpha \cdot \sin \alpha. \quad (40)$$

Разделив равенство (35) на равенство (36), получим

$$\frac{H}{L} = \frac{\lambda \cdot \operatorname{tg} \varphi}{\lambda \cdot \operatorname{tg} \gamma} = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\operatorname{tg} \gamma},$$

где $\frac{H}{L} = \operatorname{tg} \alpha$.

Сделав преобразования, получим следующую формулу:

$$\operatorname{tg} \varphi = \operatorname{tg} \alpha \cdot \operatorname{tg} \gamma. \quad (41)$$

Поступим так же с формулами (37) и (38)

$$\frac{L}{H_1} = \frac{R \cdot \sin \gamma}{R_1 \cdot \sin \rho}$$

и, заменив $L/H_1 = \cos \alpha$ и $R/R_1 = \cos \omega$, получим

$$\cos \alpha = \frac{\cos \omega \cdot \sin \gamma}{\sin \rho}.$$

Сделав преобразования, имеем следующую формулу:

$$\sin \rho = \frac{\cos \omega \cdot \sin \gamma}{\cos \alpha}. \quad (42)$$

Для установления соотношений между углами φ и ρ поступаем так же, разделив соответственно левую и правую части равенства (35) на те же части равенства (39), получим

$$\frac{H}{H_1} = \frac{\lambda \cdot \operatorname{tg} \varphi}{\lambda \cdot \operatorname{tg} \rho} = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\operatorname{tg} \rho},$$

где $H/H_1 = \sin \alpha$.

Сделав замену, имеем:

$$\sin \alpha = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\operatorname{tg} \rho}. \quad (43)$$

Из последней формулы также следуют формулы (8) и (9), выведенные нами иным путем несколько раньше:

$$\operatorname{tg} \varphi = \sin \alpha \cdot \operatorname{tg} \rho;$$

$$\operatorname{tg} \rho = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\sin \alpha}.$$

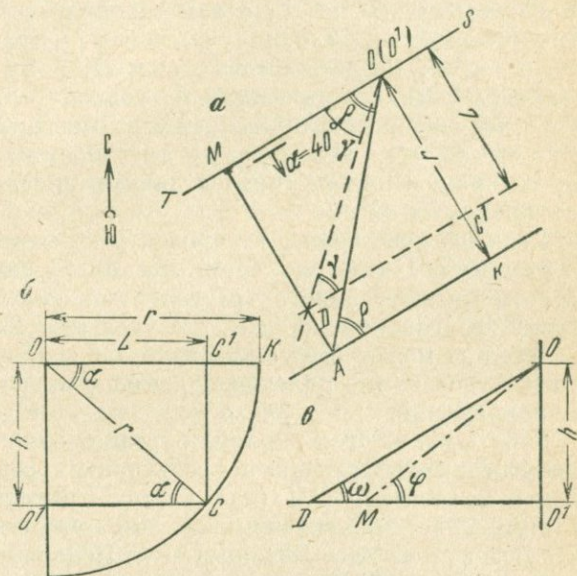
Приведенные формулы позволяют определить любые значения, необходимые для решения этих задач по известным величинам как с помощью современного электронного карманного калькулятора, так и иным путем. Они же могут быть определены и графически. Разберем общий случай графического решения, поскольку он нагляден и прост.

Дано: простирание разрыва TS 60° , падение на юго-восток под углом $\alpha = 40^\circ$, угол, замеренный в плоскости разлома, между бороздами и линией его простирания $\rho = 50^\circ$, склонение борозд юго-западное.

На плане (рис. 44, а) изображаем положение разлома TS . Для нанесения борозд скольжения на тот же план необходимо сделать

дополнительные построения, поскольку они лежат в наклонной плоскости разлома, а изобразить их надо на горизонтальной проекции. Для этой цели рассмотрим, как будут вести себя линии борозд скольжения при разном угле падения разлома. Возьмем полосу дизъюнктива произвольной ширины — r , мысленно вырезанную вдоль его простирания. В вертикальном разрезе (рис. 44, б) по линии падения нарушения TS эта полоса будет изображаться отрезком r . В проекции на вертикальную плоскость она будет проектироваться в виде $OO^1 = h$, а в горизонтальной $OC^1 = O^1C = L$, т. е. будет

Рис. 44. Схема, показывающая соотношения между линией скольжения и ее проекцией на горизонтальную плоскость в плане (а) и на разрезе (б, в)



представлять собой горизонтальное заложение разлома при угле его падения $\alpha = 40^\circ$ и высоте горизонта h . На том же рис. 44, б из точки O циркулем проведем дугу радиусом r . На пересечении этой дуги с горизонтальной линией в точке K мы получим отрезок $OK = r$, который отражает вид вырезанной полосы разлома в горизонтальном положении. Нанесем ее на план (рис. 44, а), где она, очевидно, будет изображаться линией, параллельной TS , расположенной от нее на расстоянии $OK = r$. Сейчас на этой полосе (рис. 44, а) мы уже вправе показать истинное положение борозд, проведя из точки O линию под углом $\rho = 50^\circ$ в юго-западном направлении, согласно склонению борозд скольжения. Линия борозд скольжения пересечет пограничную кромку нашей полосы разлома в точке A . Посмотрим теперь, как изменится положение линии OA при изменении наклона падения разлома. Для этого воспользуемся правилом из начертательной геометрии, по которому точки, расположенные на вращающейся плоскости, ось которой параллельна плоскости проекции, будут перемещаться на этой проекции перпендикулярно к оси ее вращения.

Исходя из этого правила, точка A будет смещаться по линии AM , перпендикулярной к оси вращения, т. е. линии простирания разлома — TS . При увеличении угла α она будет смещаться в направлении к этой оси и при $\alpha = 90^\circ$ совместится с точкой M (где горизонтальное заложение разлома равно нулю); при уменьшении угла α она будет смещаться от этой оси и при $\alpha = 40^\circ$ совместится с точкой A . Очевидно, ее положение при угле $\alpha = 40^\circ$ будет определяться точкой пересечения линии AM и линии заложения разлома, которая должна располагаться параллельно TS и отстоять от нее на расстоянии $OC^1 = L$, о чем говорилось нами выше. Изобразив эту линию на рис. 44, а, получим точку D , куда переместится точка A при $\alpha = 40^\circ$. Соединив точки O и D , получим положение борозд скольжения OD в проекции на горизонтальную плоскость. Угол γ будет, таким образом, проекцией угла ρ на горизонтальную плоскость, или, что то же, углом между простиранием разлома и проекцией борозд скольжения на горизонтальную плоскость. По замеру транспортиром $\gamma \cong 42^\circ$.

Угол наклона борозд к горизонту — ω можно найти графически по отрезку O^1D (см. рис. 44, в), поскольку он является прилежащим катетом прямоугольного треугольника, а противолежащим — h . Построив треугольник, найдем, что угол $\omega = 29^\circ 30'$. Заметим, кстати, что угол ω может быть найден по табл. 4, где углу β в ней будет соответствовать (по положению) угол γ нашего чертежа и, наконец, по номограмме.

Угол φ , т. е. угол наклона борозд скольжения на вертикальную плоскость, совпадающую с простиранием разлома TS , легко определить по отрезку OM (или в этой проекции O^1M — рис. 44, в), который будет прилежащим катетом прямоугольного треугольника при угле φ , а противолежащим — h . Используем рис. 44, в; отложив на нем отрезок O^1M и соединив точки M и O , получим линию OM и при ней угол OMO^1 , т. е. — $\varphi \cong 38^\circ$ (по замеру его транспортиром). Как видно из рассмотренной до этого блок-диаграммы рис. 43, угол φ является проекцией угла ω на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разлома, где бороздам скольжения будет соответствовать вектор R_1 , несколько иначе ориентированный на этом чертеже, чем на рис. 44.

Определение амплитуд простых перемещений. Расчеты отдельных элементов смещений или угловых величин, входящих в такие расчеты, при желании, каждый может сделать по приведенным выше формулам; здесь мы будем излагать графическую их сторону, позволяющую, имея масштаб карт, перевести полученные данные в числовые значения (что и делаем).

Естественно начать такой разбор с задач, где по разломам происходили однократные перемещения, т. е. с простых случаев смещений блоков пород по разломам.

При определении амплитуд простых перемещений имеются два варианта, предлагаемых нам природой, отличающихся некоторыми особенностями решений: а) по смещению характерных, единственных, неповторяющихся точек геологических тел с дизъюнктивом

и б) по перемещению контактов одного или серии параллельных геологических тел при известной линии скольжения.

Различия эти не принципиальные. В первом типе задач положение линии скольжения получается вместе с определением амплитуды перемещения, во втором же она должна быть определена другими способами и приложена к решению конкретного случая. Разбирая принцип решения задач каждого типа, мы постараемся рассмотреть различные случаи и показать те построения, которые для этого требуется произвести.

О п р е д е л е н и е а м п л и т у д п е р е м е щ е н и й п о с м е щ е н и ю х а р а к т е р н ы х т о ч е к. Допустим, что различные геологические исследования позволили выявить ряд жил и показали однородность их минерального состава, что дает основание считать эти жилы разновозрастными образованиями, смещенными одним и тем же разломом. Несмотря на сходство средних элементов залегания жил трех направлений и получивших номера 1, 2, 3, вполне правомерны сомнения в том, все ли из названных жил рис. 45 действительно есть смещенные их части, или некоторые из них являются частями других жил, еще не выявленных на поверхности из-за плохой обнаженности участка. Очевидно, решить это можно, рассчитав амплитуды перемещений, беря разные сочетания жил, дающих единные характерные точки, расположенные в плоскости секущего их разлома. При сходстве этих амплитуд вопрос решается в пользу правильности изображенной на рис. 45, а картины; если же эти амплитуды будут резко расходиться, то потребуются постановка ревизионных работ для детализации карты и поисков необнаруженных частей этих жил.

На рис. 45, а сплошными линиями показаны выходы трех непараллельных жил (жила 1 — угол падения СВ 60° , меридиональная жила 2 с падением на запад 60° и жила 3 — падающая на юг под углом 75°) и секущего их широтного разрыва. Плоскости этих жил, рассекаясь разломом, образуют линии скрещения, или следы пересечения с ним, а будучи графически продолжены, дадут характерные точки, по которым и можно будет рассчитать амплитуды перемещений всякого бока разлома относительно лежащего.

Так как жил три, то в южном (лежащем) и северном (висячем) блоках таких линий будет по три в соответствии с числом сочетания жил (из трех по две) — жил 1 и 2, жил 1 и 3 и, наконец, жил 2 и 3.

Если бы не было перемещений в плоскости разрыва, то линии скрещения отмеченных жил совпадали бы по обе стороны дизъюнктива. Места пересечений этих линий разрывом выражались бы в виде трех точек, названных нами характерными точками. Но поскольку по дизъюнктиву имели место перемещения, каждая из этих точек как бы «раздвоилась» (образовались три пары характерных точек). Линии, соединяющие эти раздвоившиеся точки, указывают нам направление и амплитуду перемещения в плоскости разрыва. Так как мы имеем три пары характерных точек, а для решения настоящей задачи достаточно одной пары, то можно не только получить

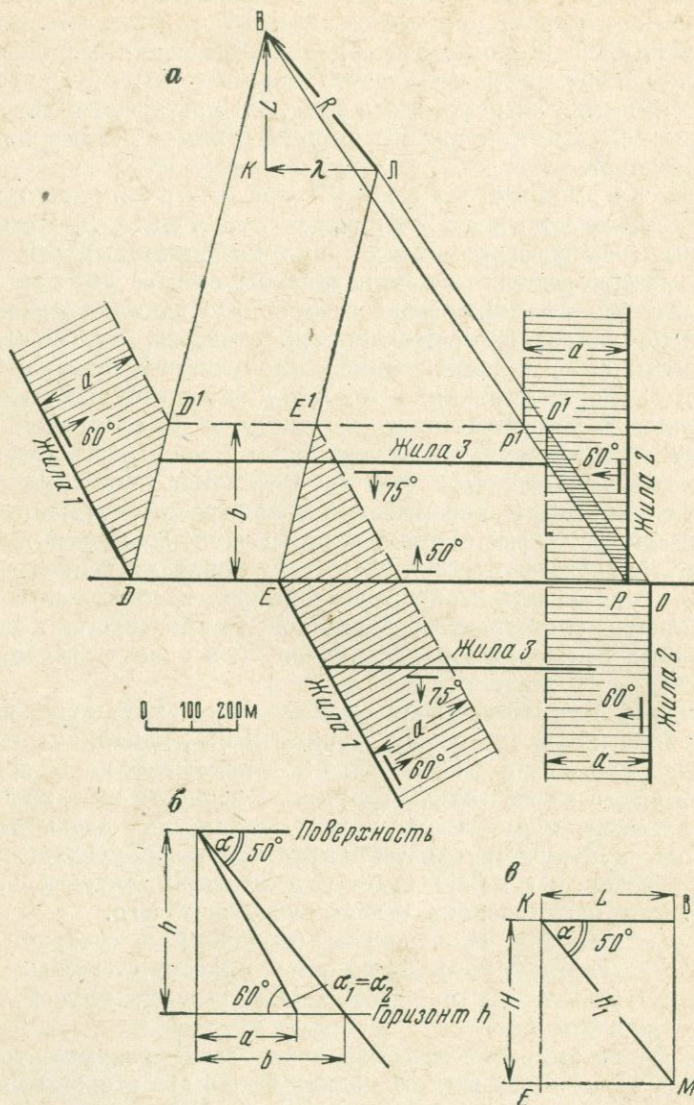


Рис. 45. Определение положения линии скольжения и амплитуды смещения жил 1 и 2, расположенных косо к простиранию пологопадающего разрыва по смещению характерных точек.

a — план; $б$ — совмещенные разрезы вкост простирания разрыва и жил; $в$ — разрез вкост простирания разрыва

сбросовую и сдвиговую составляющие, но и дважды проверить их и, наконец, вычислить их средние значения.

Рассмотрим первый вариант — сочетание разрыва и жил 1 и 2 (см. рис. 45). Для этого построим положение разрыва и жил на новом (нижнем) произвольном горизонте с глубиной, равной h . Очевидно, что и дизъюнктив, и жилы сместятся параллельно самим себе на некоторые расстояния по направлению падения. Для нахождения этих расстояний необходимо сделать небольшой дополнительный чертеж (рис. 45, б), на котором изображаются истинные углы падения жил (у обеих он равен 60°) и разрыва (50°).

Отсекая от поверхности горизонт, равный h , на нижнем горизонте мы получим расстояния a и b , на которые сместятся параллельно самим себе жилы (отрезок a) и дизъюнктив (отрезок b). В структурной геологии они именуются заложениями.

Построив, как указано на рис. 45, а, положение жил и разрыва на горизонте h , мы тем самым совместим планы поверхности (черные сплошные линии) и горизонта h (пунктирные линии). На этом плане виден ряд общих одноименных точек, соответствующих местам, в которых дизъюнктив пересекает жилы, расположенные в его висячем и лежащем боках. Для жилы 1 висячего бока дизъюнктива такими точками будут D и D^1 ; для жилы 2 — P и P^1 , соответственно для лежащего бока нарушения это будут точки E и E^1 (жила 1) и O и O^1 (жила 2). Соединив прямыми линиями одноименные точки (D и D^1 ; P и P^1 и т. д.), мы получим следы пересечений смещенных частей жил и разрыва или, как нередко говорят, линии скрещений жил и дизъюнктива. В том, что эти линии действительно являются геометрическим местом точек таких пересечений, читатель может убедиться путем сокращения или увеличения высоты горизонта h в 2, 3 раза и более, что вызовет такое же сокращение или увеличение отрезков a и b . Очевидно, что линии скрещений разрыва и жил могут быть продолжены в обе стороны от отмеченных характерных точек. Поскольку эти линии для жил 1 и 2 не параллельны, они пересекутся. Очевидно, в точке их пересечения пересекаются три поверхности — дизъюнктива и жил 1 и 2. Линии скрещений жил и разлома без дополнительных построений могут быть получены с помощью веерной линейки (см. ее описание).

При построении следует строго соблюдать два условия.

1. Находя точки пересечения линий скрещений жил и разрыва, следует строго различать, какие из них относятся к висячему, какие к лежащему бокам разрыва, т. е. искать пересечения этих линий следует раздельно для жил, расположенных в висячем (точка В) и лежащем (точка Л) боках разрыва.

2. Вести построения линий скрещений жил и разрыва либо для висячих, либо для лежащих боков, чтобы исключить влияние их мощностей на величину амплитуды.

Точки В и Л характерны тем, что до смещения жил разрывом они совпадали. Следовательно, только они и могут надежно показать, насколько переместились блоки один относительно другого и в каком

направлении. Очевидно, таким направлением будет линия $ЛВ = R$, соединяющая эти точки (т. е. линия скольжения)*.

Таким образом, отрезок $ЛВ = R$ будет представлять собой проекцию истинной амплитуды перемещения блоков на горизонтальную плоскость (т. е. выбранную нами плоскость проекций). Точка $В$ («характерная точка») является местом пересечения трех плоскостей, т. е. дизъюнктива и жил 1 и 2, расположенных в висячем боку нарушения, она смещена относительно такой же точки $Л$ лежачего бока вниз и к западу по падению плоскости нарушения. Следовательно, это нарушение является сбросо-сдвигом. Из сказанного также следует, что стрелка вектора, указывающая направление перемещения блоков, всегда должна быть направлена от $Л$ к $В$, т. е. к точке, характеризующей относительное перемещение висячего бока дизъюнктива.

Зная масштаб плана, легко найти числовые значения сбросовой и сдвиговой составляющих этого перемещения. Для этого прежде всего следует по правилу сложения и вычитания векторов (правилу параллелограмма) разложить вектор R на сдвиговую, т. е. горизонтальную составляющую λ , параллельную простиранию нарушения, и сбросовую составляющую L (ширину сброса), перпендикулярную к простиранию разрыва. Так как λ — это горизонтальная линия, на горизонтальную плоскость она будет проектироваться истинной величиной. Таким образом, отрезок λ можно перевести в числовую величину: $\lambda = 255$ м.

Зная ширину сброса $L = 300$ м (см. рис. 45, а), являющуюся проекцией на горизонтальную плоскость истинной амплитуды перемещения H_1 , и истинное падение плоскости нарушения $\alpha = 50^\circ$, мы можем найти H_1 , сделав лишь небольшие построения (см. рис. 45, в). На разрезе (рис. 45, в) показано истинное положение плоскости разрыва относительно линии горизонта и от места их пересечения (точки K) отложен отрезок $L = 300$ м, соответствующий ширине сброса. Опустив перпендикуляр из крайней точки B до пересечения с разрывом (как это показано на рис. 45, в), получим на линии нарушения отрезок $KМ = H_1 = 570$ м, т. е. истинную наклонную амплитуду сброса. Спроектировав точку M на вертикальную линию, получим точку E и отрезок $KE = H = 360$ м, т. е. вертикальную амплитуду сброса. Направление проекции линии скольжения ($ЛВ$) на горизонтальную плоскость берем с плана (рис. 45, а). Азимут этой линии равен $310^\circ 30'$.

Таким образом, задача по определению характера перемещения и числовых значений его элементов — λ , H , H_1 , L , а также азимута, по которому смещался висячий бок дизъюнктива ($ЛВ = R$), решена.

С целью проверки полученных данных разберем пример соотношения этого же дизъюнктива с жилами 1 и 3. Поскольку жила 3

* Опыт показывает, что подавляющее большинство перемещений относится к перемещениям прямолинейным, без сколько-нибудь заметного (более $5-6^\circ$) вращения блоков, т. е. здесь и везде речь идет о так называемых поступательных дизъюнктивах.

параллельна разрыву, в этом случае требуются несколько иные графические построения, к рассмотрению которых мы и перейдем.

Во избежание излишних построений, на том же горизонте, где пересекаются разрыв и жила 3, находим тем же способом след пересечения дизъюнктива и жилы 1 (рис. 46). Так как эта жила имеет такое

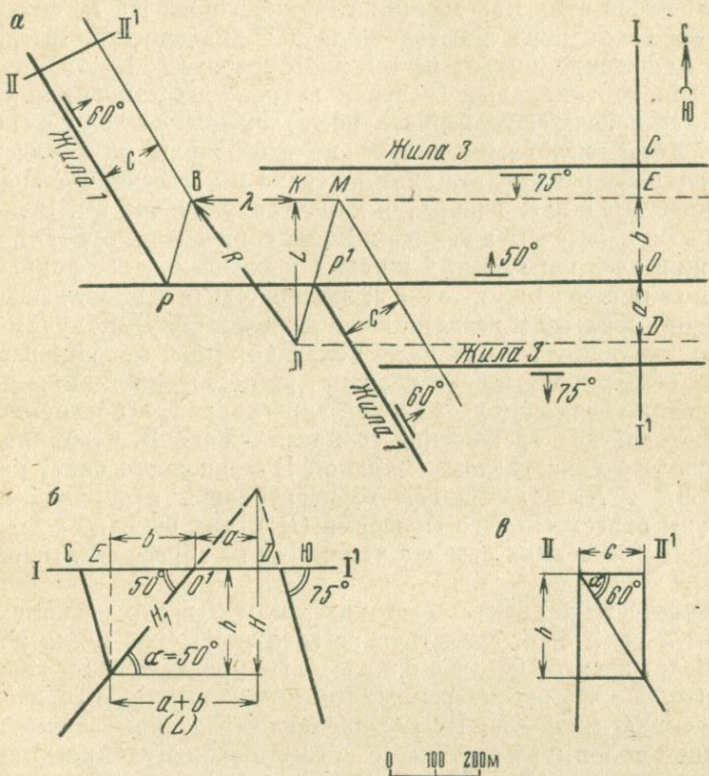


Рис. 46. Определение по смещению характерных точек амплитуды перемещения жил 1 и 3, расположенных одна — косо, а другая — параллельно к простиранию пологопадающего разрыва.

а — план; б — разрез по линии I—I'; в — разрез по линии II—II'

же простирание, что и дизъюнктив, но падает в противоположную сторону, то совершенно очевидно, что линия скрещения (пересечения) разрыва и жилы будет горизонтальна и параллельна их простиранию. Соответственно, при подобном расположении жилы 3 и разрыва прежний способ нахождения линии скрещения не пригоден. Проще всего линию их скрещения (пересечения) можно найти, построив разрез I—I' вквост их простирания.

На этом разрезе (см. рис. 46, б) видим, что в висячем блоке след пересечения жилы 3 и дизъюнктива будет находиться на расстоянии b от выхода дизъюнктива на поверхность и займет положение ED , между нарушением и жилой 3 (см. рис. 46, а). В лежащем блоке этот

след окажется выше поверхности эрозии и будет находиться на расстоянии a к югу от разрыва, занимая положение OD (см. рис. 46, a). Нанесем на этот же рисунок следы пересечения разлома и жилы \mathcal{Z} в виде пунктирных линий, параллельных их простиранию, проходящих через точки E и D .

Зная, после этих построений, глубину горизонта h , на котором висячем блоке пересекаются жила \mathcal{Z} и дизъюнктив, мы должны найти и положение жилы I на том же горизонте h . Построив дополнительный вертикальный разрез вкрест простирания жилы I (рис. 46, e), найдем ее горизонтальное заложение c и тем же способом на рис. 46, a изобразим положение этой жилы на горизонте h . Висячем боку разлома эта линия в точке B пересечется с аналогичной линией BE жилы \mathcal{Z} (образуя характерную точку B). В лежащем боку точкой пересечения тех же жил на горизонте h будет точка J . Продолжив след пересечения жилы I и разлома, т. е. линию MP^1 , до места ее пересечения в точке J линией JD (представляющей след пересечения жилы \mathcal{Z} и разлома в его лежащем боку), получим новую характерную точку J . Как было показано выше, это уже размытая часть разреза лежащего бока разлома, расположенная выше поверхности эрозии. Точка J будет второй характерной, неповторимой точкой, с которой до перемещения совпадала точка B . Соединим точку J — лежащего бока разлома с точкой B — висячего бока, получим вектор $JB = R$, являющийся горизонтальной проекцией полной амплитуды относительного смещения (R_1) этих боков.

В данных решениях стрелка указывает на сбросо-сдвиговое перемещение.

Для третьего варианта сочетаний жилы 2 и 3 с разломом, воспользуемся рис. 5, b , заимствуя из него заложение a для жилы 2 , имеющей тот же угол 60° , что и жила 1 . На уровне того же горизонта строим (только что рассмотренным путем) аналогичную горизонтальную проекцию (рис. 47). По положению характерных точек J и B определяем положение вектора R — горизонтальную проекцию полного перемещения (R_1). На рис. 47 для сравнения мы перенесли и положение тех же векторов из рассмотренных сочетаний жил. Они были разложены на составляющие движений блоков и с учетом масштаба карты переведены в числовые величины (табл. 5).

Из рис. 47 и табл. 5 видно, что три варианта решений дали некоторые расхождения в ориентировке вектора R и его длине. Это прежде всего связано с неточными данными о пространственном положении жил и разрыва и ошибками графических построений. Однако они вполне допустимы.

При решении двух последних вариантов, т. е. сочетаний жил 1 и 3 , а также 2 и 3 , где жила 3 имеет простирание, параллельное разрыву, а угол ее падения отличается от угла падения этого нарушения, отпадают некоторые дополнительные построения при определении H и H_1 после разложения вектора R на сдвиговую λ и сбросовую L составляющие. Как известно, сдвиговая составляющая λ будет величиной истинной, а сбросовая H и $L = JK$ (ширина сброса) будет проекцией наклонной высоты сброса H_1 на горизонтальную

плоскость. Для вычисления наклонной H_1 и вертикальной амплитуды сброса H нам потребовалось бы построить разрез вкрест простирання дизъюнктива, как это мы делали раньше (см. рис. 45, в). Здесь такое построение уже было сделано для определения проекций

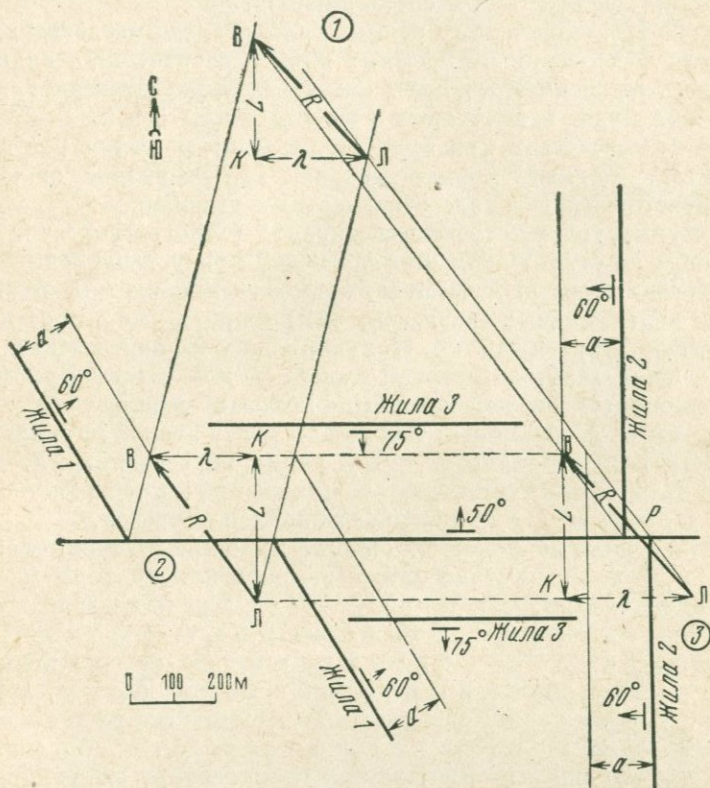


Рис. 47. Сопоставление амплитуд перемещений жил 1, 2 и 3 при различном их сочетании, вычисленных по смещению характерных точек (проекция на горизонтальную плоскость)

Таблица 5

Варианты расчетов амплитуд перемещений (см. рис. 47) при различных сочетаниях дизъюнктива и жил (в метрах)

Параметры	Жилы 1 и 2	Жилы 1 и 3	Жилы 2 и 3	Средние данные
Сдвиговая составляющая (λ)	255	235	258	249
Ширина сброса (L)	300	335	335	323
Вертикальная амплитуда сброса (H)	360	400	400	387
Наклонная амплитуда сброса (H_1)	570	625	625	607
Азимут простирання ($ДВ = R$)	$310^\circ 30'$	313°	$309^\circ 30'$	311°

пересечения дизъюнктива и жилы Z в лежащем и висячем блоках (см. рис. 46, б). На этом рисунке видно, что $LK = a + b = L$ и что H и H_1 были получены сразу же при составлении этого разреза. Нельзя на нем установить лишь величину λ ; она вычисляется путем разложения вектора R на составляющие.

Из этого трехвариантного решения следует, что мы действительно имеем дело со смещенными частями жил, а из рис. 45, а видно, что жила 2 дает «сдвоение», а жила 1 «зияние». То же «сдвоение», но уже разных жил будет в некоторых участках жилы Z с жилами 1 и 2, что надо иметь в виду при буровой разведке и интерпретации ее результатов. Данный пример хорошо характеризует значимость таких расчетов даже в виде этих частных выводов.

При острых углах встречи простираций геологических тел и разлома, чтобы не строить больших чертежей при установлении линии их пересечения, по изложенной выше методике следует построить один из вертикальных разрезов, например, вкрест простираения разлома, используя и табл. 4. Получив точку их пересечения, далее следует воспользоваться верной линейкой или сеткой Вульфа или Шмидта и определить, как нами было показано раньше, все требуемые углы (γ , ω , ϕ). Наконец, можно построить второй параллельный разрез и определить вторую точку линии пересечения плоскостей и уже по двум точкам установить ее положение в пространстве и вычислить углы γ , ω , ϕ с полученного плана и разрезов.

Наиболее часто допускаются ошибки при определении положения точек Л и В и при установлении направления вектора $R = ЛВ$. Необходимо помнить, что точка В есть место пересечения линий сопряжения (скрещения) дизъюнктива с контактами геологических тел, расположенных в висячем боку нарушения. Точка же Л есть место пересечения тех же элементов лежащего его бока. Поскольку тип нарушения определяется по характеру смещения висячего бока разлома относительно лежащего, т. е. висячему боку придается роль подвижного элемента, то стрелка вектора R всегда должна быть направлена от точки Л к В. Анализируя направление вектора R в плоскости дизъюнктива, т. е. определяя, направлен ли он по восстанию или по падению плоскости разлома, мы соответственно устанавливаем, взброс это или сброс, а при косом положении — соответствующие их комбинации со сдвигом. При соблюдении этих основных принципов никогда не будут допущены ошибки в установлении вектора, а также в определении типа нарушения. Следует подчеркнуть рекомендацию общего характера. Чем крупнее чертеж, а соответственно масштаб планов или карт, тем меньше возникает ошибок при графических построениях. В тех случаях, когда масштаб карты мелкий и может привести к существенным ошибкам при отмеченных выше графических построениях, следует увеличить масштаб плана или карты, перенеся на нее не все геологические структуры и тела, а лишь те из них, которые необходимы для графических расчетов амплитуд.

Остановимся на разборе довольно частых случаев, когда разрыв вертикален, а пересекаемые им геологические образования имеют различные элементы залегания. Совершенно очевидно, что проектировать все эти элементы на горизонтальную плоскость, как это делалось выше, нельзя, так как они сольются в одну линию. В этих случаях лучше всего проектировать все на вертикальную плоскость самого разрыва. Разберем несколько примеров.

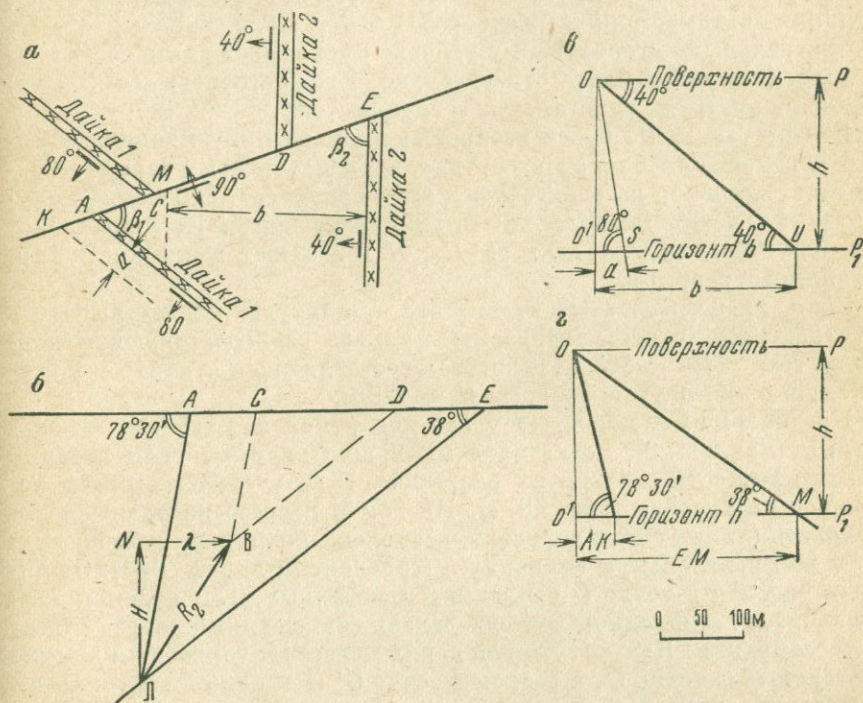


Рис. 48. Расчет амплитуды перемещения даек при вертикально падающем разрыве.

a — план; *б* — разрез в плоскости разрыва; *в* — смещенный разрез вкrest простираения даек 1 и 2; *г* — нахождение видимых углов падения даек в направлении простираения разрыва (разрез)

На рис. 48, *a* изображены две дайки гранит-порфиров одинакового состава и возраста, смещенные вертикально падающим разрывом северо-восточного простираения. Дайки падают на запад и юго-запад под различными углами и секутся дизъюнктивом под косым углом. С первого взгляда трудно сказать, каков характер перемещения. Поэтому следует сделать разрез (см. рис. 48, *б*) вдоль плоскости дизъюнктива в том же масштабе, что и на рис. 48, *a*. Так как разрыв сечет дайку косо, то по табл. 4 находим поправки на углы, зная, что β_1 и β_2 — углы встречи между линиями простираения разреза и геологических тел и истинные углы падения последних. Так, для дайки с углом падения $\alpha_1 = 80^\circ$ и углом $\beta_1 = 60^\circ$ находим $\omega_1 = 78^\circ 55'$

и для второй дайки при $\alpha_2 = 40^\circ$ и $\beta_2 = 70^\circ$ находим $\omega_2 = 38^\circ 25'$. Округляя эти углы до $\omega_1 = 79^\circ$ и $\omega_2 = 38^\circ 30'$, изображаем их на разрезе. Поскольку разлом вертикален, то северо-западный блок считаем условно висячим, а противоположный лежачим. Следы пересечения разлома с дайками «лежачего» бока изобразим сплошными линиями, продолжая которые до пересечения, находим характерную точку В, а те же линии в «висячем» боку разлома изобразим пунктиром и найдем другую аналогичную характерную точку Л, соединив которые, получим вектор ЛВ = R_2 . Положение вектора R_2 и его стрелка (по оговоренному условию) показывают, что северо-западный (висячий) блок относительно юго-восточного (лежачего) блока поднимался, сдвигаясь к северо-востоку.

Вектор ЛВ = R_2 будет изображать нам истинную величину ко-сого перемещения блоков в вертикальной плоскости разрыва. Разложив этот вектор на сдвиговую и взбросовую составляющие, получим также истинные величины этих перемещений. Истинными все они будут потому, что векторы R_2 , H и λ лежат в плоскости вертикального разрыва.

Зная масштаб чертежей, все эти амплитуды можно выразить в метрах. Так, в рассматриваемом примере равнодействующая движений ЛВ = $R_2 = 205$ м, сдвиговая составляющая $\lambda = 110$ м и вертикальная амплитуда взброса $H = 175$ м.

Предположим теперь, что у нас под рукой нет табл. 4 и номограммы (прилож. 3), по которой мы нашли видимые углы падений даек в плоскости сечения их разрывом. В этом случае сделаем несложное построение (рис. 48, в). На нем в разрезе изображаем поверхность (линия OP) и горизонт, расположенный ниже этой поверхности на произвольную величину h (горизонт h ; линия O^1P^1). От линии горизонта в точке O откладываем истинные углы падения даек и разлома, т. е. на одном чертеже делаем совмещенный разрез вкрест их простираения. Контакт первой дайки пересечет горизонт h в точке S , второй — в точке U , а разлом в точке O^1 (так как он вертикален).

Очевидно, что в направлении линии падения на горизонте h проекция висячего бока первой дайки будет отстоять от ее выхода на поверхности на величину $O^1S = a$, а второй — на величину $O^1U = b$, положение же самого дизъюнктива, падающего вертикально, не изменится. Эти горизонтальные заложения a и b используем на рис. 48, а, проводя пунктиром положение только висячих боков даек на горизонте h (что достаточно) и получаем, как и в прежних аналогичных проекциях, совмещенный план поверхности и горизонта h . На этом плане видно, что разлом рассекает дайку на отмеченных горизонтах под косым углом в точках A и K у первой дайки и M и E у второй дайки. Замерив расстояния между указанными точками (вдоль линии разлома) на дополнительном чертеже (см. рис. 48, в), на горизонте h отмеряем эти расстояния от вертикальной линии OO^1 в виде отрезков AK и EM . На нем сохраняем ту же высоту $h = OO^1$. Соединив точки O и K и O и M прямыми линиями, получим при точках K и M видимые углы падения даек в данном вертикальном сечении. Измерив их транспортиром, получим видимый угол падения

первой дайки, равный $78^{\circ} 30'$, и второй — 38° . Сравнивая эти углы с углами, определенными ранее по табл. 4, видим, что расхождения их не превышают $30'$. Получив таким путем указанные углы, мы можем теперь использовать их для построения охарактеризованной выше вертикальной проекции (см. рис. 48, б).

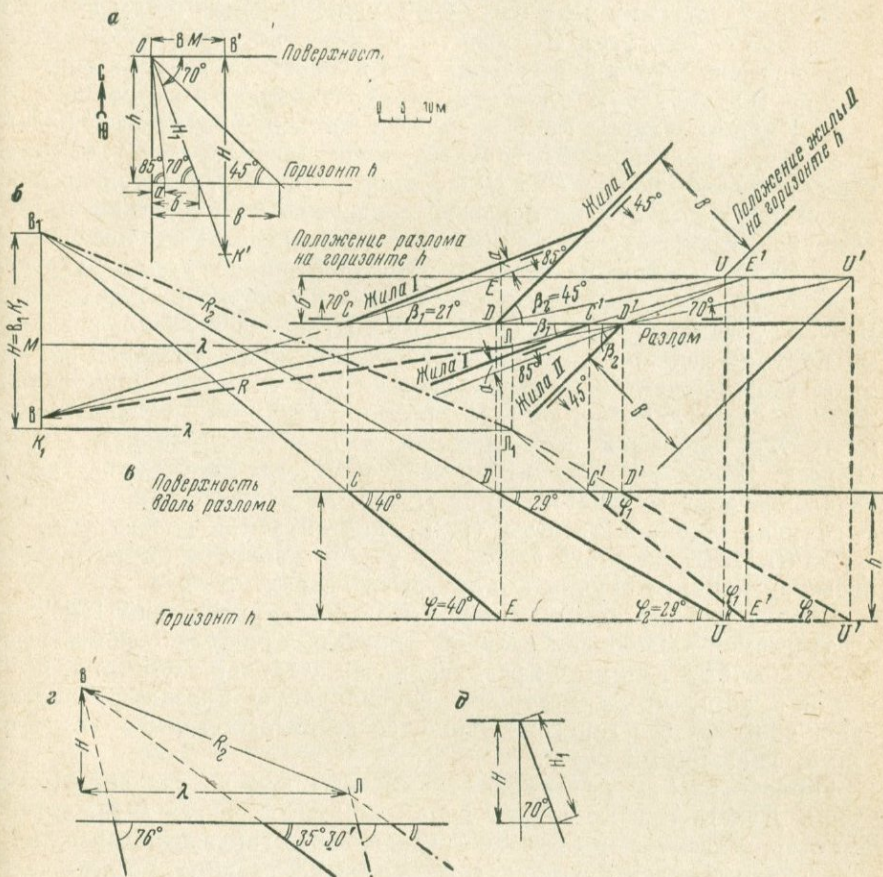


Рис. 49. Расчет амплитуды перемещений двух жил по крутопадающему разлому.

а — вертикальное сечение жил и разлома; б — совмещенная горизонтальная проекция жил на поверхности и горизонте h (план); в — вертикальная проекция жил, параллельная простиранию разлома; г — вертикальная проекция разлома; д — дополнительный разрез

Разберем другой случай, когда разлом падает под крутым углом, например 70° (а жила I еще круче), и составление горизонтальной проекции не рационально, потому что возможны большие ошибки графических построений. В этом случае следует составлять либо вертикальную проекцию, параллельную простиранию разлома (рис. 49, в), либо проекцию в наклонной плоскости самого разлома.

Отмеченную вертикальную проекцию проще всего и точнее построить при наличии веерной линейки. Для этого на плане (рис. 49, б)

следует измерить транспортиром (или вычислить из непосредственных замеров) угол $\beta_1 = 21^\circ$ между простиранием жилы I и простиранием разлома в месте их встречного падения и, зная углы падения жилы I — 85° и разлома — 70° , найти на линейке угол $\varphi_1 = 40^\circ$, как это было рассказано при описании веерной линейки. Так же находим, по известному углу $\beta_2 = 45^\circ$ и углам падения жилы II — 45° и разлома — 70° , угол $\varphi_2 = 29^\circ$. Как известно, φ_1 и φ_2 отражают углы наклона следов пересечения жил плоскостью разлома в проекции на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разлома. Имея их и места, где разлом сечет жилы на поверхности (в данном случае, для простоты, горизонтальной поверхности), т. е. точки C и D в висячем боку и C^1 и D^1 в лежащем его боку, нам только и остается под этими углами показать положение жил в данной проекции, без производства каких-либо предварительных построений (рис. 49, *е*). Продолжив каждую пару полученных линий висячего и лежащего боков, мы получим соответственно точки их пересечения B_1 и L_1 . Соединив точки L_1 (лежащего) и B_1 (висячего) боков разлома, мы получим вектор R_2 — вертикальную проекцию истинной амплитуды взбросо-сдвигового перемещения. Его остается лишь разложить на составляющие. На этой проекции истинную величину будет иметь λ — сдвиговая составляющая и H — вертикальная высота взброса. Наклонную амплитуду взброса H_1 мы получим на дополнительном разрезе (рис. 49, *а*) по $H = B^1K^1$ — катету противолежащего угла падения разлома (70°), гипотенузой которого и будет $H_1 = OK^1$. Переведя эти отрезки, с учетом масштаба карты, в цифровые значения, получим амплитуды в метрах.

Если у нас нет еще сделанной на основе приложений 1 и 2 по предлагаемой технологии веерной линейки, придется строить проекции обычным путем по правилам начертательной геометрии, причем для того, чтобы построить вертикальную проекцию, нельзя будет обойтись без горизонтальной, со всеми ожидаемыми неточностями, указанными выше.

Горизонтальную проекцию строим обычным, не раз описанным путем. Для этой цели делаем дополнительный разрез (рис. 49, *а*), на котором изображаем высоту произвольного горизонта h , и на нем определяем горизонтальные заложения жил и разлома, по их истинным углам падения: а — для жилы I, б — для разлома и в — для жилы II. Исходя из этих заложений, строим положение разлома и жил на горизонте h , проводя параллельные им линии на расстояниях, соответствующих перечисленным выше заложениям (см. рис. 49, *б*). В висячем боку разлома линия, соединяющая точки C и E , будет горизонтальной проекцией следа пересечения разлома и жилы I. Параллельной ей линией будет C^1E^1 — след пересечения их же, но в лежащем боку разлома. Линия DU будет следом пересечения разлома и жилы II в висячем боку разлома и ей параллельная линия D^1U^1 в лежащем боку. Продолжив до пересечения линии следов пересечения жил и разлома, принадлежащих лежащему боку, получим точку L , и таких же линий в висячем боку разлома, получим точку B . Соединив линии BL , будем иметь вектор R , стрелка

которого указывает в сторону движения висячего (подвижного) бока разлома, т. е. точки В. Этот вектор R будет горизонтальной проекцией полного перемещения висячего бока разлома относительно лежащего, т. е. вектора R_1 , расположенного в плоскости самого разлома. Нам остается разложить вектор R на составляющие взбросо-сдвигового перемещения. Очевидно, λ будет проектироваться в истинную величину как линия горизонтальная, а наклонная высота взброса H_1 будет изображаться в виде отрезка $ВМ$. Этот отрезок будет являться прилежащим катетом прямоугольного треугольника с углом падения 70° , поскольку H лежит в плоскости разлома, совпадая с линией его падения, т. е. H_1 будет являться гипотенузой этого треугольника. На рис. 49, а, отложив отрезок $ВМ$, как это на нем показано, получим H_1 и H — истинную высоту взброса, как противолежащий катет того же угла 70° , т. е. в плоскости разлома, на котором располагается вектор R_1 — полной (неискаженной) амплитуды перемещения. При точных построениях они естественно должны быть теми же, что были получены нами прямым построением на основе углов φ_1, φ_2 , полученных на верной линейке.

Поскольку линии, определяющие положение точек В и Л, имеют очень острые углы встречи, небольшие изменения в их положении могут существенно сдвинуть эти точки. Поэтому для контроля построим вертикальную проекцию, корректирующую только что построенную — горизонтальную.

Для построения вертикальной проекции проведем две линии — верхнюю, отражающую рельеф (в данном случае горизонтальный), и нижнюю, на ранее выбранном нами горизонте h , т. е. с разностью высот между этими линиями, равной h , что бы не нарушить правильность построений. Далее на верхнюю линию (поверхность) спроектируем точки пересечения жил разломом C, D, C^1 и D^1 на той же поверхности и отметим их теми же буквами. Таким же образом спроектируем те же точки пересечения жил разломом, но уже находящиеся на горизонте h , т. е. точки E, U (висячего бока) и E^1 и D^1 (лежащего бока разлома). Соединив точки C и E , будем иметь вертикальную проекцию следа пересечения разломом жилы I. Наклон линии CD к горизонту будет отражать угол $\varphi_1 = 40^\circ$ (по замеру транспортом). Соединив точки D и U , получим аналогичную проекцию следа пересечения разлома и жилы II. Наклон ее к горизонту дает угол $\varphi_2 = 29^\circ$. Соединив точки E^1 и D^1 , получим такой же след пересечения жилы I и разлома и точки D^1 и U^1 — для жилы II и разлома, которые расположены в лежащем боку разлома. Очевидно, углы их наклона к горизонту φ_1 и φ_2 те же самые. Далее поступаем так, как это было описано в самом начале разбора данного примера, т. е., продолжая линии пересечения жил разломом CE и DU , в висячем боку получим точку их пересечения В и тех же жил и разлома в лежащем боку (линий C^1E^1 и D^1U^1) получим точку Л, соединяя которые, будем иметь вектор R_2 — вертикальную проекцию полной амплитуды перемещения R_1 . Разложение вектора R_2 на составляющие дано выше.

Как видно из этих долгих построений двух проекций, путем взаимоувязок мы получим одинаковый результат расчета амплитуд и их составляющих: $\lambda = 93$ м, $H = 39$ м и $H_1 = 41,7$ м.

Если бы мы, глядя на план (см. рис. 49, б), решили, что при таком крутом падении разлома не следует затевать долгих построений, и упростили бы задачу, пренебрегая ролью угла встречи разлома и жил (β) и влиянием угла падения разлома, приняв разлом за вертикальную плоскость, то пришли бы к неверным результатам расчета. При таком упрощенном подходе к построениям, где по табл. 4 взяты видимые углы падения жил при пересечении их вертикальной плоскостью, получили бы при угле встречи жилы I и разлома $\beta \cong \cong 20^\circ$ видимый угол ее падения, равный 76° , а для жилы II видимый угол падения будет $35^\circ 30'$ (при $\beta = 45^\circ$). Построив на этой основе вертикальную проекцию (см. рис. 49, з), мы отчетливо видим, насколько расходятся амплитуды H , H_1 и λ , а также длины векторов R_2 в одинаковых проекциях (см. рис. 49, а, б, в, з). На ошибочность решения таким путем обратили внимание М. Н. Джапаридзе и О. Д. Мардалейшвили (1974). Этот же вывод следует не только из соответствующего сравнения углов $\varphi_1\varphi_2$ с видимыми углами падения жил I и II в проекции рис. 49, з, но и из общего рассмотрения, как изменяются углы φ при различных сочетаниях плоскостей, что было нами рассмотрено в разделе о верной линейке.

Роль рельефа. Для того чтобы не усложнять первых наших примеров и ввести читателя в курс простейших приемов графических решений задач, основанных на приемах начертательной геометрии, а также в какой-то степени развить пространственное представление, мы умышленно не учитывали рельеф местности и вели все наши рассуждения так, как если бы рассматривали погоризонтные планы или практически горизонтальный рельеф местности. Однако, как правило, основным материалом является геологическая карта обычно расчлененной поверхности. Если мы не будем учитывать рельеф (а, к сожалению, такие примеры нередки) и возьмем прямо с карты расстояния между смещенными частями пласта, результат расчета амплитуд перемещения получится неверный. Нередки случаи, когда выход пласта или разрыва на расчлененную поверхность земли в произвольно выбранном участке принимается за истинное их простираие. Естественно, при таком ошибочном подходе к вопросу мы не можем ожидать и правильного решения задачи. Для иллюстрации влияния рельефа разберем один из примеров.

На геологической карте (рис. 50, а) видна моноклинально падающая пачка пород с маркирующим горизонтом кремнистых сланцев и секущей их дайкой. В процессе полевых и камеральных работ было установлено, что разлом возник после внедрения дайки кварцевого порфира и относится к простым (однократным) нарушениям. Это дает нам основание установить амплитуду перемещения по характерным (неповторимым) точкам. Очевидно, их можно найти, определив положение линий пересечения разлома с дайкой кварцевого порфира и его же с маркирующим горизонтом пород как со стороны лежащего, так и висящего блока, где видны их смещенные части.

Совершенно ясно, что для расчетов брать с карты расстояния между смещенными частями горизонта кремнистых сланцев и дайки кварцевого порфира мы не можем, ибо они находятся на разных гипсометрических отметках. Более того, для кремнистых сланцев имеется большой выбор точек по разные стороны разлома, где обнажаются их контакты, и какие расстояния следует принимать в расчет не столь уж ясно (AA^1 или AD^1 , наконец $A'Ж^1$). Для того чтобы выбор их был не случайным и все они находились бы на одном гипсометрическом уровне, очевидно, можно пойти по линии составления схематического погоризонтного плана, точнее узкой его полосы, захватывающей оба бока разлома, на котором следует показать только то, что пригодится для расчетов, а не контакты всех пород, имеющих на карте. Выбор высоты горизонта — на усмотрение геолога, так как это не изменит сути и конечных результатов расчетов. Имея такой план, можно вести расчеты амплитуд, строя на этой базе горизонтальную совмещенную проекцию тех же, вынесенных на план, контактов пород на новом произвольном горизонте h , т. е. идя известным, описанным ранее путем.

Более короткий путь решения задачи — построение вертикальной проекции, параллельной простирацию разлома, либо проекции в плоскости самого разлома. Поскольку обе эти проекции имеют еще и большое практическое значение, ибо они часто строятся для подсчета запасов, проекта разведочных работ и т. п., — их стоит рассмотреть.

Ввиду того что отмеченные выше проекции не всегда строятся корректно, мы на этом примере покажем, как это делается и какие принципы необходимо соблюдать при таких построениях.

Прежде всего находим и изображаем на карте линию простира-ния разлома. Такой линией на рис. 50, *a* будет линия I—I.

Принципиальные отличия разреза и проекций в плоскости разлома (жилы и т. д.) или в вертикальной плоскости, параллельной разлому, состоят в том, что на разрезе мы обязаны изображать то, что сечет разрез вдоль намеченной линии (например, I—I), а на проекциях мы изображаем следы пересечений наклонной плоскости разлома, контактов пород и рельеф местности. Именно они изображаются либо в проекции на вертикальную плоскость, параллельную его простирацию, либо в плоскости самого разлома, в масштабе данной карты. Как бы ни была сдвинута линия проекции параллельно ее первоначального положения I—I, никаких изменений в контурах на проекциях не будет и коренным образом изменится разрез от подобных перемещений линии разреза.

Здесь допускаются первые ошибки, а вместе с ними и другие, обусловленные ими.

Для построения вертикальной проекции по линии I—I необходимо вначале спроектировать те точки на горизонталях рельефа, которые пересекает извилистая линия разлома на поверхности Земли, а затем спроектировать пересекаемые им же контакты пород, расположенные висячем и лежащем боках разлома (пунктирные линии, перпендикулярные к линии I—I, показывают проекции точек А,

Б, А¹, Б¹ и других). Никким образом не следует получать эти точки путем продолжения линий простираия пород от выхода их у разлома до линии I—I.

В результате этого мы получим вертикальную проекцию рельефа, видимого по извилистой линии разлома, и контактов пород, рассекаемых здесь же наклонной плоскостью разлома (см. рис. 50, з)

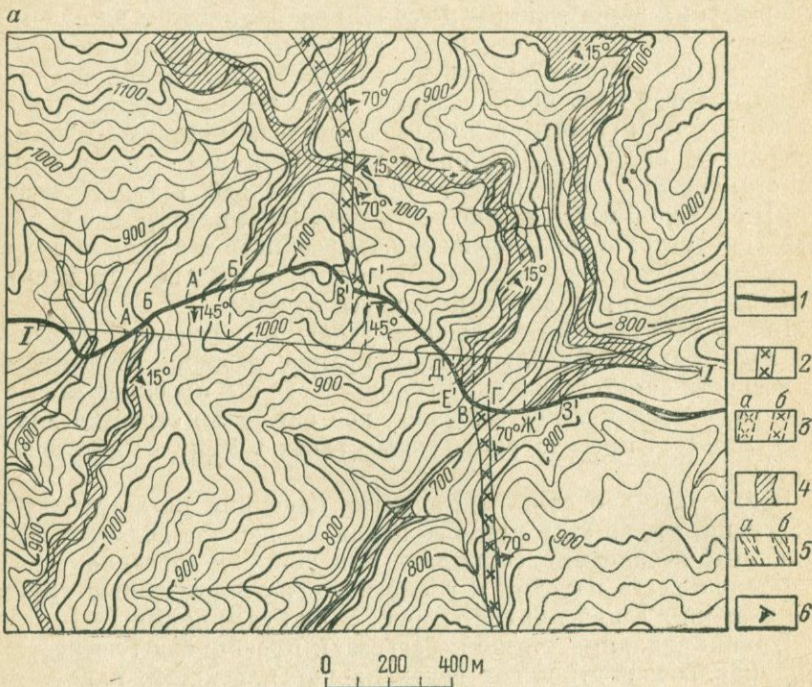


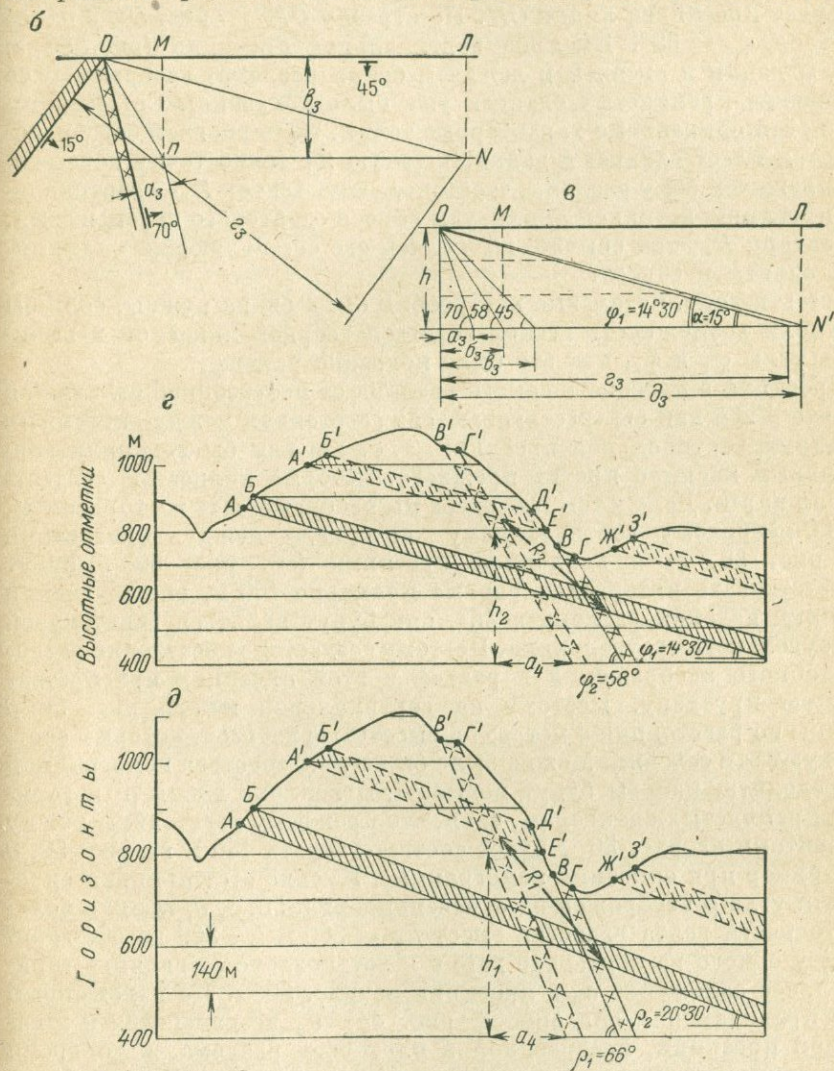
Рис. 50. Расчет амплитуд смещения с учетом рельефа.

а — участок геологической карты; б — определение линии сопряжения разлома с породами; в — расчет заложения разлома и пород; г — проекция на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разрыва; д — проекция на плоскость разлома. 1 — выход разрыва на поверхность; 2 — дйка кварцевого порфира; 3 — то же, на рис. г и д в лежачем (а) и всячем (б) боках разлома; 4 — маркирующий горизонт кремнистых сланцев; 5 — то же, на рис. г и д в лежачем (а) и в всячем (б) боках разлома; 6 — элементы залегания пород

Все то, что располагается со стороны всячего бока разлома, падающего под углом 45°, мы изображаем сплошными линиями, а те же элементы со стороны лежачего бока — пунктирными.

В связи с тем что горизонт кремнистых сланцев в лежачем боку разлома выходит на поверхность не один раз, угол его наклона в данной проекции получился по построению равным 14° 30'. Это обстоятельство позволяет провести его под тем же углом и в всячем боку разлома от точек А, Б. Кстати, этот угол оказался таким и по расчетам, которые велись нами на дополнительных чертежах (см. рис. 50, б и в). На дополнительном чертеже (см. рис. 50, б) приведен план, на котором в одну точку О сведены разлом и все выходы по-

род с сохранением углов между их истинными простираниями, и даны углы их падения. Это сделано для уменьшения габаритов чертежа и предназначено для определения линий пересечения разломом дайки и горизонта кремнистых сланцев и расчетов углов φ для построения



вертикальной проекции (см. рис. 50, г). Дополнением к нему является рис. 50, в, где на разрезе рассчитаны заложения: a — дайки; e — разлома; g — горизонта кремнистых сланцев и другие расчеты, в пределах выбранного горизонта h . С помощью этих двух чертежей определяем угол φ , для чего проектируем след пересечения разломом кремнистых пород ON (см. рис. 50, б) на линию простирания в точку L . По отрезку OL на рис. 50, в находим угол $\varphi_1 = 14^\circ 30'$,

как это не раз уже объяснялось раньше. Как было сказано, он у нас получился и при построении разреза. Для дайки угол φ_2 определяем тем же путем, проектируя след ее пересечения разломом, т. е. проектируем линию $ОП$ на ту же линию простирания разлома. Отрезок $ОМ$ будет проекцией линии $ОП$. По отрезку $ОМ$ на рис. 50, а находим угол $\varphi_2 = 58^\circ$. Имея на вертикальной проекции (рис. 50, з) выходы дайки в висячем и лежащем боках разлома, изображаем ее (положение кремнистых сланцев уже было показано). Остается теперь найти одинаковые характерные точки, где в висячем боку пересекаются пласт сланцев и дайка, и такую же точно точку пересечения в лежащем боку разлома, чтобы получить вектор R_2 — вертикальную проекцию истинной амплитуды сбросо-сдвигового перемещения. По вектору R_2 , как обычно, вычисляем его составляющие — амплитуды сдвига и сброса.

Все эти дополнительные построения были бы не нужны, если бы мы имели возможность воспользоваться веерной линейкой и вычислить углы φ_1 и φ_2 , как это было показано раньше.

Проекция в плоскости самого разлома от построенной отличается тем, что в ней как бы «растягиваются» расстояния между высотными отметками вертикальной проекции, т. е. мы как бы изменили вертикальный масштаб против прежнего, который полностью соответствовал карте. Дело в том, что здесь мы изображаем те же горизонты, но 100-метровому вертикальному интервалу между горизонтами (см. рис. 50, з) в наклонной проекции (см. рис. 50, д) будут соответствовать интервалы, равные примерно 140 м, ибо в сечении по линии падения разлома в 45° , они будут являться гипотенузой прямоугольного треугольника. Поэтому создается впечатление разномасштабного изображения и рельеф в этой проекции приобретает большую крутизну. Поэтому на вертикальной шкале рис. 50, д указаны не расстояния в метрах, а высоты горизонтов, которым соответствуют эти сечения. Можно было бы воспользоваться номограммой и определить, каковы будут новые углы наклона дайки ρ и горизонта кремнистых сланцев ρ_2 , зная, что прежнему расстоянию между горизонтами на рис. 50, з будет соответствовать 140 м на рис. 50, д (см. пример при описании номограммы). Именно этот принцип определения угла ρ изображен на отмеченных рис. 50, з, д, где для большей точности взята разность высот $h_2 = 300$ м (от 800 до 400 горизонта) у одного из контактов дайки и установлено ее видимое горизонтальное заложение a_3 в проекции на рис. 50, з. По изложенным ранее правилам (см. описание к рис. 44) a_3 не изменится и в наклонной проекции, построенной в плоскости разлома, в то время как истинное расстояние между теми же горизонтами здесь будет $h_1 = 420$ м. Так как h_1 и a_3 есть катеты угла ρ , остается только измерить угол транспортиром или получить с помощью номограммы. Наконец, угол ρ можно вычислить по приведенным ранее формулам (9) и (42).

Имея эту проекцию, берем те же характерные точки и определяем здесь истинную амплитуду относительного смещения блоков. Ее будет отражать вектор R_1 . Как его разложить на составляющие

(учтя масштаб карты) и выразить в цифрах, известно по прежним примерам.

Определение амплитуд перемещений при известной линии скольжения. В случаях, когда в обнажении видна серия моноклинально залегающих пород, установить характер перемещения невозможно. Если же тем или иным

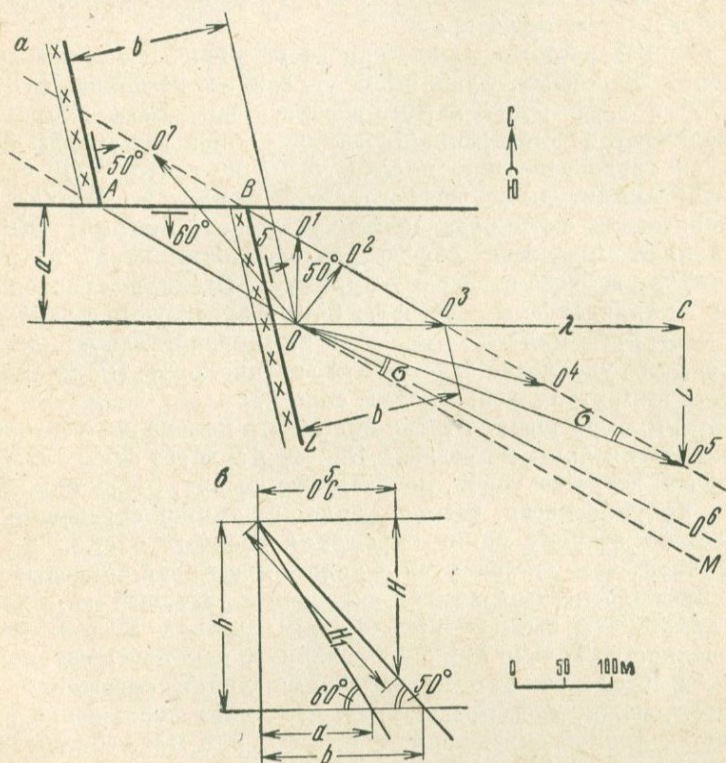


Рис. 51. Возможные варианты перемещения дайки кварцевого порфира.

a — план; *b* — совмещенный разрез вчрест простирания разрыва и дайки

путем (по бороздам, штрихам скольжения, данным микроструктурного анализа и т. д.) она была установлена, решить такую задачу можно.

Рассмотрим, как могли перемещаться точки, лежащие на некогда общей линии скрещения. Возьмем одну из них — точку *O*. После того как части даек были смещены и заняли положение, указанное на плане (рис. 51, *a*), точка *O* как бы раздвоилась — одна ее часть, расположенная в лежащем блоке, сохранилась на прежнем месте, а другая, находящаяся в висячем блоке, переместилась в направлении линии смещения. Если эта линия параллельна простиранию дизъюнктива, точке *O* висячего блока будет соответствовать некогда

совпадавшая с ней точка O^3 . Если же линия скольжения была наклонена под различными углами к простираению, перемещаясь, она могла занимать положение O^4 , O^5 , O^6 и т. д. Такие ее положения соответствуют сбросо-сдвиговым смещениям, ибо эти векторы направлены к востоку и вниз по падению дизъюнктива. Точка же O^1 , расположенная над точкой O строго по восстанию нарушения, будет характеризовать взбросовое перемещение. Точки O^2 , O^7 будут характеризовать взбросо-сдвиговые смещения.

Из анализа чертежа, приведенного на рис. 51, а, вытекает ряд следствий. Во-первых, каждый из указанных векторов, OO^1 , OO^2 , OO^3 , OO^4 и т. д. будет характеризовать не только направление, но и величину перемещения (проекцию полной амплитуды перемещения на горизонтальную плоскость). Так, вектор OO^1 является проекцией амплитуды взбросового перемещения, вектор OO^3 будет характеризовать истинную величину сдвига, векторы OO^4 , OO^5 представляют проекции сбросо-сдвиговых амплитуд, а векторы OO^2 и OO^7 — взбросо-сдвиговых амплитуд. Очевидно, разложив последние на сдвиговую и сбросовую (или взбросовую) составляющие, мы получим проекции этих смещений на горизонтальную плоскость. По проекциям уже легко будет найти вертикальную (H) или наклонную (H_1) амплитуду взброса или сброса.

Во-вторых, совершенно четко видно, что положение векторов может изменяться лишь в пределах 180° от AO через OO^1 до OM , т. е. в плоскости веера векторов, показанного на рис. 51, а, или, как говорят, в полуплоскости, расположенной за линией скрещения лежащего блока в сторону линии скрещения висячего блока.

В-третьих, чем меньше угол σ между проекцией борозд на горизонтальную плоскость и линией скрещения дизъюнктива с висячим боком дайки, тем быстрее растет длина вектора R , приближаясь к бесконечности. Только при бесконечно больших перемещениях, при которых в бесконечности параллельные линии скрещения могут пересечься, можно себе представить, что линия скольжения блоков совпадает с линией скрещения, т. е. с OA или OM . Учитывая, что в реальной геологической обстановке не может быть даек и жил, протягивающихся в глубину на многие километры, следует относиться с подозрительностью к линиям скольжения, почти параллельным или расположенным под очень острыми углами к линиям скрещения дизъюнктива с дайками. В таких случаях необходимо тщательно проверить весь геологический и графический материал, чтобы выяснить причины этого явления, так как могли быть либо неверны построения, либо неточны данные по элементам залегания, либо, наконец, было несколько этапов перемещений и установленная линия скольжения блоков относится к одному из них.

Чтобы закончить рассмотрение этого примера, представим себе, что в поле была установлена линия скольжения и на наш чертеж нанесена ее проекция на горизонтальную плоскость (см. рис. 51, а). Пусть это будет линия OO^5 . Положение ее указывает, что мы имеем сбросо-сдвиг. Разложив вектор $OO^5 = 330$ м на проекции сдвиговой и сбросовой составляющих, получим следующие величины: сдвиг

$OC = \lambda = 315$ м, вертикальная высота сброса $H = 113$ м; наклонная высота сброса $H_1 = 145$ м; ширина сброса $O^5C = L = 95$ м.

Разберем другой пример. Представим себе, что дизъюнктив, падающий под углом $\alpha = 40^\circ$ на юго-запад, косо сечет дайку северо-западного простирания и смещает ее в плане на величину AC (рис. 52, а). Построив совмещенные разрезы вкрест простирания разрыва и дайки,

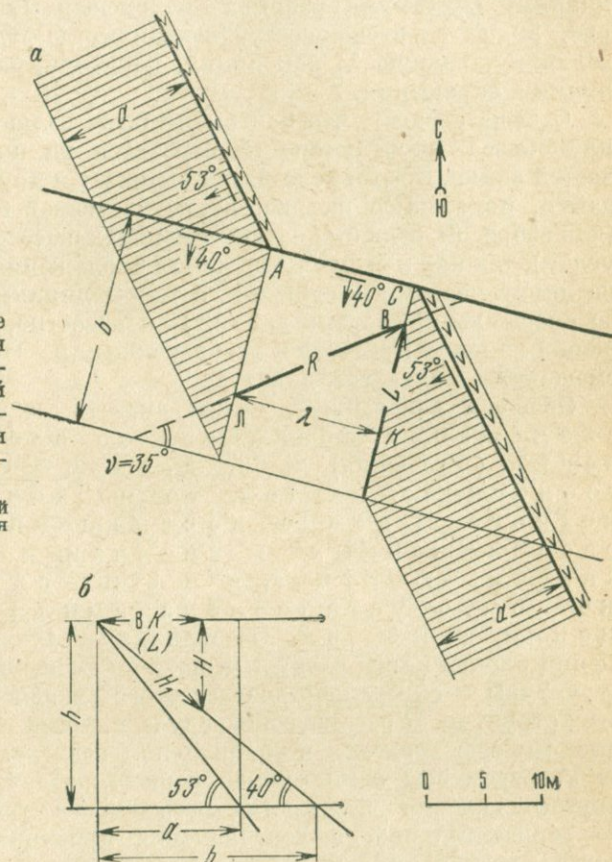


Рис. 52. Определение амплитуды перемещения дайки диабазовых порфиров по установленной линии скольжения (линия скрещения дайки и разрыва совпадает с падением разрыва).

а — план; б — совмещенный разрез вкрест простирания разрыва и дайки

найдем их заложение на горизонте h . По данным полевых и камеральных исследований установлено, что линия скольжения склоняется под углом β к юго-западу, а ее проекция на горизонтальную плоскость оказывается расположенной под углом $\gamma = 35^\circ$ к простиранию разрыва. Нанеся пунктиром эту линию, мы увидим, что она сечет линии скрещения нарушения и дайки в точках Л (для лежащего блока) и В (для висячего блока). Очевидно, линия ЛВ есть проекция пути, который прошла одна из точек висячего бока дайки, и является проекцией полной амплитуды перемещения на горизонтальную плоскость. Разложим вектор R на составляющие: сдвиговую λ и взбросовую L , и по последней найдем на рис. 52, б вертикальную (H) и наклонную (H_1) амплитуды взброса.

В отличие от примера, разобранныго нами выше (см. рис. 51, *a*), где отмечалось закономерное взаимозависимое увеличение или уменьшение величины проекции сдвиговой и сбросовой (или взбросовой) амплитуд при различных наклонах линии скольжения к простиранию дизъюнктива, здесь такой закономерности нет.

Действительно, как бы ни располагался вектор $ЛВ = R$ между линиями скрещения разрыва и смещенных частей дайки (см. рис. 52, *a*), сдвиговая составляющая всегда будет иметь одинаковую величину, равную λ , как линия, перпендикулярная к отмеченным линиям скрещения.

Отсюда следует, что как бы ни была велика амплитуда взброса или сброса, ее величина не отразится на положении смещенных частей дайки. Из этого следствия вытекает и другое, что перемещение дайки, показанное на рис. 52, *a*, не может быть чистым сбросом (или взбросом, если бы дизъюнктив падал на северо-восток под тем же углом), так как в этом случае линия скольжения была бы параллельна линии падения нарушения, а также линиям скрещения разрыва со смещенными частями дайки. Как известно, такого рода перемещения не могут привести к изображенным на чертеже (см. рис. 52, *a*) смещениям контактов дайки.

Обобщая изложенное, можно сказать, что если линия скольжения совпадает со следами пересечения (скрещения) жил, даек и тому подобных геологических тел, то не должно быть заметного в плане перемещения их частей, расположенных в висячем и лежащем боках дизъюнктива, и в этих случаях не может быть установлена амплитуда перемещения этих тел. Очевидно, в таких случаях вопрос о смещении блоков пород следует решать по смещению других элементов структуры и определять возраст этого смещения, учитывая возраст этих структур. К рассмотрению случаев, когда решения неопределенные, мы еще вернемся в специальном разделе.

Разберем еще один пример решения задач, когда вследствие крутого падения плоскости дизъюнктива требуется составление не горизонтальной, а вертикальной проекции. Возьмем случай, когда простирания смещенных частей жилы образуют небольшой угол с простиранием нарушения (рис. 53, *a*). Найдем линии пересечения (скрещения) дизъюнктива TS и смещенных им частей жилы 1.

Построим разрезы I—I и II—II вкрест простирания разрыва (см. рис. 53, *b*, *в*). На этих разрезах мы получим точки, в которых разрыв пересекает смещенные части жил. Отложив на плане отрезки b и d , полученные на разрезах, и соединив крайние точки этих отрезков пунктиром, мы получим след пересечения дизъюнктива со смещенной частью жилы 1, расположенной в висячем боку нарушения.

Таким же путем найдем след пересечения разрыва с частью этой же жилы, расположенной в его лежащем боку, и изобразим эту линию пунктиром с точками. Сделав эти построения, составим

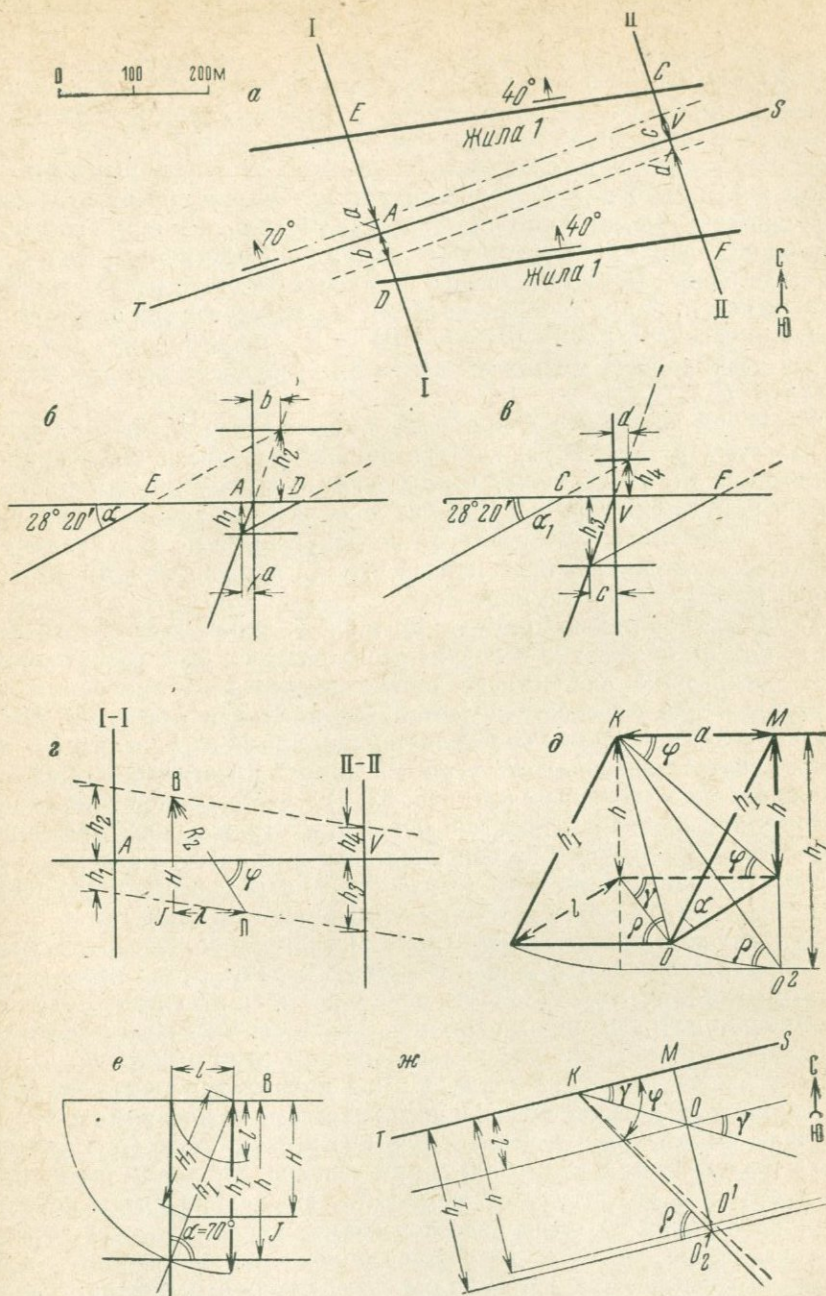


Рис. 53. Расчет амплитуды перемещения жилы по разрыву, линия простираения которого образует небольшой угол с простираением жилы (линия скольжения расположена косо к простираению разрыва).

a — план; *б* — разрез по линии I—I; *в* — разрез по линии II—II; *г* — вертикальный разрез (вертикальная проекция) по линии простираения разрыва; *д* — блок-диаграмма, поясняющая проекции *г* и особенно *ж*; *е* — дополнительный разрез к проекциям *г* и *ж*; *ж* — совмещенная проекция борозд скольжения на горизонтальную плоскость, на вертикальную плоскость, параллельную простираению разрыва, и плоскость самого разрыва

вертикальный разрез или, что то же, вертикальную проекцию, совпадающую с простираем нарушением. Для этого, взяв величины h_1, h_2, h_3, h_4 и отложив их в плоскости разреза (см. рис. 53, *з*), найдем проекцию следов пересечения дизъюнктива, со смещенными им частями жилы. Нижняя линия (пунктир с точками) будет отражать след пересечения нарушения с жилой I , расположенной в его лежачем блоке, верхняя пунктирная линия — аналогичный след для висячего блока. Остается нанести на плоскость этого разреза линию скольжения и, найдя точки, в которых она пересечет оба отмеченных следа, определить длину вектора $ЛВ = R_2$, по которому, как уже не раз разбиралось, мы можем найти интересующие нас амплитуды (λ, H и H_1).

Несмотря на то, что дизъюнктив крутопадающий, мы не можем на разрезе (см. рис. 53, *з*) нанести положение борозд или штрихов скольжения по замеренному в поле углу β между ними и простираем нарушением, так как прежде должна быть внесена поправка на искажение этого угла при его проектировании на вертикальную плоскость, т. е. должен быть найден угол ϕ , являющийся проекцией угла β на вертикальную плоскость.

Угол ϕ либо можно получить по табл. 4, либо вычислить графически, как было указано в начале этого раздела. Ход рассуждений здесь совершенно аналогичен, только вместо проектирования на горизонтальную плоскость делается вертикальная проекция: Проекция борозд скольжения определяется как линия $КО^1$ (см. рис. 53, *ж*) которая будет образовывать угол ϕ с линией простираения разрыва. Отложив угол ϕ на разрезе (см. рис. 53, *з*) с учетом склонения линий скольжения, мы найдем вектор $ЛВ = R_2$, отражающий проекцию амплитуды перемещения на вертикальную плоскость. Разложив его на составляющие, сдвиговую (горизонтальную) и взбросовую (вертикальную), мы получим истинные величины этих амплитуд.

Для нахождения наклонной высоты взброса H_1 воспользуемся рис. 53, *е*. Отложив H и решая обратную задачу, т. е. спроектировав эту величину на наклонную поверхность нарушения, получим H_1 . Измерив эти векторы и пересчитав их в соответствии с масштабом плана, мы получим цифровые величины этих амплитуд.

Если бы на рис. 53, *а* жила I была параллельна дизъюнктиву TS , мы могли бы ограничиться одним разрезом, на котором сразу же получили бы истинные вертикальную (H) и наклонную (H_1) амплитуды перемещений, а при разложении вектора $ЛВ$ имели бы истинную сдвиговую амплитуду смещения (λ). Поскольку следы пересечения нарушения со смещенными частями жилы I в этом случае были бы горизонтальны, возможное положение вектора R_2 при разных его наклонах здесь было бы еще больше ограничено. Иначе говоря, невозможными комбинациями здесь были бы сбросы и сбросо-сдвиги. В разобранным же нами случае наклонного положения линий скрещения в некоторой, весьма ограниченной степени допустимо существование сбросо-сдвигов. Наиболее отчетливо это видно на рис. 51, *а*, где следы пересечения разрыва со смещенными частями дайки, т. е. линии скрещения, имеют наклонное положение к гори-

зонту и соответственно к линии простирания нарушения. Разбором этого примера мы заканчиваем обзор наиболее типичных случаев, требующих тех или иных приемов построений.

Дизъюнктивы, не дающие видимых перемещений контактов геологических тел. В предыдущих разделах мы рассмотрели несколько групп разрывов, по которым наблюдались видимые смещения контактов геологических тел. Здесь мы намерены остановиться на разрывах, не дающих видимых смещений пересекаемых ими пластов, даек или жил. Эти нарушения могут быть разбиты на две подгруппы. Одна из них объединяет нарушения, плоскости которых параллельны слоям, жилам, дайкам и т. д.; другая — включает разрывы, секущие косо (в том числе и под углом 90°) слои или контакты других геологических тел.

В первом случае мы не можем вычислить амплитуду перемещения тектонических блоков без привлечения дополнительных данных. Как показано на рис. 54, любое из положений линии скольжения, расходящихся на нашем чертеже веером, будет удовлетворять изображенному здесь соотношению пластов. Для решения этой задачи необходимо найти такие соотношения разрыва с пластами, где разрыв пересекает последние под косым углом.

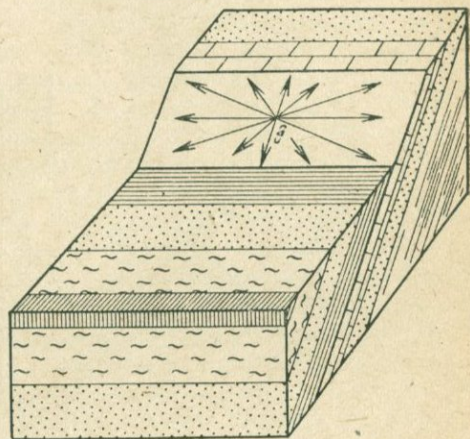


Рис. 54. Блок-диаграмма, показывающая возможные варианты перемещения в плоскости разрыва, совпадающего со слоистостью пород

Совершенно иное значение приобретают линии скрещения пластов и дизъюнктива для решения задач другой подгруппы. Иллюстрацией этого служит рис. 55, а, где показана дайка диабазовых порфиритов северо-западного простирания, падающая на юго-запад под углом 40° , пересеченная разрывом, но не смещенная им. Найдя положение дизъюнктива и этой дайки на новом произвольном горизонте высотой h (см. рис. 55, б), мы можем установить также линию скрещения дайки и разрыва. Этой линией будет AO . Совершенно очевидно, что блоки в плоскости этого нарушения могли переместиться только в направлении этой линии. В противоположность разобранным выше случаям, в рассматриваемом типе нарушений свобода перемещения геологических тел существенно ограничена. Здесь существуют лишь два возможных варианта перемещений — взбросо-сдвиговые и сбросо-сдвиговые по линии OA . Таким образом, при существующей неопределенности решения здесь мы все же имеем четко фиксируемую линию скольжения и весьма ограниченное число вариантов.

Представим себе, что, исследуя полосу, вытянутую вдоль этого дизъюнктива по направлению к северо-востоку, мы встретили дайку аналогичного состава и возраста, но уже смещенную этим же нару-

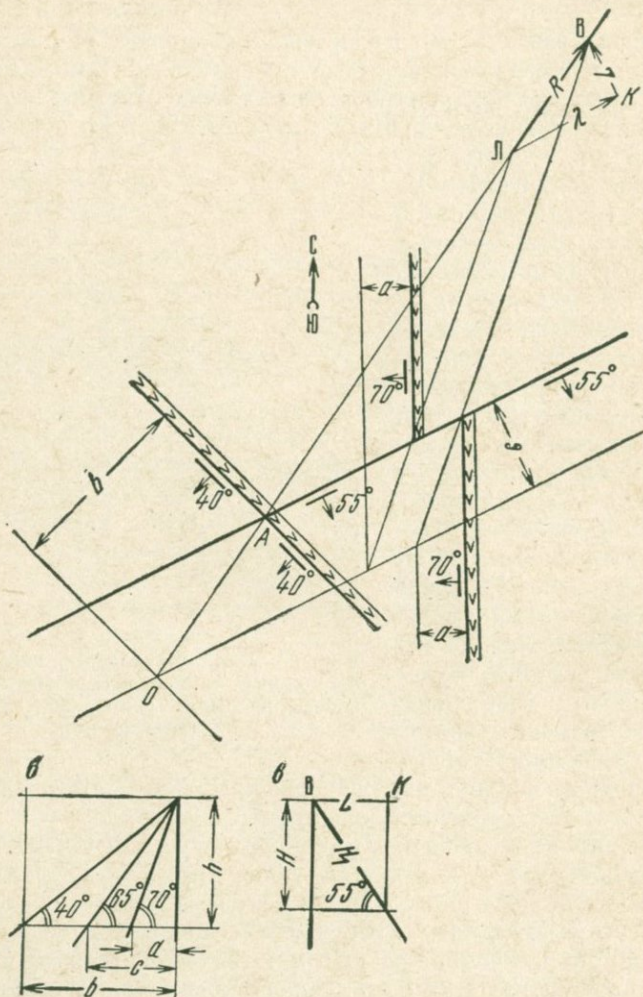


Рис. 55. Определение амплитуды перемещения даек по разрыву, если одна из них не имеет видимого смещения контактов.

a — план; *б* — заложение даек и разрыва; *в* — разрез вкост простираия разрыва

шением. Построив графически на плане выход дайки на том же горизонте *h*, определив линии скрещения смещенных частей этой дайки с разломом и, наконец, продолжив эти линии скрещения до пересечения с линией скрещения северо-западной дайки, мы получим

искомый вектор $ЛВ = R$, т. е. практически мы переходим к решению задачи на смещение характерных точек, разобранный ранее. Направление вектора R даст нам возможность однозначно решить, с каким из двух типов нарушений мы столкнулись и какова была величина перемещения по линии AO (см. рис. 55). Длина вектора R позволит нам определить сдвиговую (λ) и взбросовую (H) составляющие нарушения, а также ширину взброса (L) и его наклонную высоту (H_1).

Определение амплитуд многократных (сложных) перемещений. Обычно в геологической литературе, освещающей вопросы тектоники, при характеристике разрывных нарушений можно встретить заявления о том, что по этим нарушениям происходили неоднократные перемещения блоков пород в различных направлениях. В отдельных случаях авторы таких работ говорят о преобладании либо вертикальной (взбросовой или сбросовой), либо горизонтальной (сдвиговой) составляющей. Иногда отмечается, что на отдельных этапах деформации преобладала одна из этих составляющих. Однако, как правило, геологи дают лишь качественную оценку перемещений. Отсутствие количественных показателей перемещений, требующих выяснения конкретных амплитуд, в значительной мере понижает достоверность высказанных положений. Для того чтобы выявить историю формирования разрывов, важно установить амплитуды перемещений, происходивших вдоль них на различных этапах деформаций, или, иными словами, произвести детальный анализ сложных перемещений. Прежде чем перейти к разбору примеров сложных перемещений, отметим, что их анализ основывается на тех же приемах построений, которые были нами рассмотрены в предыдущем разделе. При анализе сложных перемещений следует принимать во внимание все то, что было сказано выше.

При определении амплитуд перемещений, как простых (однократных), так и сложных (многократных), анализ материала следует начинать с выяснения стратиграфических соотношений пород висячем и лежащем боках нарушения, а также с сопоставления других геологических элементов, с целью определения, какие из этих элементов могут быть использованы при таких расчетах. Подобными элементами могут быть: поверхности угловых или стратиграфических несогласий, контакты либо лежащих, либо только висячих боков отдельных слоев, контакты маркирующих горизонтов и пачек пород, хорошо вытягивающихся на значительные расстояния, осевые плоскости складок, контакты даек или дайковых поясов, поверхности контактов интрузивов, рудных залежей, жил и других геологических образований, что было детально рассмотрено раньше.

Для того чтобы при анализе суммарных перемещений блоков пород вдоль тектонических разрывов можно было выявить перемещения, связанные с новейшей тектоникой, следует учитывать ряд геоморфологических элементов: гипсометрическое положение пенипленизированных поверхностей и речных террас, их количество, особенности развития гидрографической сети и др. Как правило,

данные о новейшей тектонике дают нам материал для установления наличия и характера послерудных перемещений.

Как уже отмечалось, основой для расшифровки истории развития разрывных нарушений является тщательно составленная геологическая карта. На рис. 56 и 57 показаны участок геологической карты и разрезы, на которых видно, что разнообразные по составу и возрасту толщи пород смещены разрывом примерно широтного простирания (80°), падающим на юго-восток под средним углом 47° . Анализируя карту и разрезы, приходим к выводу, что в тектонических блоках устанавливается следующая стратиграфическая последовательность толщ.

Первая известняковая толща (см. рис. 56) лежит почти горизонтально с резким угловым несогласием на подстилающих толщах. Она сохранилась лишь в северном лежащем боку дизъюнктива. Превышение наиболее высоких гипсометрических точек, расположенных висячем боку на водоразделе, над подошвой этой толщи (в лежащем блоке), составляет около 500 м. Следовательно, 500 м — это минимальная вертикальная высота взброса. Перемещение одного из тектонических блоков имело место после возникновения первой толщи и привело к тому, что в поднятом, висячем (южном) блоке эти отложения были размывы. Вторая — эффузивная толща наблюдается в обоих боках нарушения. Среднее ее простирание 328° , падение на юго-запад под углами около $40-15^\circ$. Третья, эффузивно-осадочная толща имеет северо-западное простирание (317°) и юго-западное падение под углами $30-35^\circ$. Нижняя, четвертая толща имеет то же простирание, что и третья, но падает под несколько более крутыми углами (на несколько градусов). Все три последние толщи образуют крыло синклинальной складки, ось которой проходит несколько южнее рамки рассматриваемой карты.

Как видно на разрезах (см. рис. 57), превышения контактов второй, третьей и четвертой толщ висячего бока разрыва над контактами тех же толщ в его лежащем боку различны и соответственно составляют 750, 600 и 1200 м. Такие существенные различия сразу же заставляют сделать вывод о многократных перемещениях по тектоническому разрыву. Особенно велика разница между амплитудой смещения контактов третьей и четвертой толщ (600 и 1200 м). Последние величины позволяют считать, что дизъюнктив уже существовал до образования третьей толщи. Очевидно, имели место надвиговые смещения четвертой толщи. Вместе с тем следует отчетливо представлять себе, что указанные выше цифры относительных превышений контактов разновозрастных толщ по обе стороны нарушения являются суммой амплитуд разновременных перемещений блоков в различных направлениях. В суммарных амплитудах видимых перемещений тем больше слагаемых, чем древнее перемещаемая толща.

Однако этих данных еще недостаточно для определения истинных амплитуд перемещений блоков пород. Необходимо знать также и положение линий скольжения. Лишь после установления этих линий путем соответствующих построений, рассмотренных нами в предыдущем разделе, можно определить составные элементы смещения.

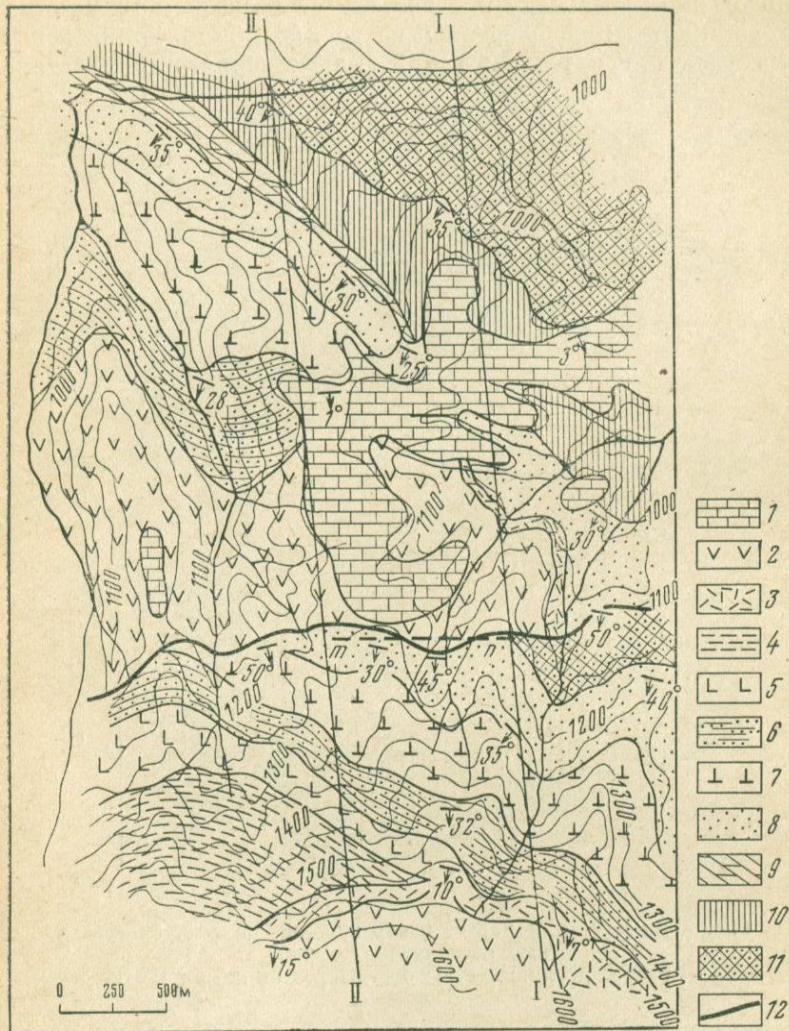


Рис. 56. Геологическая карта одного из участков с рядом несогласно залегающих толщ, перемещенных разрывом.

Первая, осадочная толща: 1 — палеогеновые известняки. Вторая, эффузивная толща — P_2 (пачки 2 и 3): 2 — кварцевые порфиры; 3 — туфы и туфолавы. Третья, эффузивно-осадочная толща — P_1 (пачки 4—8): 4 — песчаники и сланцы; 5 — порфириты; 6 — песчаники, туфо-песчаники и конгломераты; 7 — туфы, туфолавы; 8 — базальные конгломераты и песчаники. Четвертая — толща кислых эффузивов — S_3 (пачки 9, 10); 9 — пятнистые фельзит-порфиры; 10 — сферолит-порфиры, песчаники; 11 — толща бурых порфиритов и их пирокластов — C_{2-3} ; 12 — разлом; 13 — положение вертикальной проекции

В рассматриваемом примере ориентировка линий скольжения сохранялась на протяжении всей истории развития движений по дизъюнктиву. При геологическом изучении ближайших площадей, расположенных к западу и к востоку от исследуемого участка (за пределами карты, изображенной на рис. 56), было установлено, что интересующий нас тектонический разрыв широтного простирания

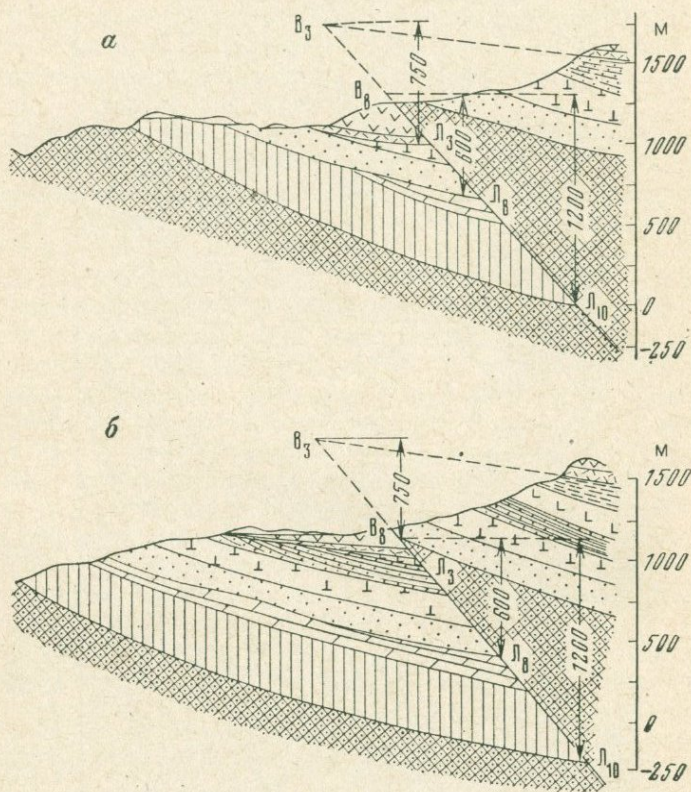


Рис. 57. Разрезы к карте, изображенной на рис. 56 (условные обозначения те же).

а — разрез по линии I—I; **б** — разрез по линии II—II

ограничивается двумя более древними крутопадающими параллельными северо-западными нарушениями. О том, что последние разрывы древнее широтного, мы судим на основании того, что широтный дизъюнктив наблюдается только на участке, заключенном между ними, и нет никаких признаков разлома за ограничивающими его с.-з. нарушениями. Кроме того, о более древнем возрасте северо-западных нарушений можно судить и по наблюдаемым различным амплитудам смещения более древних толщ, а также по развитию вдоль них древних интрузивных пород, которые отсутствуют в широтном разломе.

Совершенно очевидно, что линия скольжения блоков пород вдоль дизъюнктива широтного простираения будет следом пересечения плоскости этого нарушения с любым из двух, практически параллельных ограничивающих его северо-западных разрывов. Учитывая последнее обстоятельство, для решения интересующей нас задачи необходимо лишь выбрать плоскость проекции, на которой удобнее вести все графические построения и расчеты амплитуд перемещений. В связи с тем, что большая часть толщ имеет пологие углы падения и многоярусное расположение, более удобна будет вертикальная

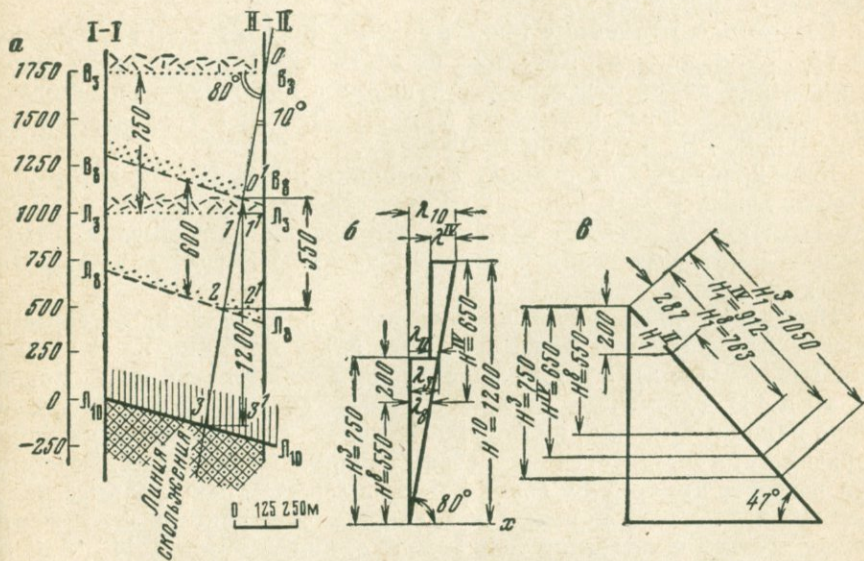


Рис. 58. Дополнительные построения к рис. 56 и 57 для расчета амплитуд перемещений.

a — проекция поверхностей несогласий и контактов различных пачек пород, расположенных между разрезами I—I и II—II на вертикальную плоскость, параллельную простираению разлома (см. рис. 56); *б* и *в* — дополнительные построения (разрезы) для расчетов амплитуд (см. объяснения в тексте)

плоскость проекции, параллельная простираению широтного нарушения (рис. 58, *a*).

Можно было бы воспользоваться следами пересечения дизъюнктива с всякими либо лежащими боками пачек или маркирующих горизонтов пород, выделенных в пределах каждой толщи. Наконец, можно использовать и то и другое. На рис. 58, *a* представлена такая проекция. При составлении ее за основу приняты два параллельных разреза I—I и II—II (см. рис. 57, *a* и *б*). Следы пересечений этих разрезов с вертикальной плоскостью проекции показаны на рис. 58, *a* в виде вертикальных линий, расстояния между которыми (*mn*) измерены на геологической карте (см. рис. 56).

На линии этих разрезов наносим положение точек пересечений разрыва с поверхностями несогласий разновозрастных толщ. Точки пересечения нарушения с поверхностями несогласий (или нижними

контактами пачек пород, залегающими в всياчем и лежачем его боках) в пределах разрезов I—I и II—II обозначим буквами Л и В с цифровыми индексами. Так, например, $V_3—V_3$ и $V_8—V_8$ будут обозначать точки, где разрезы секут следы пересечений разрыва с поверхностями несогласий, расположенных в основании 3 и 8 пачек пород, находящихся в всياчем боку нарушения. Им будет соответствовать аналогичные точки $L_3—L_3$ и $L_8—L_8$, находящиеся в лежачем боку дизъюнктива. Положение этих точек можно определить по разрезам и отложениям на линиях, где эти разрезы секут вертикальную проекцию.

Соединив одноименные точки прямыми линиями, как это сделано на рис. 58, а, получим проекцию на вертикальную плоскость следов пересечений линий скрещения нарушения с поверхностями несогласий, расположенных в лежачем ($L_3—L_3$; $L_8—L_8$ и т. д.) и всياчем ($V_3—V_3$, $V_8—V_8$ и т. д.) боках разрыва.

Если измерить по вертикали расстояния между $V_3—V_3$ и $L_3—L_3$, а также между $V_8—V_8$ и $L_8—L_8$, соответственно получим 750 и 600 м. Эти величины и покажут истинное вертикальное превышение отмеченных линий скрещения всياчего бока дизъюнктива над теми же линиями лежачего бока.

Несколько иное положение создается для нижней, четвертой, толщи. Как видно на карте (см. рис. 56) и особенно на разрезах (см. рис. 57, а и б), в всياчем боку нарушения из трех пачек пород (9, 10 и 11), слагающих четвертую толщу, сохранилась от размыва лишь нижняя 11 пачка, в которой не удалось выявить маркирующих горизонтов, присутствующих в обоих тектонических блоках. Поэтому для расчетов приходится использовать в лежачем боку разрыва контакт 10 и 11 пачек пород, а в всياчем — поверхность несогласия между третьей и четвертой толщами, т. е. контакт между 11 и 8 пачками пород. Поскольку неизвестно, какая часть 11 пачки размыва, мы вынуждены взять заведомо заниженные значения вертикальных превышений четвертой толщи ($V_8—V_8$), расположенной в всياчем блоке, над положением 10 пачки пород в лежачем блоке ($L_{10}—L_{10}$). Однако и эти цифры (1200 м), как уже отмечалось, вдвое больше величины вертикальных превышений контактов пород третьей эффузивно-осадочной толщи (600 м).

Ранее было сказано, что линия скольжения блоков в плоскости широтного дизъюнктива является следом пересечения этого нарушения с нарушениями северо-западного простираения. Было вычислено, что проекция этой линии на вертикальную плоскость, параллельную простираению широтного разлома, наклонена к востоку под углом 80° . Изобразив эту линию на рис. 58, а, получим возможность рассчитать, какая же часть перемещения всех этих толщ относится за счет взбросовой и какая за счет сдвиговой амплитуды, а также восстановить историю развития перемещений по дизъюнктиву.

Поскольку положение линии скольжения не менялось в течение всех этапов перемещений, решение задачи несколько упрощается. Пользуясь приемами, разобранными в предыдущем разделе, и рассматривая последовательно видимые в настоящее время смещения

контактов пород или поверхностей несогласий, мы можем определить сдвиговые и взбросовые составляющие этих перемещений. Так, взбросовая составляющая для второй толщи (третьей пачки пород) $H^3 = \lambda_3 V_3 = 01^1 = 750$ м, сдвиговая $\lambda_3 = 11^1 = 125$ м; для третьей, эффузивно-осадочной толщи восьмой пачки пород взбросовая составляющая $H^8 = 01^2 = 550$ м, сдвиговая $\lambda_2 = 22^1 = 94$ м; для четвертой — осадочной толщи взбросовая составляющая $H^{18} = 01^3 = 1200$ м, сдвиговая $\lambda_{10} = 33^1 = 208$ м. Как видно из приведенных величин взбросовых перемещений, все они превышают нижний предел взбросовых перемещений первой известняковой толщи ($H = 500$ м), залегающей почти горизонтально.

Еще раз следует указать, что отмеченные амплитуды перемещения являются суммой всех перемещений по дизъюнктиву; чем древнее толща, тем больше слагаемых входило в эту сумму. Также совершенно очевидно, что для установления амплитуды и направления перемещения блоков после образования древней толщи следует вычесть из наблюдаемых амплитуд ее перемещений те амплитуды смещений, которые происходили после образования следующих, более молодых толщ.

Попытаемся сделать эти вычисления, исходя из указанных выше данных. Для этого из точки O прямоугольной системы координат (x, z) на рис. 58, б проведем линию, отвечающую положению линии скольжения на вертикальной проекции (рис. 58, а). Как известно, в этой проекции она наклонена к горизонту (оси x) под углом 80° . По оси z , т. е. по вертикали, отложим величины взбросовых перемещений каждой толщи (рис. 58, б). Учитывая, что взбросовые перемещения второй, эффузивной толщи практически равны взбросовым перемещениям самой молодой известняковой толщи, можем полагать, что смещение этих толщ обязано одному этапу дислокаций. Поэтому нет смысла рисовать величины перемещений этих толщ порознь, раз они относятся к одному и тому же заключительному этапу взбросо-сдвиговых смещений.

Таким образом, последний этап перемещений не требует каких-либо особых пересчетов; он проявляется не в завуалированном виде. Сдвиговая его составляющая $\lambda_3 = 125$ м; вертикальная амплитуда взброса $H = 750$ м. Наклонную амплитуду взброса находим графически, как мы делали раньше (см. рис. 58, в), т. е. с учетом среднего угла падения плоскости дизъюнктива. Эта амплитуда составляет $H_1^3 = 1050$ м.

Вычислим, какова же была амплитуда и направление перемещения третьей, эффузивно-осадочной толщи до момента образования вышеележащих толщ. Видимая в настоящее время вертикальная амплитуда взбросового смещения третьей толщи (по положению восьмой пачки) $H^8 = 550$ м; наклонная амплитуда взброса $H_1^8 = 763$ м (см. рис. 58, в), амплитуда сдвига $\lambda_8 = 94$ м. Очевидно, для выяснения истинных относительных перемещений блоков пород, имевших место до образования первой и второй толщ, из величин этих амплитуд надо вычесть значение амплитуды наиболее молодого этапа перемещения. Остается решить вопрос, как определять знаки при этом вычитании. Условимся знаком (+) обозначать взбросовые

перемещения, а знаком (—) сбросовые; сдвиг влево обозначим плюсом, а вправо — минусом. Правый и левый сдвиги определяются так же, как правый и левый берег реки, т. е. так, если бы мы смотрели с плоскости дизъюнктива в сторону ее падения.

Произведем вычисления, принимая во внимание сказанное. Получим вертикальную амплитуду перемещения к моменту образования второй толщи $H^{II} = H^8 - H^3 = 550 \text{ м} - 750 \text{ м} = -200 \text{ м}$ и наклонную амплитуду $H_1^{II} = H_1^8 - H_1^3 = 763 \text{ м} - 1050 \text{ м} = -287 \text{ м}$. Знак минус у цифровых значений H^{II} и H_1^{II} указывает на то, что перед образованием второй толщи третья, эффузивно-осадочная толща была сброшена. Сдвиговое смещение этого же возраста будет составлять $\lambda_{II} = \lambda_8 - \lambda_3 = 94 \text{ м} - 125 \text{ м} = -31 \text{ м}$. Изменение знака здесь также указывает на смену направления сдвигового смещения, т. е. левый сдвиг сменился правым.

Отрезки, ограждающие эти амплитуды, показаны и на рис. 58, а и б. Вычитая векторы, следует это делать не механически, а обращать внимание на то, какие векторы вычитаются и какие они должны иметь знаки. Если вычитается больший вектор из меньшего, то должен ставиться знак большего вектора; это сразу указывает, что смещение блоков происходило в сторону, противоположную первоначальному направлению.

Теперь нам остаётся выяснить, какова была амплитуда и направление смещений после образования четвертой, но до возникновения третьей толщи. Очевидно, здесь следует придерживаться тех же правил, т. е. вычесть амплитуды предшествующих перемещений. Видимая современная (суммарная) вертикальная амплитуда взброса четвертой толщи равна $H^{IV} = 1200 \text{ м}$; наклонная амплитуда взброса $H_1^{IV} = 1675 \text{ м}$ и величина сдвига $\lambda_{IV} = 208 \text{ м}$. Имея эти величины и полученные ранее данные, можно решить поставленную задачу. Так, амплитуда вертикального смещения четвертой толщи до образования третьей толщи будет равна: $H^{IV} = H^{IV} - H^{II} - H^3 = 1200 \text{ м} - (-200 \text{ м}) - 750 \text{ м} = +650 \text{ м}$. Знак плюс указывает на взброс. Наклонная амплитуда взброса будет равна: $H_1^{IV} = H_1^{IV} - H_1^{II} - H_1^3 = 1675 \text{ м} - (-287 \text{ м}) - 1050 \text{ м} = +912 \text{ м}$. Амплитуда сдвига будет равна $\lambda^{IV} = \lambda_{IV} - \lambda_{II} - \lambda_3 = 208 \text{ м} - (-31 \text{ м}) - 125 \text{ м} = +114 \text{ м}$. Тот же результат можно получить, вычитая векторные величины.

Таким образом, только в результате проведенного анализа оказалось возможным установить, что здесь было три этапа перемещений по реально существующему разлому, взятому в качестве объекта исследований. Самый ранний из них представлял собой взбросо-сдвиг с вертикальной амплитудой взброса $H^{IV} = 650 \text{ м}$, наклонной амплитудой взброса $H_1^{IV} = 912 \text{ м}$ и левым сдвигом $\lambda_{IV} = 114 \text{ м}$. Второй этап был сбросо-сдвигом с вертикальной амплитудой сброса $H^{II} = -200 \text{ м}$, наклонной амплитудой сброса $-H_1^{II} = -287 \text{ м}$ и правым сдвигом $-\lambda_{II} = -31 \text{ м}$. Наконец, заключительный, наиболее молодой этап перемещений вновь был выражен взбросо-сдвигом

с вертикальной амплитудой взброса $H^3 = 750$ м, наклонной амплитудой взброса $H_1^3 = 1050$ м и левым сдвигом $\lambda_3 = 125$ м.

Вторая особенность состояла в том, что среди них завуалированным оказалось сбросо-сдвиговое перемещение, о котором вообще не было предположений и оно выявилось только при этом анализе. Проявилось оно до образования третьей толщи (P_1), но после подстилающей ее четвертой толщи (C_3), на которой пермская толща лежит несогласно.

Рассмотренный пример подтверждает одно важное правило: при определении величин истинных перемещений одних блоков пород относительно других в каждый более ранний (древний) этап развития, перемещения имеющие разные знаки, складываются, а имеющие одинаковые — вычитаются. В приведенных примерах это правило соответствует правилам алгебраических вычислений. При вычитании векторов следует также изменять знак, т. е. изменять направление вычитаемого вектора на противоположное. На приведенном чертеже (см. рис. 58, б) мы этого не делали потому, что на нем были изображены все векторы, каждый из которых являлся как величиной вычитаемой, так и величиной, из которой производили вычитание. Если бы мы разбили эти вычисления на отдельные действия, необходимые для расчета каждого отдельного этапа, пришлось бы делать несколько небольших дополнительных чертежей. Мы здесь ограничились лишь алгебраическим сложением и некоторыми общими совмещенными графическими иллюстрациями, учитывая, что со сложением векторов читатели достаточно хорошо знакомы.

Для лучшего уяснения методики анализа сложных перемещений разберем еще один пример неоднократных смещений по разрыву.

На рис. 59, а приведен план, где показаны выходы маркирующего горизонта песчаников, слагающих небольшую синклинальную складку. Эти песчаники смещены тектоническим разрывом (FS) северо-восточного простирания. Тот же разрыв смещает рудную жилу и ее апофизу. Изучая план, нетрудно убедиться, что для определения амплитуд перемещений наиболее удобной будет проекция отмеченных геологических элементов на горизонтальную плоскость, а амплитуды следует определять по смещению характерных точек, представляющих собой места пересечений разрыва и висячих боков жил и пласта песчаников.

Принцип решения таких задач мы разобрали в предыдущем разделе. Выбрав произвольный (высотой h) более низкий горизонт по сравнению с поверхностью (см. рис. 59, а) и зная углы падения рудной жилы, ее апофизы, пласта песчаников и разрыва, на том же рисунке составляем план нового горизонта и получаем таким образом горизонтальную проекцию двух совмещенных горизонтов. Установив следы пересечений разрыва с рудными жилами и продолжив их до пересечения между собой, получим характерные точки $Л^1$

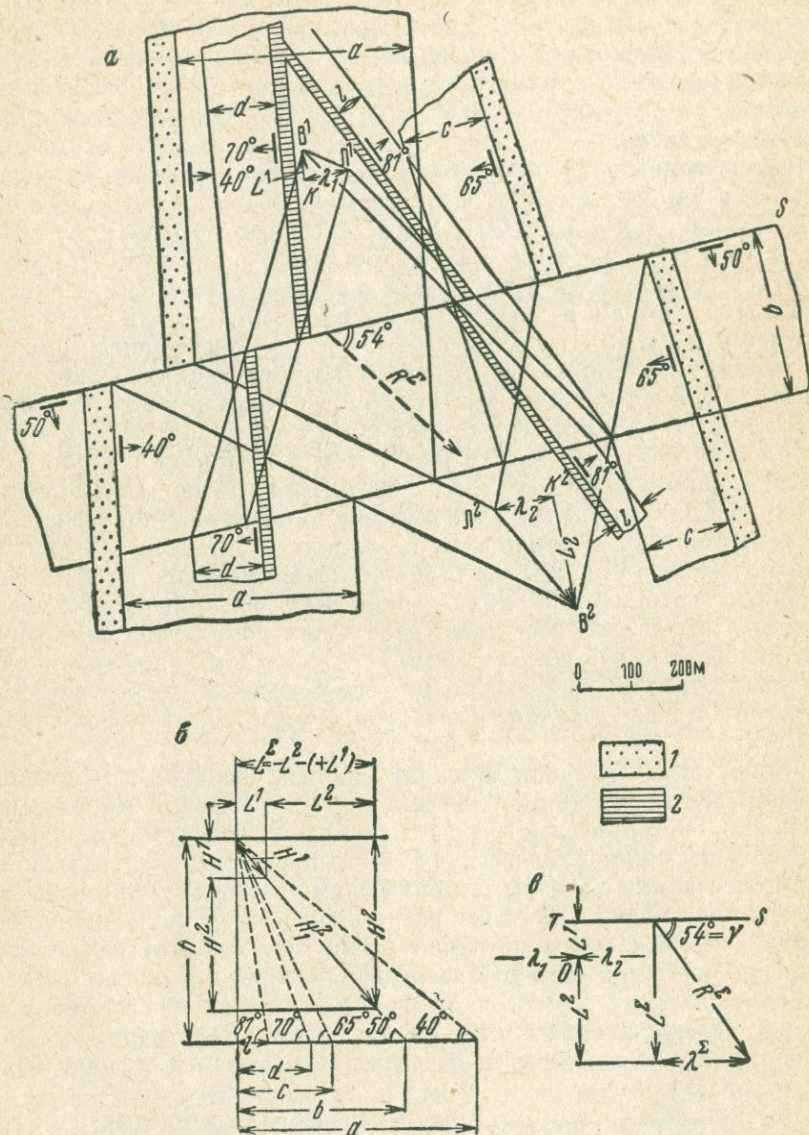


Рис. 59. Определение амплитуд перемещения пластов (1) и жил (2)

a — совмещенный план поверхности и произвольного горизонта h ; b — совмещенный разрез вкрест простирания пластов и жил, а также дополнительные построения для расчетов амплитуд перемещений; s — сложение векторов разновременных перемещений (объяснения в тексте)

и V^1 , по которым и найдем вектор $L^1 V^1 = R^1$. Положение этого вектора указывает нам, что перемещение жил характеризует это нарушение (TS) как взбросо-сдвиг. Разложив вектор R^1 на проекцию сбросовой составляющей L^1 (ширина взброса $L^1 = 55$ м) и сдвиговую составляющую λ_1 и учтя масштаб плана, получим числовые величины вертикальной амплитуды взброса ($H^1 = +75$ м) и амплитуды сдвига ($-\lambda_1 = -85$ м). Наклонную амплитуду взброса H_1^1 находим по рис. 59, б, где эта амплитуда равна $H_1^1 = 90$ м.

Аналогичным образом находим смещение маркирующего горизонта песчаников. Положение вектора $L^2 V^2 = R^2$ этого сложного смещения указывает на то, что разлом TS следовало бы называть сбросо-сдвигом, т. е. дать ему название, противоположное тому, которое установлено по смещению жил. Разлагая вектор $L^2 V^2$ на сдвиговую и сбросовую составляющие, получаем амплитуду сдвига $\lambda_2 = 110$ м и ширину сброса $-L^2 = -215$ м; вертикальную (H^2) и наклонную (H_1^2) амплитуды сброса находим по рис. 52, б, где $H^2 = -250$ м и $H_1^2 = -325$ м.

Вместе с тем следует иметь в виду, что приведенные цифры еще не отражают истинных величин перемещения пласта песчаников в дорудное время, так как полученные данные характеризуют собой суммарные амплитуды дорудных и послерудных перемещений. Очевидно, что для выяснения характера дорудных перемещений следует вычесть из полученных данных величину амплитуды послерудных перемещений, как это мы делали несколько раньше. То положение, которое занимают песчаники в настоящее время, указывает на сбросо-сдвиговой характер перемещения, но после него в послерудное время произошел взбросо-сдвиг, который уменьшил амплитуду прежнего сбросового движения. Очевидно, вертикальная амплитуда сброса в дорудное время равна: $H^0 = -H^2 - (+H^0) = -250$ м $- 75$ м $= -325$ м; наклонная амплитуда сброса равна: $-H^0 = -H_1^2 - (+H_1^0) = -325$ м $- 90$ м $= -415$ м.

Как видно на рис. 59, а, сдвиговая составляющая послерудных смещений представляет собой правый (—) сдвиг, а суммарная сдвиговая составляющая дорудных смещений является левым (+) сдвигом.

Очевидно, истинная амплитуда сдвига в дорудное время будет равна: $\lambda_{\xi} = \lambda_2 - (\lambda_1) = 110$ м $+ 85$ м $= 195$ м.

Таким образом, дорудное смещение представляло собой сбросо-сдвиг, составляющие амплитуды которого равны: $-H_5^0 = -325$ м; $-H_1^0 = -415$ м и $\lambda_{\xi} = +195$ м.

Зная эти данные, мы можем определить и положение линии скольжения в дорудное время. Очевидно, проекция линии скольжения на горизонтальную плоскость (см. рис. 61, е) будет представлять собой гипотенузу (R^{Σ}) прямоугольного треугольника, катетами которого будут $L^{\Sigma} = L^2 - L^1 = -215$ м $- 55$ м $= -270$ м и $\lambda_{\xi} = \lambda_2 - \lambda_1 = 110$ м $- (-85$ м) $= +195$ м. Нам известны две последние величины (L^0 и L_1^0), по которым легко найти гипотенузу (R^{Σ}). Измерив угол между линией простирания разлома и вектором R^{Σ} (угол γ , см. рис. 59, е), найдем, что он равен 54° .

Отложив угол $\gamma = 54^\circ$ от линии простирания разрыва TS на рис. 59, *a*, получим истинное положение проекции линии скольжения на горизонтальную плоскость.

Из сказанного вытекает еще одно следствие. Предположим, что нам удалось обнаружить на плоскости нарушения дорудные штрихи и борозды скольжения, следовательно, их проекция на горизонтальную плоскость должны бы быть параллельны проекции линии скольжения, установленной путем вычислений. Вектор же R^2 не указывает нам направления каких-то определенных движений блоков, так как представляет собой сумму двух перемещений — дорудных и послерудных. В данном случае его положение мало отличается от положения векторов R^1 и R^2 , но в других конкретных случаях эти отличия могут быть существенными. Поэтому в рассматриваемых случаях не должны образовываться борозды и штрихи скольжения, отвечающие положению этого вектора (R^2), который отражает сумму нескольких движений.

Напомним, что борозды и штрихи скольжения возникают в каждом конкретный момент перемещения блоков и характеризуют только этот момент, но не могут отражать суммарных движений.

Отметим и другой важный момент. Если обнаружены штрихи и борозды дорудных перемещений, мы не в праве немедленно использовать их для определения амплитуд этих перемещений, находя следы пересечения разлома со смещенным слоем, как это делали при решении простых задач (однократных перемещений). Использовать эти данные можно лишь в тех случаях, когда пласты «возвращены» в прежнее положение, т. е. в то, которое они занимали до проявления этих поздних смещений. Последние замечания мы сделали с целью предупредить возможные ошибки, которые могут возникнуть при механическом применении тех или иных приемов вычислений.

Несомненно, что в природе будут встречаться самые разнообразные комбинации данных, по которым придется определять амплитуды перемещений, происходивших на разных этапах развития изучаемого разрыва. Предугадать их трудно и вряд ли целесообразно. Нам представлялось, что важнее дать лишь некоторые основные положения для подхода к решению таких задач.

В заключение мы еще раз подчеркнем несомненную наглядность и достаточную точность графических методов определения амплитуд как простых, так и сложных перемещений. Получив навыки графических построений, каждый геолог-легко сможет решать достаточно сложные задачи, связанные с выяснением истории развития тектонических разрывов, затрачивая на это, в общем, немного времени.

Определение возможных типов перемещений по положению линий скрещения разрывов с контактами геологических тел. При рассмотрении возможных соотношений разрывов со смещенными частями контактов геологических тел или элементов структуры (пластов, жил, даек, контактов рудных залежей и интрузивов, поверхностей несогласий, осевых плоскостей складок и др.) мы показали, что их положение в плане или разрезе еще не дает основания опреде-

лить тип перемещения блоков пород по нарушению. Тип перемещения определяется по положению линии скольжения относительно элементов залегания плоскости разрыва, т. е. линии его падения и простирания. Именно это положение И. А. Молчанов принял за основу разделения всех разрывов на типы, подразделив их на сбросы, взбросы или надвиги, сдвиги и комбинации последних с двумя первыми.

На рассмотренных ранее примерах мы показали, что, имея данные о положении линии скольжения и смещенных пластов по обе стороны разрыва, можно графически определить амплитуду полного перемещения R_1 или ее проекции (R и R_2) соответственно на горизонтальную и вертикальную плоскости. Определив эти величины, легко найти и все другие: наклонную амплитуду сбросового или взбросового перемещения H_1 , амплитуду вертикального его перемещения H , сдвиговую амплитуду λ и его ширину L . Однако мы не всегда располагаем данными о положении линии скольжения — в ряде случаев мы знаем лишь положение одного смещенного контакта пласта или какого-либо другого геологического образования, который обпачается по обе стороны разрыва.

Можно думать, что при столь ограниченных сведениях число возможных перемещений, которые привели к наблюдаемому соотношению пластов и разрыва, будет почти не ограничено. В действительности оказывается, что это не так. Все разнообразие наблюдаемых соотношений разрывов с контактами пород можно свести к двум классам:

А — разрывы дают видимые смещения контактов геологических тел;

Б — разрывы не дают видимых смещений.

Принимая во внимание положение линий скрещения разрывов с контактами геологических тел, в пределах этих классов можно выделить ряд групп и подгрупп (табл. 6).

В классе А выделяются три группы, каждая из которых делится на две подгруппы. К 1 группе относятся перемещения, которые могли привести пласты в наблюдаемое расположение, если линии их скрещения с разрывом совпадали с его простиранием, были горизонтальны. К 2 группе относятся те нарушения, которые могли проявиться при косом положении линий скрещения, т. е. в случаях, когда угол между ним и линией простирания дизъюнктива больше 0° , но меньше 90° . Наконец, к 3 группе относятся те возможные типы нарушений, которые могли проявиться при условии, что линии скрещения разрыва со смещенными контактами геологических тел были параллельны линии падения плоскости этого разрыва.

Разделение типов перемещений на подгруппы (см. блок-диаграммы к табл. 6) основано на учете положения линий скрещения пласта и разрыва (ВВ) в висячем блоке относительно такой же линии (ЛЛ) в лежащем блоке.

Анализируя табл. 6, не включающую только раздвиги, можно отметить следующие особенности предлагаемой группировки разломов.

1. Выделение двух главных единиц (А и Б) имеет цель показать, что они равноценны. В одной из них (А) видны явные признаки перемещений контактов разломами и такие разломы обычно не вызывают

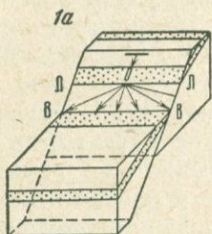
Определение возможных типов перемещений по положению линий скрещения разрывов с контактами геологических тел

А — разрывы смещают контакты геологических тел

1 группа

Линия скрещения совпадает с простираем разрыва, т. е. горизонтальна

Подгруппа 1 а



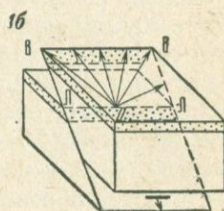
Линия скрещения висячего бока (ВВ) гипсометрически ниже линии скрещения лежащего бока (ЛЛ)

Комбинации разрывов

А — возможные: сбросы и сбросо-сдвиги

Б — невозможные: сдвиги и комбинации, возможные в подгруппе 1 б

Подгруппа 1 б



Линия скрещения висячего бока (ВВ) гипсометрически выше линии скрещения лежащего бока (ЛЛ)

Комбинации разрывов

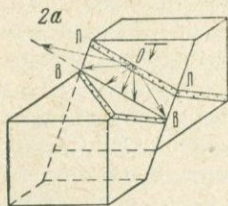
А — возможные: надвиги (или взбросы) и взбросо-сдвиги

Б — невозможные: сдвиги и комбинации, возможные в подгруппе 1 а

2 группа

Линия скрещения расположена к простираю разрывов под углом больше 0, но меньше 90°

Подгруппа 2 а



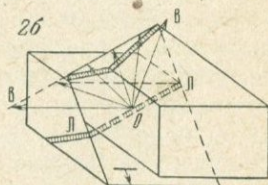
Линия скрещения висячего бока (ВВ) расположена гипсометрически ниже такой же линии (ЛЛ) лежащего бока (считая по падению разрыва)

Комбинации разрывов

А — возможные: сдвиги, сбросы и сбросо-сдвиги

Б — невозможные: надвиги (или взбросы) и комбинации, возможные в подгруппе 2 б

Подгруппа 2 б



Линия скрещения висячего бока (ВВ) расположена гипсометрически выше такой же линии (ЛЛ) лежащего бока (считая по падению разрыва)

Комбинации разрывов

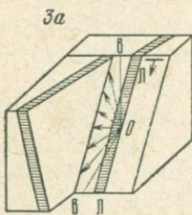
А — возможные: надвиги (или взбросы), сдвиги и взбросо-сдвиги

Б — невозможные: комбинации, возможные в подгруппе 2 а

3 группа

Линия скрещения совпадает с линией падения разлома

Подгруппа 3 а



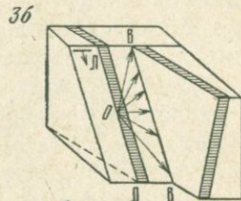
Линия скрещения висячего бока (ВВ) находится правее такой же линии (ЛЛ) лежащего бока (если смотреть вниз по линии падения разрыва, стоя на лежащем блоке)

Комбинации разрывов

А — возможные: сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги

Б — невозможные: надвиги (или взбросы), сбросы, а также комбинации, возможные в подгруппе 3 б

Подгруппа 3 б



Линия скрещения висячего бока (ВВ) находится левее такой же линии (ЛЛ) лежащего бока (если смотреть вниз по линии падения разрыва, стоя на лежащем блоке)

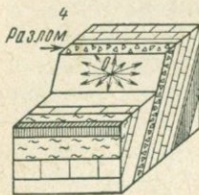
Комбинации разрывов

А — возможные: сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги

Б — невозможные: надвиги (или взбросы), сбросы, а также комбинации, возможные в подгруппе 3 а

Б — разрывы не дают видимых смещений контактов геологических тел

4 группа



Плоскость разрыва параллельна контактам тел

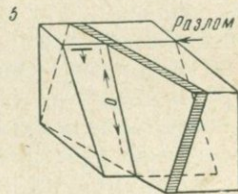
Линии скрещения нет

Линия скольжения может занимать любое положение

Число возможных комбинаций перемещений не ограничено

Задача не имеет определенного решения без новых дополнительных данных о смещении контактов других геологических тел

5 группа



Плоскость разрыва сечет контакты тел

Линия скрещения занимает любое положение; с нею совпадает линия скольжения

Возможны перемещения по линии скрещения по двум взаимно противоположным направлениям

Задача может быть решена при наличии дополнительных данных по смещению контактов других тел

сомнений в их значимости. У второй (Б) — эти смещения не видны, хотя сами разломы со всеми присущими им признаками имеются и их не отрицают, но ошибочно они могут быть отнесены к незначимым. Кроме того, эти ранги отличаются тем, что если тем или иным путем была определена линия скольжения (по бороздам, результатам микроструктурного анализа и т. д.), то для первой (А) мы получим совершенно однозначный ответ о типе и амплитуде перемещения, а для другой (Б) он будет двойственным (например, либо сброс, либо взброс), и без дополнительных данных он не может быть решен, как не может быть рассчитана и амплитуда перемещений.

2. Дальнейшее разделение на группы по характеру скрепления геологических тел с разломом позволяет определить возможные и невозможные их комбинации и тем самым избежать явно ошибочных полевых их определений и наметить путь поиска ответа о действительном типе перемещений.

3. Выделение подгрупп позволяет видеть зеркально-противоположные типы нарушений, т. е. если в одной невозможны сбросы, то в другой — взбросы, или левые сдвиги у одной и правые у другой, что ориентирует направление поисков правильного решения, а отсюда обнаружение смещенных частей тел.

4. В пределах подгрупп есть такие, где решения весьма многозначны (в отделе Б) и противоположные им, когда возможно только два альтернативных решения, из которых уже легче выбрать верное, собрав дополнительный материал.

5. Для всех разломов, секущих согласно залегающие пачки пород (дак, жил и т. д.), вопрос о типе перемещения не может быть решен без определения линии смещения. Ее выяснение — главный элемент для решения любых задач. Об этом свидетельствуют и отмеченные в табл. 6 возможные и невозможные комбинации, где преобладают возможные, показывая неопределенность, или точнее многозначность, решений.

Таким образом, эта систематизация, как нам представляется, более емко вбирает в себя ведущие черты разновидностей разломов и не ведет к той многозначности терминов для одного и того же нарушения, о чем подробно говорилось нами в обзоре морфологических классификаций разрывов.

Предлагаемое разделение дизъюнктивов не требует усложнения названий общепринятых типов разрывов. Оно преследует лишь практические цели. Зная, какие из типов перемещений могли привести к существующим соотношениям пластов или других геологических образований, расположенных по обе стороны от нарушения, мы прежде всего сможем наметить более рациональную программу дальнейших исследований, чтобы точно определить, какой же из них в действительности проявился, а также решить ряд других вопросов.

Поскольку сами дизъюнктивы могут являться рудовмещающими структурами, то, зная соотношения их со смещенными контактами геологических тел, можно предсказать, в каких участках этих нарушений следует ожидать появления рудных столбов и каково будет их склонение, если проявится перемещение того или другого возмож-

ного типа. Для этого необходимо получить некоторые данные о морфологии плоскости разрыва. Если, например, плоскость разрыва имеет несколько волнистую поверхность, причем одни волны параллельны простиранию, а другие параллельны падению нарушения, т. е. наблюдается довольно обычная картина колебаний в углах падения и азимутах простирания его поверхности, то при сбросовых или надвиговых перемещениях рудные столбы будут ориентированы в горизонтальном направлении, а при сдвиговых ориентировка столбов будет совпадать с направлением падения разрыва. При сбросо-сдвиговых или взбросо-сдвиговых перемещениях характер склонения столбов будет более сложный — коленообразный. В свою очередь, обнаружение какой-либо разновидности рудных столбов позволит исключить те из возможных типов перемещений, которые не могли создать условий для возникновения таких столбов.

Таким образом, анализируя взаимосвязанные явления, мы можем более конкретно решать вопрос о типе перемещения, имевшего место перед процессом рудообразования или во время этого процесса. Зная возможные типы перемещений по плоскости дизъюнктива, мы можем более целеустремленно ориентировать поиски оперяющих зон дробления для поисков руд и предсказывать их пространственное положение.

Изложенный метод определения возможных типов перемещений позволяет решить, например, вопрос о представительности разрезов, т. е. определить, отображены на этих разрезах истинные или искаженные соотношения смещенных частей геологических тел, отвечающих данному типу перемещения. Этот метод позволяет, наконец, разрешить спор о том, в результате каких перемещений возникает соотношение пластов, отвечающее так называемому прямому надвигу М. А. Усова (1933), по поводу которого геологи высказывали взаимно исключающие мнения. Мы получаем возможность решить ряд вопросов и по поводу характера вероятных перемещений по нарушениям других наименований.

В частности, в литературе для геологических высших учебных заведений и техникумов еще сохраняется неверный способ определения типа нарушения, согласно которому пласт, расположенный в висячем боку разрыва и перемещенный в сторону, противоположную направлению падения пласта, опущен (сброшен), а перемещенный по падению — поднят (надвинут).

Удобнее начать разбор с последнего случая. Приведенное выше правило, по которому определяется тип перемещений, противоречит тому, что было изложено нами ранее. Все приведенные выше примеры являются наглядными доказательствами его неприложимости. Лишь в частных, единичных случаях выводы, сделанные на основе этого правила, могут случайно совпасть с данными, показывающими действительные направления перемещения тектонических блоков, а соответственно и пластов, расположенных в них. Более того, пользуясь этим правилом, можно стать в тупик при выборе названия типа перемещения.

Чтобы проиллюстрировать это, рассмотрим, например, рис. 47.

Если бы мы, применяя это правило, решали вопрос о типе перемещения только по положению жилы 1 висячем и лежащем боках разрыва, то решили бы, что это сброс. Если бы тип перемещения устанавливался только по положению одновозрастной ей жилы 2, то мы пришли бы к противоположному выводу — считали бы, что это нарушение следует назвать надвигом. На самом деле ни одно из этих названий не отвечает действительности, так как нарушение это сбросо-сдвиговое.

Рассматривая далее, например, соотношение одной из даек с дизъюнктивом (см. рис. 55), мы пришли бы к заключению, что вообще смещения по разрыву не было, а по положению другой дайки сделали бы вывод о сбросовом перемещении висячего блока, в то время как в действительности имело место сбросо-сдвиговое перемещение висячего блока и т. д. Несостоятельность этого правила подтверждается и табл. 6.

Рассмотрим теперь мнения различных авторов по поводу прямого надвига М. А. Усова.

М. А. Усов (1933) считал прямыми надвигами такие дизъюнктивы, при которых пласт и сместитель (разрыв) падают в одну сторону, но, в отличие от согласного взброса, углы падения сместителя более дологи, чем пласта (рис. 60, а). Исходя из соотношений, изображенных на вертикальном разрезе I—I (см. рис. 60, в), построенном вкрест простирания смещенных пластов, М. А. Усов пришел к выводу, что прямой надвиг образуется при опускании висячего блока нарушения, т. е. фактически представляет собой сброс. Вместе с тем он отрицает самостоятельность сбросовых перемещений, так как, по его представлениям, для их образования нет соответствующих условий, ибо все дизъюнктивы обязаны своим возникновением действию сжимающих тангенциальных усилий. Для объяснения возможности перемещений сбросового характера М. А. Усов был вынужден предположить, что плоскость нарушения такого типа должна где-то на глубине изменять свое падение на обратное и, следовательно, переходить в надвиг.

И. А. Молчанов, рассматривая прямой надвиг, отмечал, что «по характеру перемещения висячего крыла это нарушение аналогично сбросу» (1939).

А. А. Белицкий, не соглашаясь с доводами М. А. Усова и И. А. Молчанова, утверждал, что «разрыв типа прямого надвига является самостоятельной формой, в которой висячее крыло перемещено не сверху вниз, а снизу вверх». Он отмечал, что многие геологи не признают взбросовый характер такого нарушения. «Эти геологи, вероятно, не учитывают, что в разрезах часто видно не истинное, а видимое расположение разорванных частей пласта относительно друг друга» (Белицкий, 1953, с. 8). Таким образом, он считал, что все дело в разрезах, т. е. поднимал новый вопрос о представительности, полагая, что одни из них отражают истинные соотношения пласта и дизъюнктива, а другие нет. В данном случае (рис. 60, в) разрез II—II он считает представительным, истинным, так как он перпендикуля-

рен к плоскости нарушения и якобы совпадает с линией перемещения (скольжения).

Заметим кстати, что ни один из трех исследователей, взгляды которых мы рассматриваем, не разобрал, какое положение занимала линия скольжения в плоскости разрыва. Сравнивая разрезы I—I и II—II (рис. 60, *в* и *г*), мы видим, что действительно один из них указывает на сбросовый, а второй на надвиговый характер перемещения по тому же самому дизъюнктиву.

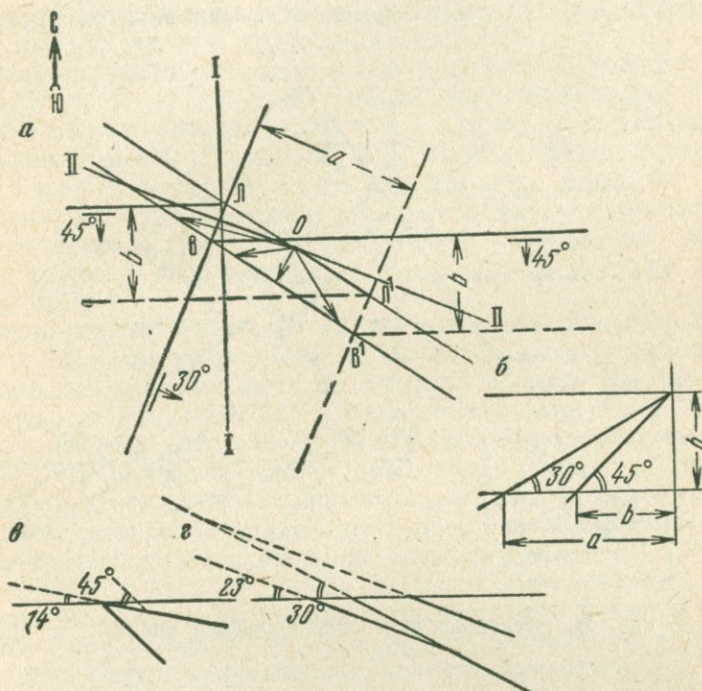


Рис. 60. Разбор возможных вариантов перемещений в плоскости прямого надвига М. А. Усова и определение представительности разрезов I—I и II—II (по М. А. Усову, [из книги А. А. Белицкого, 1958).

а — план; *б* — совмещенный разрез вкост простирания разлома и пласта; *в* — разрез по линии I—I; *г* — разрез по линии II—II

Мы считаем, что согласиться с рассуждениями А. А. Белицкого, М. А. Усова и И. А. Молчанова нельзя прежде всего потому, что в них не учитывается положение линий скрещения разрыва со смещенными им контактами геологических тел. Ошибочно утверждение А. А. Белицкого о том, что в разрезах часто изображено не истинное, а видимое расположение разорванных частей. С нашей точки зрения, если разрез построен правильно (т. е. с учетом поправок на углы падения при косом сечении плоскости дизъюнктива и смещенных им пластов), то он всегда должен отражать истинные соотношения смещенных

частей пласта в данном сечении. Заложив карьеры так, чтобы их стенки были расположены вдоль направления разреза I—I или II—II (см. рис. 59), мы действительно увидели бы соотношения пластов, отвечающие этим разрезам.

Посмотрим теперь, какие типы перемещений могут привести пласты в положение, изображенное на рис. 60, а. Для этого с помощью дополнительных построений (рис. 60, б), неоднократно разбивавшихся ранее, находим на рис. 60, а линию скращения разрыва со смещенной частью пласта в висячем блоке $ВВ_1$ и такую же линию в лежащем блоке $ЛЛ_1$. Как известно, до перемещения линии $ЛЛ_1$

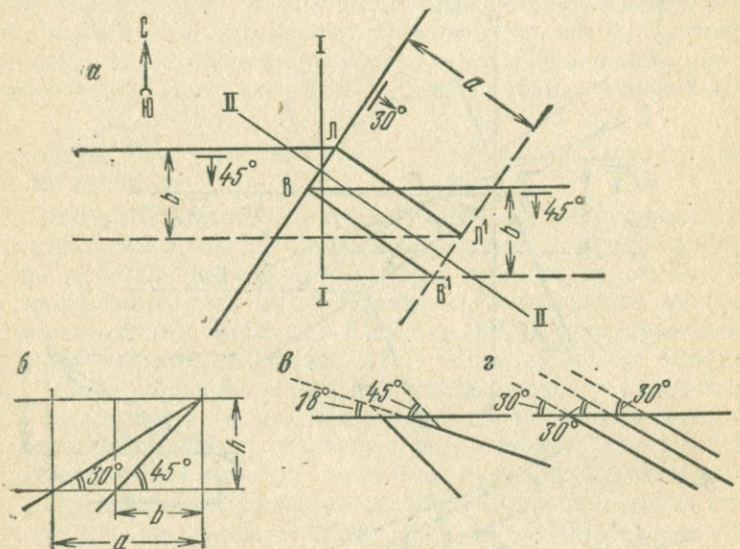


Рис. 61. Несколько измененный вариант рис. 60.

а—г — см. рис. 60

и $ВВ_1$ совпадали. При движении висячего блока линия $ВВ_1$ смещалась, оставаясь параллельной $ЛЛ_1^*$. Смещения эти могли происходить в разных направлениях. Как показывает расходящийся веер стрелок (см. рис. 62, а), такое соотношение пластов по обе стороны нарушения могло быть результатом сдвиговых, взбросовых, взбросо-сдвиговых и сбросо-сдвиговых перемещений. Не мог в таких условиях проявиться только чистый сброс.

Однако такое соотношение пластов с дизъюнктивом не единственное, которое подходит под понятие чистого надвига; число примеров подобных соотношений может быть весьма большим. Мы проанализируем лишь два типичных примера.

Новый пример (рис. 61) отличается от рассмотренного выше лишь углом между простираем разрыва и простираем смещаемых

* Напоминаем, что мы рассматриваем наиболее распространенные дизъюнктивы, в которых нет сколько-нибудь существенных вращений блоков.

им пластов, т. е. углом, под которым нарушение сечет пласты; этот угол здесь на 10° меньше, чем в первом случае.

Сделав обычные дополнительные построения и найдя линии скрещения разрыва со смещенными им частями пласта $ЛЛ_1$ и $ВВ_1$, расположенными по одну и другую стороны, видим, что эти линии параллельны линии падения нарушения. По табл. 6 такие соотношения отвечают третьей группе (точнее подгруппе 3, а), в которой возможными типами перемещений являются сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. Следовательно, показанное на рис. 61, а соотношение смещенных частей пласта не может возникнуть ни при чистых сбросах, ни при чистых надвигах (взбросах).

Таким образом, ни одно из высказанных выше суждений А. А. Белицкого, М. А. Усова, И. А. Молчанова несправедливо для объяснения подобных соотношений, подходящих в то же время под определение прямого надвига. На разрезе I—I (см. рис. 61, в), перпендикулярном к пласту, видно перемещение сбросового типа. На разрезе II—II (см. рис. 61, г), перпендикулярном к плоскости разрыва, пласты расположены параллельно нарушению, и определить тип перемещения трудно. Такие разрезы мы имели бы для 4 группы нарушений (см. табл. 6).

Заметим кстати, что линии скрещения дизъюнктива со смещенными им пластами получились бы параллельными линии падения нарушения в том случае, если бы в первом примере (см. рис. 60, а) пласт падал не под углом 30° , а более полого (под углом 22°), в то время как все остальные элементы залегания остались бы прежними. Очевидно, что вариантов, при которых линия скрещения совпадала бы с линией падения разрыва, можно указать бесконечное множество. При этом должны соответствующим образом сочетаться как элементы залегания дизъюнктива, так и элементы залегания смещенных им пластов.

Рассмотрим теперь следующую разновидность прямого надвига (рис. 62). Этот случай отличается от разобранных выше тем, что острый угол между направлениями простирания разрыва и простирания пластов уменьшен еще на 10° , все же остальные элементы залегания сохранены те же. С помощью известных построений найдем линии скрещения пласта и разрыва ($ЛЛ_1$ и $ВВ_1$). Анализируя их положение, видим, что это нарушение должно быть отнесено к подгруппе 2, а, где возможными вариантами перемещений являются сдвиги, сбросы, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги, чистые же надвиги невозможны.

На разрезах I—I и II—II (см. рис. 62, б и в), ориентированных так же, как и в предыдущих случаях, видно, что оба разреза отображают перемещения сбросового типа, но различных видимых амплитуд, если измерять их по дизъюнктиву от одного смещенного конца пласта до другого.

Итак, рассматривая различные варианты прямого надвига М. А. Усова, видим, что нельзя не учитывать положения линий скрещения разрыва со смещенными им пластами. Для решения вопроса, какой же из возможных типов перемещения действительно имел

место, необходимо знать положение линии скольжения блоков. Если рассмотреть нарушения, имеющие другие наименования, например согласный взброс М. А. Усова (отличающийся от прямого надвига только тем, что взброс падает круче смещаемых пластов), обнаружится аналогичное несоответствие между названием наруше-

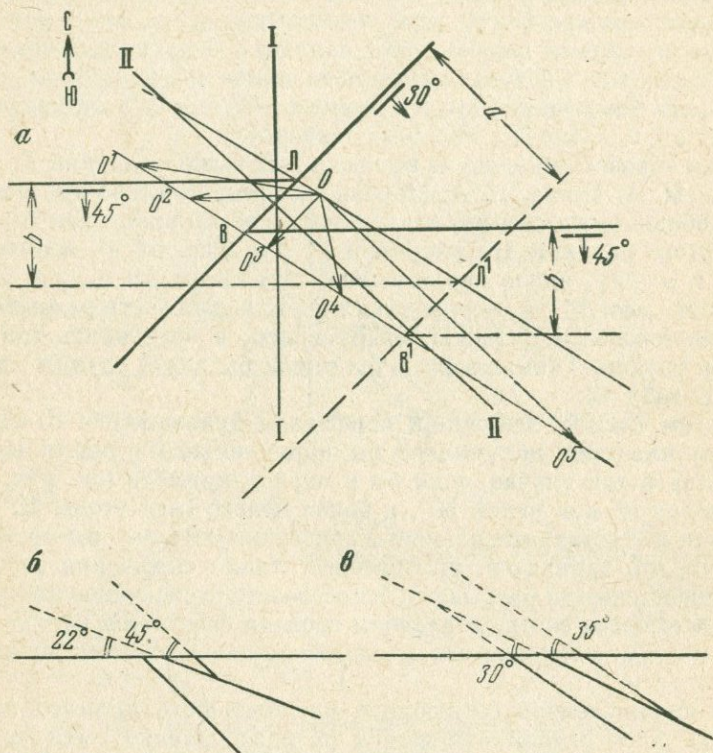


Рис. 62. Второй, несколько измененный вариант рис. 60.
 а — план; б — разрез по линии I—I; в — разрез по линии II—II

ния и действительными перемещениями, возможными в плоскости этого дизъюнктива.

Рассмотрим теперь поднятый А. А. Белицким вопрос о представительности разрезов. Как известно, А. А. Белицкий утверждал, что истинные соотношения пласта и разрыва может показать только разрез, идущий по линии перемещения (скольжения) блоков; все другие будут давать искаженную картину. Приведенные утверждения правильны лишь для чистых сдвигов, сбросов и надвигов, т. е. частных случаев нарушений. Все же многообразие косых перемещений этого не подтверждает.

Действительно, если мы имеем вертикальный разрез, идущий по линии скольжения, совпадающей с линией падения нарушения, по которому произошли сбросовые или взбросовые перемещения, вер-

тикальная амплитуда смещения H , наклонная его амплитуда H_1 и ширина смещения («звятие» или «сдвоение») L будут изображаться здесь истинными величинами. Без искажения изобразятся также R , R_1 , R_2 , которые здесь соответственно равны: $R = L$, $R_1 = H_1$ и $R_2 = H$.

То же будет характерно и для чистого сдвига. В этом случае плоскость разрыва будет изображаться в виде горизонтальной линии (так как разрез совпадает с простираением нарушения), а смещаемые дизъюнктивным пласти сохраняют некоторый наклон, тем меньший, чем острее угол между направлением простираения этих пластов и данным вертикальным разрезом. Элемент сдвига (λ) здесь будет иметь истинную величину, H_1 и H будут равны нулю, величина L не будет выражена вообще. Поскольку в большинстве случаев разрезы делаются не по линии простираения нарушения, а косо по отношению к ней, перемещение типа чистого сдвига будет изображаться на них в виде сброса, либо надвига.

При наиболее распространенных косых перемещениях — сбросо-сдвигах или взбросо-сдвигах — на разрезе, построенном вдоль линии смещения, истинную величину будут иметь H — вертикальная сбросовая или взбросовая амплитуда косога перемещения, R_1 — наклонная амплитуда смещения и R — ее проекция на горизонтальную плоскость, т. е. то, что совпадает с плоскостью разреза. Все же остальные составляющие этого нарушения (H_1 , λ и L) на нем не отражаются.

Следовательно, на основании разрезов мы не можем определить характер перемещения, т. е. определить, изображают они сбросовое или сбросо-сдвиговое перемещение, ибо на них то и другое выглядит совершенно одинаково. Одинаково будут выглядеть и разрезы взбросо-сдвиговых и взбросовых перемещений, так как на разрезах те и другие будут изображены в виде надвигов (взбросов). Это и понятно, если учесть, что разрез принципиально ничем не отличается от любой проекции (вертикальной, горизонтальной или наклонной), на которую в истинную величину будут проектироваться отрезки, параллельные плоскости разреза. Отрезки, перпендикулярные к этим плоскостям, будут изображаться в виде точек. Все же другие отрезки, занимающие промежуточное положение, будут искажены в той или иной степени.

На геологических разрезах линии, не попадающие на разрез, как правило, не изображаются. Следовательно, только макет, сделанный в том или ином масштабе, на котором в плоскости разрыва будет нанесена линия скольжения блоков, может дать нам объемное представление о типе перемещения и позволит показать истинные амплитуды составляющих косых (сбросо-сдвиговых и взбросо-сдвиговых) перемещений.

Таким образом, из всех перечисленных величин, характеризующих те или иные составляющие амплитуды перемещения на разрезах, совпадающих с линией скольжения, в истинную величину будут изображаться лишь R_1 , R и H , поскольку они лежат в их плоскости. Все остальные величины будут представлены лишь своими

проекциями, искаженными в той или иной степени. Поскольку разрезы, иллюстрирующие карты, преследуют цель не только показать характер перемещения по дизъюнктивам, но и отразить другие особенности геологического строения участка (скалчатость, наличие интрузивов и рудных тел и т. д.), они, как правило, ориентированы без учета простирания линии скольжения блоков по нарушению. Поэтому на таких разрезах ни одна из составляющих амплитуды перемещения не будет изображаться величиной истинной. Напомним еще раз, что по разрезам нельзя сказать, какого типа перемещение в действительности произошло по данному дизъюнктиву.

В ряде случаев сбросовый или сбросо-сдвиговый тип перемещения на том или ином разрезе будет изображаться как надвиг. В качестве примера можно сослаться на только что рассмотренный пример прямого надвига М. А. Усова (см. рис. 60, разрезы I—I и II—II). В разрезах, параллельных простираниям разрывов (т. е. идущих вдоль линии разломов), почти все нарушения выглядели бы как сдвиги. Примеров подобного несоответствия, изображенного на разрезах, с существовавшим в действительности перемещением можно было бы привести сколько угодно. Если мы вновь обратимся к табл. 6, то заметим, что только в группах 2 и 3 на разрезах, сделанных в разных направлениях, будут изображаться сбросовые, взбросовые, либо, наконец, сдвиговые типы перемещений. Для первой группы на разрезах всевозможных направлений общий тип перемещений будет одним и тем же, т. е. сбросовым для подгруппы 1а и взбросовым для подгруппы 1б. Таким образом, зная положение линии скрещения разрыва со смещенными им пластами, можно заранее определить, какие типы перемещений можно увидеть на разрезах, идущих в различных направлениях.

В связи со сказанным, законным был бы вопрос о том, как же проверить правильность изображения перемещенных по дизъюнктиву пластов на разрезах, пересекающих их в нескольких направлениях (в пределах небольшого участка). Оказывается, что в этих целях следует использовать одну из величин, которая всегда постоянна, т. е. независима от направления вертикальных разрезов. Такой величиной является расстояние между смещенными пластами (высочим или лежащим их боками), замеренное по вертикали. Это вертикальное расстояние можно фигурально сравнить с данными керн вертикальной скважины, которая, встретив один из этих пластов и пройдя его, затем достигает следующего (в случае «сдвоения», или при «зиянии» мысленно продолженного пласта). Естественно, что в каких бы направлениях мы не строили вертикальных разрезов через такую скважину, расстояние между этими пластами измениться не может. Совершенно очевидно, что в правильно построенных разрезах, секущих разрыв в разных направлениях (вне зависимости от того, что этот разрез изображает: сдвиг, сброс или взброс), вертикальные расстояния между пластами (продолженными пунктиром, если они образуют «зияние») будут одинаковы. Советуем проверить

справедливость сказанного хотя бы на разрезах I—I и II—II на рис. 60, 61, 62.

Использовать эту возможность можно в целях качественной проверки характера изменений амплитуды перемещения блоков в плоскости разрыва. Для этого следует измерить вертикальные расстояния между смещенными пластами на разрезах, отстоящих один от другого на значительных расстояниях. При этом должна быть уверенность в правильности построения разрезов и в том, что все они относятся к блокам, не рассеченным нарушениями, оперяющими данный дизъюнктив, и соответственно не нарушающими монолитность блоков по обе его стороны, а также неизменности угла падения пластов. Мы еще раз подчеркиваем, что такое измерение даст нам качественную, а не количественную характеристику таких изменений.

Заметим, что приведенные рассуждения применимы к изображению мощностей на вертикальных разрезах, проведенных в разных направлениях, что было нами рассмотрено раньше.

В заключение следует заметить, что некоторым геологам, прочитавшим настоящую статью, могут показаться слишком сложными и мало целесообразными предлагаемые методы определения типов перемещений и их амплитуд. Прежде всего, наиболее трудными им могут показаться способы установления линии скольжения и возраста перемещения. Они могут посчитать, что для правильного направления геологоразведочных работ достаточно знать положение какого-либо одного из смещенных контактов по обе стороны дизъюнктива и вертикальное расстояние между этими контактами.

Однако такой взгляд мы считаем неправильным и вредным. Имеется множество примеров (часть из которых уже была рассмотрена в этой книге), когда недостаточность сведений о перемещениях блоков по нарушению приводила к потере рудных тел и неправильной ориентации поисков. Невозможно таким путем выявить многократные перемещения и вообще определить тип перемещения простого или сложного. Дополним это практическим примером. Представим себе, что мы нашли одну из смещенных частей жилы и не стали делать попыток к установлению линии скольжения блоков по дизъюнктиву. В этом случае поиски смещенной части жилы проводились бы вслепую. Допустим, что нам без больших трудов сразу удалось найти смещенную часть жилы, не прибегая к установлению линии смещения. Значит ли это, что устанавливать эту линию не следует? Нет, не значит. Во-первых, всегда может закрасться сомнение в том, является ли найденная нами жила именно смещенной частью уже известной, а не какой-то другой жилы, которую мы еще не вскрыли. Во-вторых, вдоль этого нарушения может быть обнаружена какая-то новая жила с иными элементами залегания и опять возникает вопрос, где искать ее продолжение за линией нарушения.

Зная же линию скольжения и амплитуду перемещения, установленную по первой из найденных жил, и решив обратную задачу, можно достаточно точно наметить ожидаемый выход второй половины

новой жилы. Наконец, сами разрывы часто являются местами локализации оруденения.

Из полевого опыта многих геологов, а также из результатов экспериментальных работ М. В. Гзовского, Е. И. Четковой (Гзовский, 1975) и других исследователей известно, что дизъюнктивы не представляют собой плоскостей, а иногда являются довольно сложными волнистыми поверхностями. В зависимости от характера подвижек в пределах этих поверхностей образуются участки, представленные относительно крупнообломочной брекчией, хорошо проницаемой для рудоносных растворов, отлагавших руду, а также сжатые притертые участки, заполненные тектонической глиной, в которых промышленная концентрация руд не наблюдается. Кроме того, зная, например, характер перемещения по дизъюнктиву, проявившемуся перед рудообразованием, можно предсказать, в каких участках сложной поверхности нарушения следует ожидать появления оперяющих его рудоносных трещин и зон дробления и рудных столбов, среди которых могут быть и слепые, и наметить рациональную программу их поиска. Большое значение эти данные имеют и для оценки возможной протяженности рудоносных структур на глубину. Мы также считаем, что без достоверной расшифровки истории возникновения разломов и расчетов амплитуд перемещений в каждый этап этой истории нельзя ожидать настоящего прогресса в дизъюнктивной тектонике.

ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО РАЗЛОМАМ

Выбор способов обобщения результатов расчетов амплитуд перемещений — задача важная и требует еще совершенствования. Мы изложим тот опыт, который был накоплен, и те предложения, которые могут способствовать этому обобщению.

Изображение разрывов на картах и специальных схемах — вещь обычная и всем известная. На некоторых из них разломы разделяются по рангам, отражающим их значимость, и иногда по возрасту своего возникновения. Это безусловно важно, и дополнение этих схем показом типов и амплитуд перемещений увеличит их ценность.

Если накопился достаточно представительный материал, позволяющий отразить перемещения для ряда последовательных этапов развития, то, очевидно, такие отдельные схемы на бланковых картах для каждого этапа развития заслуживают одобрения. Сразу же при этом возникает вопрос, что изображать — результаты перемещений этого периода деформаций или суммированный результат всех перемещений на данный этап развития (включая и его), сняв лишь последующие, более молодые перемещения? Нам представляется, что если есть материалы для отражения каждого из этих вариантов, это надо сделать, так как они несут свою интересную информацию. Если нет такой возможности, приходится довольствоваться схемой с суммарными амплитудами ряда этапов перемещений.

Выбор уровня высотной координаты, от которой следует откладывать степень приподнятости одного блока относительно других, требует размышлений. Наиболее простое решение — это принять современный уровень моря и современные положения и соотношения блоков, т. е. начинать «киноленту» событий «раскручивать» в обратном направлении, зная, что уровень моря сегодняшний мог существенно отличаться от прошлого, а каков он был, мы не знаем. Как нам кажется, именно в этом предполагаемом подходе есть возможность приблизительно определить эти прошлые уровни и сравнить их с современным, тем самым подойти другим путем к вопросам палеогеографии и палеогеоморфологии, в сравнимых координатах. В свою очередь палеосхемы, построенные на основе анализа типов осадков, размещения их мощностей и фаций в пространстве (что обычно делается всеми без учета блокового строения на этот период), будут являться некоторым контролем при сопоставлении палеотектонических схем для одного и того же времени, точнее его отрезка, обычно приходящегося на период тектонической перестройки территории, сопровождаемой и палеогеографической перестройкой, и созданием нового рельефа к началу следующего периода развития. Так, например, зная современное положение тектонических блоков относительно уровня моря и амплитуды их перемещений за

четвертичный период, можно восстановить картину на конец неогена. Если при этом имеются данные о размещении морских и континентальных отложений конца неогена, а также возможности судить о палеорельефе на основе размещения этих отложений и их фаций, мощностей и других данных, мы получаем хорошие возможности для сравнения результатов и взаимной корректировки тектонических и палеогеографических схем. При независимости подхода и определения палеогеографии и надежности данных можно будет судить об изменении современного уровня моря относительно прошлого его положения в конце неогена или другого периода, для которого делались такие сопоставления. Этот анализ открывает нам новые возможности и сулит новые интересные выводы.

Как было сказано выше, мы за составление двух тектонических схем на выбранный временной рубеж. На одной из них необходимо показать, что произошло во время последней эпохи перемещений, а на второй — каково суммарное перемещение каждого блока к этому рубежу времени. Без этого могут быть потеряны важные черты тектонического развития. Допустим, например, что до последних смещений какой-то тектонический блок был поднят и представлял собой взброс, а затем его перемещение было сбросовым, но меньшим по суммарной амплитуде прежних противоположных перемещений, следовательно, не имея тектонической схемы последних движений, а лишь общую схему суммарных перемещений блоков, мы не заметили бы этого сбросового перемещения и считали бы всегда это нарушение взбросовым. То, что такие случаи имеют место, нами было ранее показано на разборе реального примера (см. рис. 57).

Кроме того, составляя такие схемы, можно показать, какие из разломов в этот период не имели смещений и не влияли в данный период на осадконакопление, а какие оказали весьма существенное влияние. Здесь же можно отразить разломы, появившиеся впервые или вовсе прекратившие свое существование, будучи залеченными, «запаянными», внедрившимися интрузивами или гидротермальными образованиями, а также многие другие варианты развития конкретных структур. Это позволит говорить не вообще о масштабности этих структур, имея в виду часто лишь одну их характеристику — длину и иногда мощность зон разломов, — но и учитывать амплитуды перемещений в разные периоды и перемены знаков этих смещений и т. д. Только такие данные позволят судить о роли конкретных разломов и масштабности их влияния на развитие земной коры в разные исторические эпохи.

Например, такая работа была проведена нами (1961, 1969) для Кураминской металлогенической зоны Средней Азии. Собранный материал позволил рассмотреть следующие взаимосвязи:

- 1) разломы и осадконакопление, включая эффузивную деятельность;
- 2) разломы и складчатость;
- 3) характер перемещений по разломам в разные этапы развития Кураминской зоны;
- 4) разломы и размещение интрузивных массивов и даек;

5) разломы и размещение эндогенной минерализации.

Главной практической и научной целью этих исследований был детальный анализ палеотектонической и палеогеоморфологической картины на период образования подавляющей массы эндогенных месторождений для установления палеоповерхности синхронной рудообразованию и выяснению глубин ее послерудного размыва вплоть до образования современного рельефа. Все это было показано на специальной карте глубин эрозионных срезов, методика построения которой наиболее подробно изложена нами в работе за 1969 г. и более кратко раньше (1961 г.). В ее основу были положены:

1) геологическая карта 1 : 50 000 масштаба, составленная под нашим руководством и участием, с разреженными горизонталями рельефа (через 50 м);

2) многочисленные геологические разрезы того же масштаба;

3) схемы размещения мощностей различных, залегающих несогласно друг на друге, свит;

4) данные о складках в различных толщах;

5) наиболее полные сведения об амплитудах и направлениях перемещений по разломам в различные этапы их развития;

6) данные о времени формирования массивов интрузивных пород (особенно близких к возрасту руд) и их влияние на развитие складчатости и разломов и другие геологические сведения, в том числе о составе толщ, позволяющие судить об условиях осадконакопления и палеогеографических условиях того времени, для которого необходимо установить положение и морфологию искомой поверхности земли.

Карта эрозионных срезов строилась в том же масштабе, на той же топографической основе, что и геологическая карта. На топооснову с геологической карты были перенесены все разломы, массивы интрузивных пород того же тектоно-магматического цикла развития, что и эндогенные месторождения и рудопроявления и (отмечено карандашом) положение геологических разрезов.

На геологических разрезах с учетом всех перечисленных выше материалов изображалось положение нулевой верхнепермской поверхности Земли, синхронной времени рудообразования. Эта нулевая поверхность отражает не уровень пермского моря, а положение поверхности Земли относительно современного уровня мирового океана. При этом за нулевую искомую поверхность нами принимался самый верхний горизонт верхнепермских отложений, поскольку незначительный и неравномерный размыв этих отложений за сравнительно короткий период образования руд при спокойном, почти платформенном режиме того времени был небольшим, не превышающим неизбежных ошибок, связанных с определением как вероятных мощностей самой свиты, так и складчатых и глыбовых перемещений блоков по разломам. Совершенно очевидно, что положение нулевой верхнепермской поверхности наиболее легко было определить для тех тектонических блоков или площадей, на которых сохранились верхнепермские отложения, и следовало лишь учесть степень сохранности разреза, что позволяла нам сделать схема

размещения мощностей свит. Складчатые деформации и перемещения контактов этих отложений по разломам позволяла нам учесть геологическая карта, разрезы к ней и расчеты амплитуд перемещений. Такие районы, в которых сохранились верхнепермские отложения, составили $\frac{1}{4}$ часть изученной территории Кураминской зоны. Подобная благоприятная обстановка встречается, конечно, нечасто.

В тех районах или блоках, где эти отложения отсутствовали или были размыты, привлекался весь арсенал перечисленных выше сведений и был выполнен тщательный анализ всех данных: изменение фаций и мощностей свит, их размещение в пространстве, несогласия и степень размыва разных свит, строение складок, амплитуды перемещений по разломам и т. д. и таким путем на разрезах устанавливалось положение этой нулевой поверхности и переносилось на карту эрозионных срезов.

Как видно из сказанного, основой для выявления нулевой поверхности являлись геологические разрезы. Их количество и направление определялось в каждом конкретном случае с тем расчетом, чтобы по ним можно было установить элементы залегания этой поверхности, ее высотное положение относительно современной земной поверхности и все те перемещения, которые она испытала по всем изображенным на геологической карте разломам. Составляя разрезы, не следует забывать, что они должны быть построены на точных профилях с обязательной проверкой соответствия этих разрезов в местах их пересечения, для устранения частой ошибки геологов, привыкших к вольному изображению, скорее идеи геологического строения, чем к стремлению показать истинную структуру района в данном сечении. В таких пересекающихся разрезах высотные отметки искомой поверхности должны совпадать.

Выяснить положение этой поверхности в некоторых блоках весьма сложно, и ее положение в таких случаях оказывается условным.

Внимательный анализ положения этой поверхности на разрезах показал, что она достаточно проста и представляет собой серию пологих волн — складок большого радиуса кривизны, рассеченных разломами, по которым перемещены их контакты. Последние на разрезах, без больших погрешностей, можно расчленить на серию моноклиальных полос, со свойственными им элементами залегания, которые легко вычислить по этим разрезам, как это нами объяснялось раньше. Далее, на этих разрезах параллельно нулевой поверхности были проведены через 500 м (в масштабе карты) параллельные ей линии, отмечающие глубины ее эрозии с отметками —500, —1000, —1500 м и глубже. Там, где линии с этими отметками утыкаются в рельеф разреза, их переносим на составляемую карту глубин эрозионных срезов и пишем эти отметки. Теперь, имея серию этих отметок по разрезам в каждом тектоническом блоке и вычисленные элементы залегания нулевой поверхности, уже нетрудно построить линию пересечения таких (последовательно и параллельно опущенных с интервалом в 500 м) поверхностей с рельефом местности, т. е. так, как строят выход пласта на поверхность Земли, имея точку выхода и эле-

менты его залегания. В результате таких построений была получена карта эрозионных срезов (или глубин размыва) верхнепермской поверхности. Эта карта внешне сходна с геологической картой согласно залегающих пачек пород с постоянной мощностью, равной 500 м, образующих пологие волны складок, рассеченных разломами на серии блоков.

Каждый интервал между изолиниями глубин эрозии был закрашен определенным цветом по тому же принципу, как это делается в геологии, т. е. чем глубже эрозия, тем темнее тон. В результате мы получили наглядную карту, которая позволила отчетливо видеть соотношения блоков, установить глубину залегания интрузивных массивов верхнепермского интрузивного комплекса и особенно диапазон глубин образования различных типов эндогенных месторождений (Pb, Zn, Cu, Fe, Mo, W, CaF₂, Au, Sb, Bi и других) и глубины эрозии каждого конкретного объекта, установить предельный геотермический градиент этого района в верхнепермское время и другие закономерности. Выделение глубинных уровней или диапазонов, в которых развиты определенные группы (сообщества) руд, имеет прямое практическое значение для определения перспектив поисков и оценки найденных объектов, в том числе «слешых», не выходящих на дневную поверхность, не только в данной металлогенической зоне, но и других регионах, на основе проведенных нами сопоставлений. Кроме того, эта карта позволяет реставрировать палеогеогеологические условия.

Из приведенного В. Е. Хаиным (1973) обзора глубинных разломов видно, насколько ничтожны наши сведения о времени их возникновения, амплитудах перемещения, и как разноречивы и противоположны эти сведения. Так, например, по разлому Сан-Андреас (с простиранием СЗ 320°), который считается самой изученной крупной (длиной 900 км) структурой, горизонтальные перемещения оцениваются одними исследователями в 370 км, другими — в 580 км. И то и другое не увязывается с тем, что на севере он сопрягается с широтным разломом Горда того же возраста и не смещает его. Не меньше противоречий и по другим аналогичным структурам. Типы разрезов и установление изофациальных зон, по которым обычно оцениваются эти сдвиговые перемещения, оказываются не очень надежными реперами, так как получены они по результатам редких маршрутов при мелкомасштабном картировании. На приводимых схемах не показано ни одного разлома, расчленяющего оба блока на многочисленные блоки разных порядков, причем среди них есть и такие, которые влияли на характер осадконакопления (тип разреза) и амплитуды перемещения, по которым они весьма существенны и поддаются вычислению. Пренебрегать ими нельзя, ибо блоки по обе стороны глубинных разломов не монолитные. Как крупные, так и меньшие по значимости нарушения, утыкаясь в другие системы или рассекая их, создают такую основательную анизотропию, что любые новые деформации ведут к разрядке напряжений не во всей этой глубинной структуре, а ее частях, создавая условия для автономности перемещений этих более мелких блоков, что, кстати,

хорошо картируется и поддается расчетам. Это, в частности, видно на приведенном нами примере развития Кумбельского глубинного разлома (Кушнарев, Каждан, 1958; Кушнарев, 1969). Эта же расчлененность на множество блоков, ограниченных с разных сторон разломами, уменьшает степень свободы в выборе направлений перемещений этих блоков, т. е. положений их линий скольжения. Элементы залегания разломов, ограничивающих эти блоки, будут предопределять положение линий скольжения на плоскостях соседних разломов иного простираия и падения, ограничивающих их с других сторон (например, представим себе такую естественную ситуацию: широтный разлом падает на юг и по нему естественное надвиговое перемещение; с востока он ограничен вертикальным меридиональным разломом и, следовательно, по нему перемещение того же блока будет уже взбросо-сдвиговое). Это положение, кстати, дает возможность контролировать правильность независимого определения линии скольжения блоков в данный этап деформаций.

Положение линий скольжения отражается также на оптической ориентировке минералов, создавая S- или В-тектониты, позволяющие определить положение этой линии (Скрипченко, 1958; Курдюков, 1958; Пэк, 1940, 1962, 1970, и др.). В ряде случаев документально установлено, что ряд размывов возникло до проявления нескольких последовательных складчатых деформаций, и в то же время мы не имеем ни одного хорошо аргументированного примера участия самих поверхностей разломов в складчатости. Могут, конечно, возразить по этому поводу, сославшись на некоторые изогнутые поверхности шарьяжей. Однако помимо проблематичности их существования как тектонических (а не гравитационных) пластин, где есть доказательства их участия в диапиризме, никто не привел данных о соответствии их изогнутости с обычными складками, возникшими после их образования.

По крутопадающим нарушениям данных о их деформациях нам не известно ни из литературы, ни из собственных наблюдений. Не является ли это показателем, что эти разломы, создавая гетерогенность, позволяют по-разному развиваться складкам в каждом таком блоке. Косвенным подтверждением могут быть обычно наблюдаемые приразломные складки. Вопрос этот заслуживает дальнейшего изучения.

Все сказанное в этом разделе следует рассматривать как некоторые предложения, а не как какую-то жесткую обязательную схему обобщений. Мы старались показать примеры и пути, по которым шли, пытаясь обобщить материалы; здесь имеется широкое поле деятельности.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКИ

Вопросам образования трещин в горных породах и различных материалах посвящено большое число работ, перечислить которые не представляется возможным. Геологический крен и приложимость существующих гипотез к пониманию трещинной тектоники и методики ее изучения был дан А. В. Пэком (1939, 1962, и др.). За истекший период сделаны новые шаги в изучении механизма и условий образования трещин и возникли новые гипотезы, рассматривающие эти вопросы, начиная с атомарного и молекулярного уровня до континентального, т. е. макроскопического — инженерного. Их современное изложение с учетом некоторых интересов геологов дано в доступной форме А. А. Воробьевым (1973) и отчасти в двухтомном сборнике «Земля» (Тернер и др., 1974), и поэтому мы не намерены их пересказывать.

Наиболее интересные и важные положения для геологического приложения и учета при трактовке полевых данных мы постараемся кратко изложить.

Все исследователи единодушны в том, что на сегодняшний день нет удовлетворительной теории или гипотезы образования трещин и их сочетаний, несмотря на крупные успехи в развитии физики твердого тела.

В лаборатории невозможно создать сложные природные условия. Законы подобия, условия, имитирующие естественные, геологические, не найдены. Это относится и к малым скоростям нагружения пород.

В изотермической теории пластичности поведение материала идеализируется как независимое от времени и разделяется на упругое и пластическое. Сами же деформации горных пород рассматриваются как однородные, фактически они таковыми не являются, особенно в слоистой толще, состоящей из пород разного состава и механических свойств. Эллипсоид деформаций предполагает именно однородность пород и их свойств и применим к таким случаям. Поэтому, привлекая эллипсоид деформаций к объяснению тех или иных закономерностей, надо выделять участки однородные, т. е. с однородной деформацией, и тогда только можно применять эллипсоид деформаций. Забегая несколько вперед, следует отметить, что рассуждения о планетарной системе трещин есть крайняя степень идеализации однородности не только каких-то участков Земли, но ее как планеты (хотя мы не убеждены, что защитники этой концепции имели в виду эту теорию и приложимость эллипсоида деформаций).

По Д. Гриффитсу и А. Ф. Рейду следует, что образование разрывов сопровождается выделением упругой энергии, значение которой возрастает с размерами трещин. Образование этих разрывов в твердых

телах сопровождается волновыми процессами, энергия которых проявляется в форме землетрясений. Хрупкое разрушение твердых тел рассматривается как процесс внезапный, лавинный, катастрофический, наступающий при некотором критическом напряжении, изменяющий прочность материала, или как непрерывно развивающийся процесс, который начинается при любом малом внешнем напряжении, когда возникновение зародышевых трещин и их релаксация (залечивание) идут одновременно в разных частях тела, но преобладающий рост первых ведет в конечном счете к внезапному распаду тела на части. Особо опасны устья трещин, где концентрируются перенапряжения. Атомные теории дислокаций как раз и строятся на схемах образования зародышевых трещин и пор, накопления в них перенапряжений и слияний этих дислокаций. В хрупких телах пластическая деформация затруднена, хотя даже при хрупком разрушении всегда имеется местное пластическое течение материала. При больших скоростях нагружения в хрупких телах происходят разрывы межатомных связей без пластической деформации. Повреждение структуры и разрушение сопровождается поглощением энергии, хотя возможно и обратное — детонация с выделением энергии — ее накопление ведет к неравновесному состоянию (возбуждению атомов) и концентрации нарушений.

Как уже было отмечено, разрушение — процесс катастрофический, и этот вывод основан на наблюдениях. При нагрузках ниже критической образец не разрушается, выше — разрушение мгновенно. Скорость распространения трещин вследствие этого огромна и в пределе равна скорости света; считают, однако, что она ближе к ее половине.

В геологическом преломлении этих данных следует, что образование трещин — это миг, величина неощутимая, и поэтому связывать например, минеральную зональность как процесс, синхронный и медленный, сопоставимый с постепенным изменением состава гидротерм во времени и созданием нового пространства при разрастающейся постепенно трещине, не резонно. Очевидно, что при наличии зональности минерализации в той или иной трещинной структуре необходимо искать иное ее объяснение.

Большую скорость образования трещин не следует также прямо связывать и с большими расстояниями их распространения, так как последние будут определяться особенностями среды. Так, например, на многочисленных примерах образования раздвиговых структур видно, что многие трещины короткие, развиты только в пределах хрупких пород и гасятся у экранов пластичных пород. Та же система разломов и трещин видна и в диапировых структурах — одна во внутреннем ядре, другая, независимая, за его пределами, за облегающей его зоной брекчий и милонитов.

Помимо гетерогенности состава и свойств самих пород, эту неоднородность усиливает и разная степень их увлажненности и приобретение новых свойств против сухого их состояния — например глин. Так, проведенные экспериментальные данные о влиянии влажности на одни и те же породы и минералы при их деформации пока-

зали, что во влажном состоянии деформация пород начинается раньше, поскольку вода или водные растворы, находясь в породе, уменьшают сцепление и трение между частицами и требуют меньших напряжений для их разрушения.

Кроме того, может иметь место и химическое взаимодействие ее с минералами пород, ослабляющее межзатомные и другие связи. Так, например, экспериментальные данные Д. Т. Григгса по деформации кварца, одного из прочнейших и наименее текучих минералов земной коры, сохраняющем при высоких температурах и всестороннем давлении совершенную упругость, хрупкость, показывают, что в присутствии воды он при определенных температурах и давлении становится слабым и текучим, как и некоторые другие силикаты.

При всестороннем давлении в $15 \cdot 10^8$ Па и скорости производимой деформации $0,8 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ в «сухом» состоянии кварц выдерживает высокие дифференциальные напряжения до разрушения, достигающие $40 \cdot 10^8$ Па при 100°C , $\sim 30 \cdot 10^8$ Па при 700°C , $20 \cdot 10^8$ Па при 900°C и чуть меньше при 1000°C , а во влажном состоянии начинает течь уже при давлениях, несколько превышающих $1 \cdot 10^8$ Па. Д. Григгс объясняет это гидролизом $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$, смежных с дислокациями мигрирующей воды. Этот механизм в условиях метаморфизма является наиболее важным из всех установленных до сих пор в горных породах. Он имеет безусловно очень большое значение как составная часть механизма оптической ориентировки кварца и других минералов при образовании различного рода тектонитов, выявленных при микроструктурном анализе.

В обыденной практике всем хорошо известны результаты перемещения, которые ведут к резкому росту числа (часто катастрофических) оползневых перемещений крупных объемов пород. Становятся более понятными интенсивные и многократные внутрирудные дробления минералов, ибо они идут в условиях насыщенности этих полостей гидротермальными растворами или, например, большая частота трещин и расщепление в породах более глинистых (но не глинах) и высокопористых: мергелях или мергелистых известняках, сланцах и т. д., а не в массивных известняках, амфиболитах, интрузивах и т. п. С этим же отчасти связано и более легкое возобновление перемещений блоков пород по старым разломам и трещинам (и разрядка напряжений), способствуя развитию унаследованных структур, чем образование новых разрывов. Именно трещиноватость и брекчии зон разломов — главные пути движения и разгрузки подземных вод и гидротерм, а разделяющие их глинистые экраны — есть те полупроницаемые преграды, регулирующие их потоки и разделяющие различно деформированные породы, иллюстрации чего были приведены раньше (диапиры, раздвиги и другие структуры). Кроме поровых вод при высоких температурах и давлениях даже в сухих породах появляется вода, обязанная дегидратации минералов, а затем и конституционная вода, входящая в состав минералов и высвобождаемая при их метаморфизме. Эта вода также изменяет условия деформации пород и способствует метаморфическим их превращениям в новые породы с другими физико-механическими свойствами. Само

появление различно метаморфизованных пород есть показатель значения этого фактора. В широком геотектоническом аспекте это проявляется еще резче. Известно, что в геосинклинальных зонах Земли геотермический градиент высок и колеблется часто от 20 до 80 град/км (например, в Альпийском Прикарпатском прогибе в Чоц-Мукачевском районе), а в других местах достигает иногда 150 град/км (Пиренеи). В то же время, в платформенных областях он низок — от 1—3 до 5 град/км. Как и следовало ожидать, высокая тектоническая мобильность из-за меньшей прочности пород в связи с более высокими температурами на глубинах будет в геосинклинальных зонах. Это касается отдельных разрывных структур, в которых фиксируются высокие тепловые потоки, а их повышение должно настораживать на возможность нового землетрясения, что, кстати, и учитывается наряду с другими предупреждающими сигналами.

До определенного предела процессом, ведущим к упрочнению пород, будет рост литостатической нагрузки, т. е. давление столба вышележащих пород. Это давление на глубине можно рассматривать при различных расчетах, в некотором приближении, как всестороннее давление. Так, используя данные С. Мадушими (1961 г.), Р. Аффен и А. Жессоп в 1963 г. показали, что граниты на глубине 20 км, где литостатическое давление $P = 5,5 \cdot 10^8$ Па, будут обладать наибольшим касательным (скальвающим) напряжением $S = 7,35 \cdot 10^8$ Па (против $1,5 \cdot 10^8$ Па у поверхности земли, где $P = 0$). С ростом глубины скальвающее напряжение будет падать и на глубине 50 км будет равно нулю. Более высокие значения скальвающих напряжений S в широком диапазоне глубин дают базальты. У поверхности земли $S = 2,7 \cdot 10^8$ Па, возрастая до максимума на глубине 40 км, где $S = 10,6 \cdot 10^8$ Па (при $P = 14,7 \cdot 10^8$ Па). К глубине 50 км оно снижается до $S = 10,15 \cdot 10^8$ Па, а к 200 км падает до нуля.

К глубинам 4,5—5,0 км, где литостатическое давление около 10^8 Па, пористость становится близкой нулю, а на 10—12 км (как это еще в 1912 г. и 1918 г. показали Ф. Адамс и П. Бриджмен) трещиноватость стремится к нулю и исчезает к 20—21 км. Все эти признаки уплотнения и релаксации (залечивания) трещин и исчезновения пор — показатели упрочнения. Ниже отмеченных глубин, где выдерживаемые касательные напряжения максимальны для разных пород, прочностные свойства уменьшаются, видимо, в первую очередь в связи с ростом температур. Все эти аспекты и их роль для рудообразования в разрывных структурах были сравнительно недавно суммированы нами (Кушнарев, 1969).

Как было отмечено раньше, в этом процессе разрушения пород не последнее место занимает время — продолжительность воздействия и скорость роста нагрузки. При весьма продолжительных нагрузках, тем более измеряемых геологическим временем, оно сказывается особенно сильно. Это явление иногда именуется усталостью материалов и ведет, в конечном счете, к тому, что деформации с ростом времени в тех же материалах и породах идут при существенно меньших напряжениях.

Процессы нарушения структуры и залечивания обратимы и идут

в земной коре одновременно. Они могут быть и в равновесии. Закон В. Ф. Освальда определяет направление процесса и выбор возможного его варианта, утверждает, что «... при переходе из какого-либо состояния в более устойчивое выбор останавливается не на наиболее устойчивом при данных обстоятельствах, а на наиболее близлежащем, т. е. на том, которое может быть достигнуто с наименьшей затратой свободной энергии». Если, например, энергия упорядочения решетки или высвобождения минералов от примесей превышает выигрыш энергии от упорядочения структуры, решетка остается в метастабильном состоянии (Воробьев, 1973). В процессах нарушения структуры участвуют статическое механическое нагружение, ударное (при землетрясениях), действие высокой температуры, возможно электрических полей и радиоактивного излучения.

В целом в земной коре наблюдается смена хрупких деформаций пластичными на больших глубинах, о чем свидетельствуют, в частности, приведенные данные о изменении дифференциальных скалывающих напряжений, выдерживаемых различными породами с ростом глубин. Высокие давления и температуры на этих глубинах ведут к перекристаллизации и метаморфизму, который идет синхронно деформации и в постдеформационное время, сопровождаясь диффузией с участием внутриспоровых флюидов, и оказывает сильное воздействие на прочность и ползучесть пород. В далеко зашедшем процессе такого изменения, близком к точке их плавления, возникают породы, лишённые деформационных структур внутри зерен. По нашим наблюдениям, к этому же состоянию могут привести и метасоматические преобразования пород высокотемпературными флюидами, превращая, например, филлиты в очковые гнейсы, без присутствия каких-то переходных ступеней метаморфизма между ними, т. е. с резкими границами перехода. Причем прежняя, хорошо выраженная структура В-тектонита или S-тектонита сплющивания, наблюдаемая в филлитах, нацело исчезает в образованных по ним очковых гнейсах.

Подводя итог рассмотрению деформаций, Дж. Ферхуген, Ф. Тернер и др. (сб. «Земля», 1974) выделяют четыре главных механизма остаточных деформаций горных пород, наблюдаемых под микроскопом: 1) дробление с образованием катакластических структур с трещинами разного направления и ширины, в макромасштабе выраженных в форме разломов; 2) скольжение зерен с их межзерновым трением, крошением краевых частей зерен и катакластическое течение, в котором широко проявляется и дробление до милионитов (этот механизм, в конечном счете, приводит к образованию сланцеватости в породах — многими исследователями в самостоятельный тип он не выделяется); 3) пластическая деформация, выраженная в удлинении, сплющивании, двойниковании, сланцеватости и течении пород; 4) перекристаллизация и рост зерен в процессе деформации и постдеформационный рост зерен при перекристаллизации, который подобен «отжигу» металлов после холодной их обработки. При этом происходит «залечивание» дефектов поврежденных пород в процессе перекристаллизации и образование новых кристаллических фаз.

Эти четыре механизма действуют совместно, проявляясь в различной мере в зависимости от состава и механических свойств горных пород и условий деформации.

Имея в виду эти теоретические основы, важные для интерпретации данных, необходимо также остановиться на вопросе сбора материалов по трещинной тектонике, обработке его и основных вопросах, которые обычно возникают перед каждым исследователем в поле.

Из сказанного следует, что замеры трещин необходимо производить в относительно однородных по составу и геологическому строению участках на сравнительно небольшой площади, гарантирующей эту однородность. Необходимым и достаточным числом замеров будет 100—200 трещин без выбора. Измеряя их горным компасом с ошибкой $\pm 2^\circ$, не следует округлять их значения до 5° , как иногда делают некоторые геологи; удобнее записывать их простирания и направления падения и угол падения, а не азимут простирания и его угол наклона. Этот тип замеров следует внедрять, ибо он не требует пересчетов при нанесении вертикальных плоскостей и позволяет легче ориентироваться в пространстве. На основе их составляются диаграммы трещиноватости, которые позволяют выявить количество систем трещин, процент плотности максимумов (отражающие их значимость) и дисперсию, т. е. разброс частных замеров трещин в данной системе. Центр «тяжести» максимума определяет средние элементы залегания трещин. Обобщение результатов массовых замеров элементов залегания трещин следует производить с помощью стереографических сеток. Составление роз-диаграмм давно стало анахронизмом, из-за многих недостатков этого метода. Методика нанесения и обработки стереографических изображений трещиноватости была не раз описана во многих работах (Пэк, 1939; Елисеев 1953; Лукин и др., 1965; Михайлов, 1973, и т. д.). В принципе она ничем не отличается от методики нанесения плоскостей спайности и двойникования при микроструктурном анализе и поэтому здесь мы только напомним принципы построения и обработки стереографических диаграмм. Для этой цели используется стереографическая сетка В. Вульфа или В. Шмидта. В прилож. 4 дана первая, поскольку она меньше искажает углы, но больше, чем сетка В. Шмидта, искажает равновеликие площади. Чтобы избежать больших искажений последних, А. В. Пронин (1949) предложил палетку (см. прилож. 5), которая в сочетании с сеткой В. Вульфа дает наилучшие результаты. Их мы и рекомендуем применять. Учитывая, что ряд геологов владеет микроструктурным анализом, на сетке Вульфа мы приводим универсальную разметку ее делений. По дальней периферии окружности этой сетки (см. прилож. 4) указаны градусные деления, необходимые для определения азимута простирания трещин, а по горизонтальному диаметру сверху подписаны градусные деления для нанесения углов их падения.

Для целей микроструктурного анализа по периферии окружности (точнее между двумя кругами) подписаны десятки градусов в обратном порядке по сравнению с лимбом круга столика Е. С. Федорова, позволяющие определять положение оптических осей в их

горизонтальной проекции, точнее в плоскости лимба. На горизонтальном диаметре сетки (под ним) даны градусные деления (их десятки), нарастающие от периферии к центру, которые позволяют определять наклон оптических осей минералов к плоскости лимба. Сдвиг этих делений к центру касается лишь кальцита для учета искажающего влияния высокого двупреломления на истинное положение его оптической оси. По вертикальному диаметру сетки также дана двойная нумерация градусов: слева градусы, предназначенные для нанесения наклона полюсов спайности (т. е. перпендикуляров к плоскости спайности) к плоскости лимба, а справа — для нанесения оптических осей кварца и других минералов, по положению их оптического экватора (т. е. плоскости, перпендикулярной к оптической оси одноосных минералов).

Каждый на базе прилож. 4 может сделать себе облегченный вариант, специально предназначенный для нанесения замеров трещин. На нем необходимо иметь лишь окружность с градусными делениями и надписями их десятков и горизонтальный диаметр с надписями десятков градусов и двухградусными отметками между ними. В центре сетки необходимо иметь отверстия для оси, на которую затем насаживается лист восковки с заранее проведенной окружностью, равной диаметру сетки (т. е. 20 см). На ней отмечаем буквами страны света (сверху — у 0° — север, снизу у 180° — юг, справа у 270° — восток и слева — у 90° — запад) и подписываем адрес и число замеров трещиноватости с указанием пород, в которых они развиты.

Поскольку плоскость каждой трещины изображается в виде следа, оставленного перпендикуляром к трещине, помещенной в центре шара, при пересечении им верхней полусферы того шара, такая точка по-разному проектируется у В. Вульфа и В. Шмидта на горизонтальное сечение шара. Это отличие детально рассмотрено авторами сеток и авторами более доступных последующих публикаций (Пэк, 1939; Пронин, 1949; Лукин и др., 1965), и на этом мы не станем задерживать внимание читателей. При нанесении трещины необходимо совместить отметку север (С) на восковке с делением, равным ее простиранию, и, ориентируясь по подписанным на восковке странам света, на горизонтальном диаметре надо поставить точку в соответствии с записью направления и угла падения этой трещины. Правильность нанесения легко проверить, вернув восковку в начальное положение (т. е. совместив отметку север с 0°) и глядя на положение трещины, мысленно представить себе перпендикулярную плоскость к линии, соединяющей эту точку с центром сферы. Все это необходимо только для начала, т. е. до приобретения опыта.

Нанеся все трещины, мы получим рой точек, по которому еще трудно судить о количестве систем трещин, их значимости и устойчивости элементов залегания (дисперсии) каждой системы. Поэтому производится расчет процента плотности трещин. Для этого используют палетку (или трафарет) А. В. Пронина (см. прилож. 5). На нем изображены кружки разного диаметра, которые соответствуют 1% площади полусферы. В правой части трафарета расположены площади для интервалов, кратных 10° , а слева — 5° . Кружок для

счета числа точек, приходящихся на центральную часть, дан отдельно. Для подсчета числа точек проще всего поверх этой восковки с точками положить пустую, скрепив их вместе и пометив на ней также страны света. Ставя карандашом (другого цвета) центр такого круга, рядом с ним следует писать число точек, тяготеющих к этому центру (т. е. на 1% площади с этим центром). Поскольку каждая из точек тяготеет к нескольким соседним площадям, учет этого тяготения достигается путем необходимого перекрытия площадей, которое получаем поворотом трафарета Пронина на разное число градусов для каждой группы кружков. Так, для углов от 90 до 50° (т. е. кружков, находящихся у внешнего края) максимальным углом поворота является 12°; для кружков от 40 до 20° необходим поворот на 24°, для угла 20° — уже на 36°, а для углов падения в 10° на 72°. Чтобы не иметь дело с этими неудобными числами градусов, на которые следует поворачивать трафарет, записывая число находящихся в них точек, лучше эти повороты делать через 10° для кружков первой группы (от 90 до 50°), через 20° для кружков второй группы (от 40 до 20°), на 30° для кружка в 20° и, наконец, через 60° для кружков в 10°, чем достигается кратное число поворотов трафарета при полном его обороте вокруг оси сетки. При подсчете самых крайних периферических площадей, где нет полной площади, равной 1%, недостающая ее часть берется на противоположной стороне полушарья. При этом суммируют точки на симметрично расположенных, дополняющих друг друга площадях, и их число ставят там и там, подчеркивая принадлежность их к общей площади. Просчитав все и сняв верхнюю кальку с цифровыми данными, следует положить ее на миллиметровку, что позволит легко провести изолинии с равными плотностями (беря общее число замеров за 100%). Обычно такие изолинии проводят через 1% и редко через 2 или 3% (что зависит от плотности максимумов), кроме первой изолинии, отделяющей практически пустые площади; она проводится через 0,5%. Максимумы заштриховывают по уже установившейся легенде и обязательно записывают в строку (см. рис. 63—65). Изогоризонталы, примыкающие к контурам внешнего круга диаграммы, должны быть увязаны с расположенными на противоположной стороне круга, т. е. должны быть спроектированы линиями, соединяющими их через центр сетки. Положив окончательно оформленную диаграмму на сетку и найдя центры максимумов по этим точкам (совместив их с горизонтальным диаметром), легко прочесть средние значения элементов залеганий выявленных систем трещин (т. е. решить обратную задачу, считывая результаты), для чего следует «центр тяжести» максимума совместить с горизонтальным диаметром сетки. При этом можно определить дисперсию, т. е. пределы колебаний элементов залегания каждой системы, беря не 0,5%, а более высокие изогоризонталы (обычно 1—2%).

Остановимся на обычных наблюдениях и вопросах, которые приходится решать геологу, изучая трещиноватость горных пород. В процессе измерения (или до его начала) следует обратить внимание на морфологические особенности: прямолинейность, выдержан-

ность элементов залегания, протяженность, поведение при пересечении разных пород, характер поверхностей (плоские, гладкие или они занозистые, скорлуповатые и т. д.). Необходимо отмечать соотношения их друг с другом (сопряжены ли они или самостоятельны, оперяют ли какую-либо систему трещин или разломов), чем выполнены, что позволяет судить о их возрасте и т. д. В условиях холодного климата (Заполярье и другие места) велика роль расклинивающего действия замерзающей воды, создающей зияющие полости и приводящей к смещению блоков на десятки сантиметров и более, что ошибочно может быть принято за зоны разломов, особенно при слабой обнаженности. Ряд вопросов изучения трещиноватости имеет прямое практическое значение: вопросы фильтрации, развития карста, выявления штокверковых руд, частоты жил, т. е. удельной трещиноватости (числа трещин, приходящихся на 1 м), степень раздвижения и соответственно выполнения, положение ведущих систем для правильного выбора системы опробования и подсчета запасов штокверковых руд и т. д. Перед геологами, ведущими исследования на большой территории, эти задачи усложняются. Так, при изучении трещиноватости интрузивных массивов необходимо также хорошо знать трещиноватость пород вмещающих массивы, то, чего не делал Г. Клоос. Это должно быть сделано отдельно для зоны контактных роговиков и на разных расстояниях от нее. Необходимо выявить, чем определяется форма контакта — доинтрузивной ли трещиноватостью, слоистостью, обрушением глыб, замещением пород или их комбинацией. Какова трещиноватость посткристаллизационная (унаследованная от вмещающих пород или она независимая и т. д.), а также насколько она выдержана в пределах массива, особенно на глубину. Такой материал позволяет разобраться, с каким типом трещин мы имеем дело, особенно если имеются данные по глубоким шахтам и карьерам. Прежде всего это касается вопроса о том, существует ли специфическая трещиноватость у контактов массива или нет? Сложен вопрос о пологой трещиноватости, наблюдаемой на поверхности обнаженных массивов. Существует ли контракционная трещиноватость в массивах, каковы ее признаки и поведение как в массиве с глубиной, так и вне его? Вся ли трещиноватость интрузивных массивов контракционная, как полагают некоторые геологии, или ее нет совсем. Нам не представился случай наблюдать такую трещиноватость, которая была бы специфичной и ее можно было бы трактовать как контракционную. Существование контракционных трещин как один из предположительных вариантов объяснения пологой системы трещин L по Г. Клоосу предполагал Е. Лжунгнер (Ljungner, 1930), исходя из того, что при остывании породы должны уменьшаться в объеме. Сам Г. Клоос не объяснял их таким путем в своих последних работах.

Новым, недавним сторонником широкого развития контракционной трещиноватости в массивах гранитоидов и ее роли в локализации руд выступает М. А. Осипов (1974). Беря за основу коэффициенты расширения минералов горных пород и температуры плавления соответствующих им типов (для гранитоидов — около 1000°C , а основ-

ных пород — около 1200° С), он приходит к выводу, что их усадка при остывании должна составлять 8—9% объема — величину внушительную. При этом он обходит молчанием противоположные обоснования и выводы Э. Ингерсона (1959) о том, что крупных изменений объемов близповерхностных и глубинных интрузивов не будет потому, что при их остывании отгон летучих компонентов внутрь остывающих массивов приведет к избыточному давлению магмы (а в близповерхностных массивах даже к ее ретроградному кипению с возможным выбросом растворов со взрывом) и что оно помимо компенсации усадки будет стремиться расширить камеру (по расчетам на 0,05%). Далее М. А. Осипов делает недопустимый (но он дается как бы само собой разумеющийся) вывод о том, что это изменение объема проявится в виде контракционной трещиноватости и отчасти образования каверн или пустот. Детального описания конкретных примеров трещиноватости массивов, ее морфологии, распространенности на глубину и во вмещающие породы, а также ее отличий по трещиноватости вмещающих пород М. А. Осипов не дает. Нет у него и характеристики эндогенных образований — метасоматические они или действительно выполняют пустые пространства, а также их комплементарности (т. е. соответствие объемов эндогенных образований объемам усадки и т. п.), хотя на словах он придает большую роль контракции в локализации руд. Даже если допустить изменение объема при остывании, это еще не значит, что оно обязано проявиться в виде систем контракционных трещин и крупных, локальных, как бы собранных воедино, пустот и каверн (по желанию исследователя), а не в виде постепенной усадки массивов и компенсирующей ее осадки окружающих их пород, поскольку обычные контакты массивов интрузивные, припаенные, а не сорванные. В то же время заметных концентраций пустых пространств, необходимых для создания хотя бы небольших месторождений и в какой-то мере соизмеримых с процентом их усадки, никто не наблюдал.

Подобные соображения ранее высказывал о контракции и С. Д. Хьюлин (1948 г.). Если бы все было так, как пишет М. А. Осипов, то металлурги вместо нормальных литых изделий выпускали бы только брак. Кстати, в качестве доказательства им приводится пример остывания металла в тигле с образующимися в нем у поверхности у краев тигля клиновидными трещинами контракции и кавернами, т. е. сопоставляются совершенно несопоставимые процессы, скорее пригодные для сравнения с остывающими лавами, иногда запорошенными очень небольшим слоем пепла или другой пироклаستيки, когда возможно быстрое остывание приповерхностных ее частей, чего нет в глубинных условиях застывания массивов. Если же принять во внимание, что гранитоиды и некоторые другие породы являются палингенными или гранитизированными образованиями, т. е. породами фактически метасоматическими, вопрос о контракционной трещиноватости, которой в них никто не видел, отпадает сам собой. В этом отношении одним из первых Б. Зандер (Sander, 1925) заявил, что к изучению массивов и их трещиноватости следует подходить так же, как к изучению метаморфических пород, применяя

и микроструктурный анализ. Нет здесь возможности подробнее разбирать эту работу М. А. Осипова, посвященную контракции, насыщенную рассуждениями, но лишенную какой-либо геологической основы и экспериментального материала, соблюдающего правила подобия при имитации природных процессов.

Занимаясь детальной съемкой площадей, сложенных породами разного генезиса и различающихся по физико-механическим свойствам, необходимо выяснить, как ведет себя трещиноватость в пределах каждой такой пачки (или слоя), меняются ли ее элементы залегания на границах пород (преломляясь) или нет, нарушается ли частота встречаемости трещин и т. д. При наличии разломов, секущих разновозрастные породы, следует выявить трещиноватость, связанную с этими разломами и типами движений по ним.

Особое внимание вызывает выяснение трещиноватости, связанной со складчатостью, для чего необходимо ее изучать в разных частях складки, т. е. не только в разных крыльях, но и в связи с изменением простираения осей складок, осевых поверхностей в периклинальных и центриклинальных замыканиях, чтобы быть уверенным, что изменение одних элементов ведет к изменению других. Наличие несогласий в разрезе обязывает отдельно изучать трещиноватость этих частей разреза, часто принадлежащих к разным условиям развития (геосинклинальному, орогенному, платформенному или послеплатформенной активизации). В частности, здесь появляются возможности проследить образование своей и унаследованной трещиноватости, влияние характера разреза и условий деформации.

Вопрос развития трещиноватости настолько сложен, что все поставленные задачи, конечно, имеют больше постановочное значение, часто далекое от разрешения даже в более простых случаях, где нет разнообразия перечисленных типов развития и где мы имеем дело лишь с одним из них. Этим объясняется малое число работ, в которых дается детальный анализ трещиноватости района или рудного поля.

Разработанная М. В. Гзовским (1963, 1975) методика выявления и анализа полей напряжений заслуживает доверия. Она основана на установлении осей напряжений на основе линии сопряжения двух разновозрастных систем сколовых трещин, с которой совпадает средняя ось (σ_2), а перпендикулярно к ней, в виде биссектрисы острого их угла, располагается большая ось напряжений (σ_1). Однако часто проявляется лишь одна система сколовых трещин, разряжающая эти напряжения и тогда возникает затруднение в применимости методики. В этом случае следует принимать во внимание положение трещины отрыва или наличие раздвигов. Если они есть и разновозрастны некоторым из сколовых трещин и разломов, возникает возможность установить положение осей напряжений во время их образования. Выявив положение этих осей для разного времени и разных частей района, можно судить о сохранении или смене плана деформаций и с учетом других данных делать выводы об истории тектонического развития территории и созданных структур.

Мы не станем здесь останавливаться на методике Г. Клооса, поскольку этот вопрос был затронут нами выше.

Нет специфического подхода к изучению трещинной тектоники платформенных областей, как и особой методики ее изучения. Такую особую методику пытался представить в 1949 и 1951 г. Е. Н. Пермяков. Наряду с другими, она была рассмотрена нами (И. Кушнарев, Л. Лукин, 1960) на первом тектоно-физическом совещании в 1957 г., на котором было показано, что она не выдерживает и малейшей критики, а приведенные им формулы не корректны. Она не заслуживала бы и здесь упоминания, если в несколько модифицированном виде не появилась в печати вновь (Пермяков, 1967), не находила бы последователей и, что особенно важно, рекомендаций в некоторых учебных пособиях.

В основу методики Е. Н. Пермяковым кладется утверждение, что системы трещин на платформе обязаны эпейрогенезу и силы, создающие каждую такую систему, перпендикулярны к ним, а частота трещин пропорциональна растягивающим усилиям. Трещины разделяются им по положению относительно слоистости пород (на продольные, поперечные и диагональные) и составляются розы-диаграммы трещиноватости. Выказанные выше постулаты и розы-диаграммы трещин, по мысли Е. Пермякова (1949, 1951), позволяют якобы выявить флексуры, брахискладки; вычислить величины их продольных и поперечных осей, наклон крыльев, высоты поднятий, напряжения, испытываемые слоями, положение разломов и даже предсказать системы трещин района, имея лишь геологическую карту и предлагаемые им формулы. Назвав формулы эмпирическими, автор считал себя свободным от объяснений — почему в них входят те или другие составляющие, в чем их связь и т. д., заставляя читателя принять их на веру. Так, например, в трех однотипных формулах (1), (2), (3) дается такая зависимость, которую рассмотрим на примере одной из них (Пермяков, 1949, формула 3)

$$y_1 = \frac{L_2 \cdot H}{L_3},$$

где y_1 — поперечное растягивающее усилие;

L_2 — длина пологого крыла складки;

L_3 — длина пологой периклинали;

H — амплитуда поднятия.

Проанализируем размерность в этой формуле: в левой ее части размерность будет $\text{кг}/\text{см}^2$, а в правой — меры длины (см, км).

В следующей работе Е. Пермякова (1951, формула 15) дано уже иное выражение той же величины

$$y_1 = n_1 \sin \alpha,$$

где n_1 — длина главного луча розы-диаграммы трещин, выраженная в %;

α — угол между n_1 и диагональю параллелограмма, построенного на главных лучах.

Здесь уже размерность будет: в левой части та же — кг/см²; а в правой — размерности не будет, поскольку там величины относительные, безразмерные. Сказанное относится и к однотипным формулам (13), (14), (16) той же статьи. В последней работе на ту же тему, повторяя формулу (15) (Пермяков, 1967, с. 126), он без каких-либо объяснений заменяет значения n_1 и n_2 на новые. Здесь n_1 и n_2 — равнодействующие двух основных растягивающих усилий; они приводят размерность левой и правой части равенства в соответствие, но все равно мы не можем выбраться из лабиринта несуразностей, разбирая другие формулы, не раз повторяющиеся в указанных работах. Например, в формуле, определяющей необходимое число трещин (S_n) в диаграмме (Пермяков, 1951, формула (5) и он же, 1967, табл. 1), имеем

$$S_n = \sqrt{\frac{P \cdot 10^6}{n_1 n_2 \sin Q}},$$

где дополнительными значениями будут: P — площадь структуры в км²; Q — угол между системами диагональных трещин. Если принять первые значения для n_1 и n_2 как длины главных лучей в процентном выражении, то размерность окажется следующей: в левой части — количество трещин, а в правой — километры. Если же принять значения n_1 и n_2 по работе 1967 г., то левая часть ее сохранится, а в правой она будет см³/кг. То же самое относится к формуле, повторяющейся во всех работах (Пермяков, 1949, формула (5), он же, 1967, табл. 1):

$$r = x + z,$$

где r — длинная диагональ параллелограмма, соответствующая простирацию структуры;

x и z — продольные растягивающие усилия.

Следует заметить, что создатель этих формул старается избегать показа размерности, иногда лишь указывая меру длины.

Из этого простого, на первый взгляд формального, разбора отчетливо видны абсурдные результаты, вытекающие из формул, и сущность самих зависимостей, которые автор в них вкладывает. После всего сказанного вряд ли есть необходимость дальнейшего разбора «методики» Е. Н. Пермякова. Приведенные нами дополнения к тому, что было нами показано раньше (Кушнарев, Лукин, 1960), еще раз подтверждают общий вывод о ее полной непригодности.

Как было нами отмечено, изучение трещиноватости и трактовка их диаграмм будет всесторонней, логичной и обоснованной только тогда, когда она делается на геологической основе, учитывает этапы и особенности геотектонического развития территории и состава слагающих ее пород.

Поскольку трещины различны даже для одной территории, то априори можно сказать, что нельзя ожидать стандартной (единой, глобальной) системы разломов и трещин, свойственных всем районам и периодам развития земной коры. Это положение подтверждают, в частности, региональные исследования М. В. Гзовского (1963)

по Байджансайскому антиклинорию в Каратау (в этой работе изучение трещиноватости занимает важное место и велось квалифицированно). Подтверждает это положение и более детальное изучение трещиноватости в пределах рудных полей, охватывающих территории в несколько квадратных километров или первых их десятков. Примером последнего может служить Джидинское рудное поле (Западное Забайкалье), изученное нами (Кушнарев, 1954, 1955).

Район этого поля сложен нижекембрийскими, зеленокаменно измененными мощными эффузивно-осадочными отложениями (марморизованными известняками, основными эффузивами, их пирокластами, глинистыми, песчано-глинистыми и кремнистыми сланцами и другими породами), смятыми в складки меридионального простирания с крутыми углами падения их крыльев ($75-85^\circ$). Здесь наблюдаются две антиклинальные складки с разделяющей их синклиналью. Они возникли в каледонскую эпоху орогенеза и магматической деятельности. Об этом свидетельствует наличие, за пределами этого района, фаунистически охарактеризованных палеозойских осадочных и эффузивно-осадочных пород, обладающих брахискладчатой структурой или залегающих почти горизонтально. С каледонским циклом связано и образование крупного массива кварцевых диоритов, занимающих ядро Западной антиклинали. В мезозойский (Тихоокеанский) цикл активизации только что возникшей платформы произошло внедрение юрских даек кварцевых сиенитов и граносиенитов (I фазы), вслед за которыми внедрились лейкократовые гранит-порфиры (II фазы самого молодого гуджирского комплекса) и сопровождающие их дайки того же состава, а также пегматиты, аплит-порфиры, сиенит-порфиры, керсантиты и спессартиты. Массив гранит-порфиров внедрился в крыло Западной антиклинали несколько восточнее контакта кварцевых диоритов. В плане он имеет округлую форму площадью $0,5 \text{ км}^2$, его контакты падают в стороны от массива под углами $50-65^\circ$. В верхней части куполовидный массив сопровождается широким ($500-700 \text{ м}$) контактовым ореолом биотитовых роговиков по эффузивно-осадочным породам, который накладывается на кварцевые диориты и его менее мощный контактовый ореол.

Наряду с картированием складок и изучением трещиноватости кембрийских отложений нами была определена оптическая ориентировка кварца из кварц-хлоритовых сланцев этого разреза. Ориентированный образец этих пород был взят на значительном расстоянии ($1,5-2 \text{ км}$) от массивов интрузивных пород. Изучение шлифа, вырезанного по линии падения перпендикулярной слоистости и совпадающей с ней сланцеватости, показало (рис. 63, а), что это типичный В-тектонит, связанный с образованием складки. Кроме того, в плоскости сланцеватости (S) породы располагаются два слабо проявленных максимума оптических осей (I и II). Их нельзя связывать с деформацией, приведшей к созданию складки и В-тектонита. К их образованию мы еще вернемся.

Совершенно такую же диаграмму В-тектонита (см. рис. 63, б) дает кварц из кварцевых диоритов в шлифе, вырезанном в 300 м

от контакта перпендикулярно к меридиональной гнейсовидности кварцевых диоритов, т. е. параллельно первому шлифу. Двум слабым максимумам I и II первой диаграммы (см. рис. 63, а) здесь соответствуют выступы I и II в поясе В-тектонита. Ось *b* здесь также горизонтальна и параллельна оси складки. Такое сходство позволяет заявить, что эти породы испытали одинаковые деформации. Относительно кварцевых диоритов необходимо отметить, что наблюдаемая в них ориентировка полевых шпатов и темноцветных минералов сохраняет свое положение во всех частях массива и на его погружении, т. е. не зависит от положения контактов и формы мас-

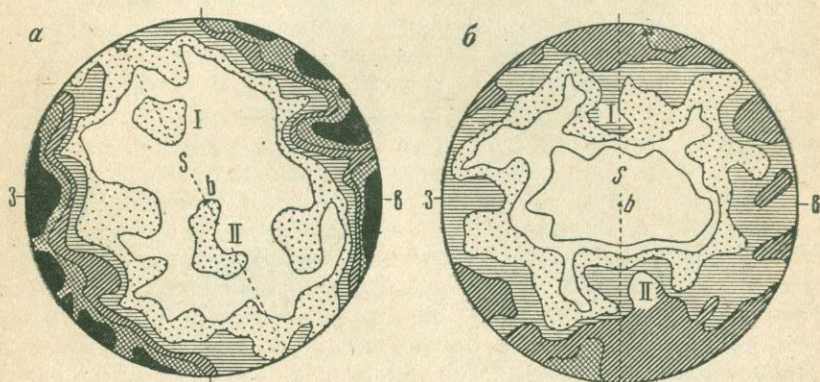


Рис. 63. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца.

a — в кварц-хлоритовом сланце (250 измерений; $< 1-2-3-4-5 < \% ; S$ — сланцеватость); *b* — в кварцевом диорите (250 измерений; $< 0,5-1-2-3-4 < \% ; S$ — сланцеватость — гнейсовидность)

сива. Тем самым ее нельзя объяснить по Г. Клоосу, связывая эту ориентировку с магматической стадией формирования массива, уже потому, что в таком механизме ориентировке подвергаются лишь минералы в приконтактных частях массива, повторяя их положение. У нас весь массив, включая большие глубины, обладает ориентировкой, фактически совпадающей со сланцеватостью осевой плоскости складки. Иначе говоря, эта ориентировка метаморфическая и ее можно считать сланцеватостью осевой плоскости. Другая альтернатива объяснения — это ее унаследованность от пород осадочных при палиногенном образовании кварцевых диоритов. Магматической и метасоматической их природе будет тогда противоречить наличие катаклаза и другие изменения пород, сопровождающие эту ориентировку. Магматической гипотезе будет еще противоречить ориентировка самого кварца, который (согласно ей) не должен ее приобрести, ибо не является минералом пластинчатым или удлиненным и ориентируется по строению, а не по форме зерен.

Рассмотрим теперь трещиноватость эффузивно-осадочных пород, замеренную в 1,5—2 км от контактов интрузивов (рис. 64, а). На этой диаграмме видны следующие системы трещин: 1) близширотная

крутопадающая (максимум I); 2) северо-западная и северо-восточная (максимумы II и III); 3) меридиональные со средним падением В 40° и З 60° (максимумы IV и V). По морфологическим признакам первая система соответствует трещинам отрыва; остальные — трещинам скалывания. По отношению к оси складки I система занимает перпендикулярное положение; II и III — диагональное, а сопряженные системы IV и V — параллельное. Установлено, что с изменением

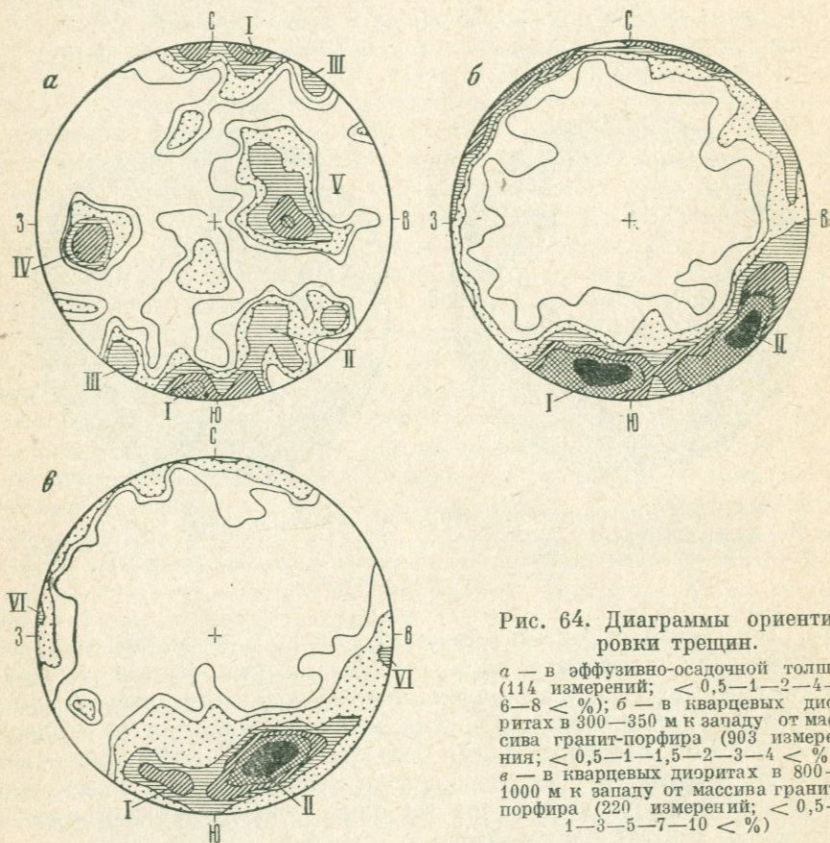


Рис. 64. Диаграммы ориентировки трещин.

а — в эффузивно-осадочной толще (114 измерений; < 0,5—1—2—4—6—8 < %); *б* — в кварцевых диоритах в 300—350 м к западу от массива гранит-порфира (903 измерения; < 0,5—1—1,5—2—3—4 < %); *в* — в кварцевых диоритах в 800—1000 м к западу от массива гранит-порфира (220 измерений; < 0,5—1—3—5—7—10 < %)

простираения складки эти системы испытывают соответствующий поворот. Это позволяет считать такую трещиноватость связанной со складчатостью.

Несколько иная трещиноватость в кварцевых диоритах. На одной из характерных диаграмм трещиноватости (см. рис. 64, б), замеренной в 300—350 м к западу от контакта с юрским массивом гранит-порфира, наблюдается четкий пояс почти вертикальных трещин всех направлений, на фоне которого выделяются два максимума: I — ЗСЗ, почти широтных трещин, падающих на ЮЮВ в среднем под углом 75°, и II — северо-восточных трещин, падающих на ЮВ под углом 80°. На следующей диаграмме трещин (см. рис. 64, в),

замеренных уже в 800—1000 м к западу от массива гранит-порфиров, сохраняются оба эти максимума (уменьшается лишь значение первого, о чем свидетельствует % его плотности). Едва проявлены здесь крутопадающие трещины меридионального простирания (максимум VI) и чуть заметны крутопадающие трещины всех направлений, так ярко выраженные на рис. 64, б. Измерения, произведенные нами в тех же породах, в 5 км от массива гранит-порфиров показали, что там сохраняются I и II системы трещин и проявлена III система трещин, но совершенно отсутствует пояс крутопадающих трещин всех направлений; их значение постепенно убывает по мере удаления от юрского массива гранит-порфиров.

Из сравнения трещиноватости кварцевых диоритов и эффузивно-осадочных пород (временно исключив из рассмотрения пояс крутопадающих трещин всех направлений) видно, что устойчиво повторяются системы I и II, локально проявлена система III; эти три системы часто используют дайки юрских пород. Отличие состоит в том, что в кембрийских эффузивно-осадочных породах не проявлена VI — меридиональная система крутопадающих трещин, а в кварцевых диоритах нет IV и V систем меридиональных трещин, падающих на запад и восток, соответственно под углами 60° и 40°.

Все сказанное позволяет считать, что одинаковые системы трещин в кварцевых диоритах и вмещающих их породах возникли при одинаковых деформациях и, видимо, одновременно в одну из фаз каледонского орогенеза, когда массив участвовал в складчатости как твердое тело. Иными словами, трещиноватость кварцевых диоритов не является специфической, отличной от вмещающих пород и четко связана со складчатостью. Отсутствие в них IV и V систем меридиональных трещин можно объяснить проявлением двух этапов деформации. В первый этап, до их внедрения (или застывания твердой корки), возникавшая при изгибе слоев складка «росла» вверх и эти условия были наиболее благоприятными для образования IV и V систем меридиональных, сопряженных, падающих навстречу друг другу трещин, параллельных оси складки. В следующий этап, когда массив застыл, а крылья складок приобрели к этому времени крутое падение, условия деформации изменились и породы стали раскалываться системами трещин других направлений. В это время пластические деформации стали невозможными и движение вверх могло выражаться лишь в образовании диапировых структур. Наличие такой структуры было установлено нами (Кушнарев, 1954) для Восточной (второй) антиклинали, где пачка кембрийских известняков «протыкает» вышележащие породы того же возраста. Последнее является дополнительным аргументом в пользу такой трактовки.

Изучение юрского интрузива гранит-порфиров показало, что он размыт незначительно, о чем свидетельствуют ксенолиты и редкие небольшие останцы кровли вмещающих пород. Какой-либо заметной в поле ориентировки плагиоклазов и слюд он лишен. Чтобы еще раз убедиться в этом, нами была замерена оптическая ориентировка слюд и кварца. Анализ замеров подтвердил отсутствие ориентировки этих минералов (рис. 65, а). Это свидетельствует о том, что

в магматическую стадию в нем не возникло какой-либо закономерной ориентировки минералов. Не было ее создано и после застывания интрузива.

Трещиноватость массива выражена ярко. На сводной диаграмме трещиноватости в ее центральной части (см. рис. 65, б) отчетливо

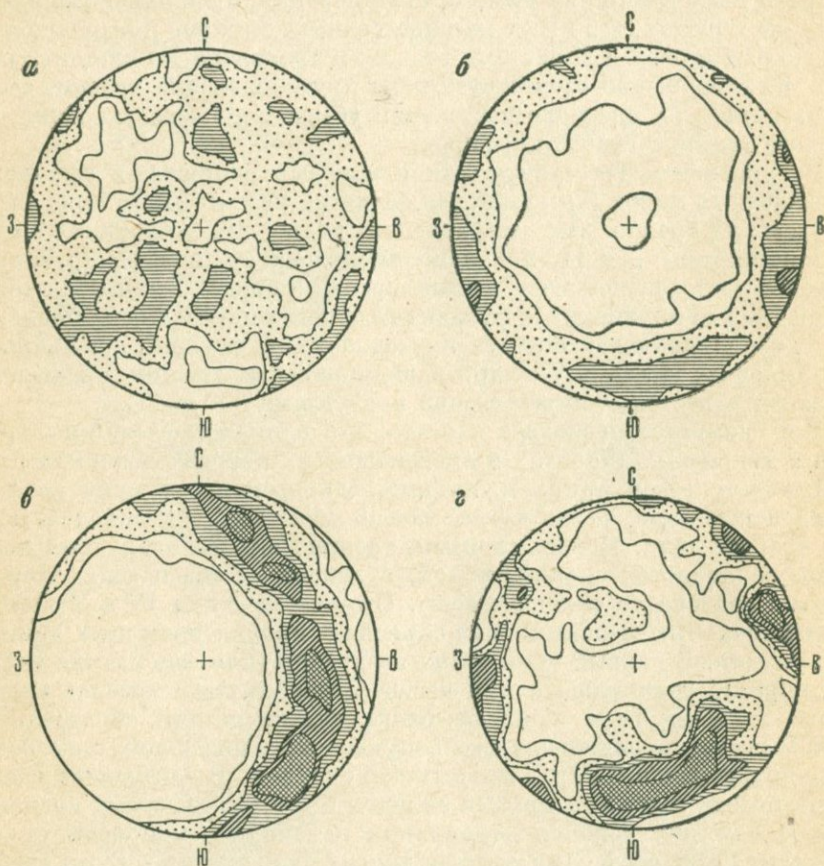


Рис. 65. Диаграммы ориентировки оптических осей и трещин.

а — ориентировка оптических осей кварца (180 измерений; $< 0,5-1-1,5 < \%$); б — трещины центральной части массива (1550 измерений; $< 0,5-1-2-3 < \%$); в — трещины вблизи западного контакта массива (656 измерений; $< 0,5-1-2-3-4 < \%$); г — трещины в роговиках восточнее массива гранит-порфира (600 измерений; $< 0,5-1,5-2-3 < \%$)

виден пояс крутопадающих равномерно развитых трещин практически всех направлений. Другая диаграмма (см. рис. 65, в), для части массива, также показывает поясовый характер этой трещиноватости. Ее пояс наклонен на запад (как бы весь повернут вокруг оси север — юг) под углом $25-30^\circ$, что, видимо, связано с особенностями деформации вблизи контакта. Ко всем направлениям этих трещин приурочены многочисленные жилки рудного штокверка, сравнительно быстро выклинивающиеся по падению и простиранию.

По морфологическим признакам большинство их должно быть отнесено к трещинам отрыва. Кроме них, вблизи контакта, рассекая его и приконтактные роговики, развиты редкие, но хорошо выдержанные пологие трещины, падающие под углом $20-30^\circ$ к центру массива, к которым приурочены дайки пегматитов, аплит-порфиров и рудоносных кварцевых жил. Все они образуют своеобразный слоеный пирог. Это типичные краевые надвиги, по которым иногда видны перемещения с амплитудами от первых сантиметров до первых их десятков. Они из-за малого числа не нашли отражения на диаграммах (задавлены массой других систем). На этом примере видно, что статистика хороша лишь для массы; индивидуальность в ней исчезает (как величина незначимая, что вредно), так как ведет к потере информации и ряда закономерностей.

В контактных биотитовых роговиках, породах, сильно метаморфизованных, потерявших даже признаки слоистости, наблюдается весьма близкая, практически такая же поясовая система крутопадающих трещин. В качестве примера здесь приведена лишь одна типичная диаграмма (см. рис. 65, 2). Все же на фоне этого пояса кое-где выделяются высокие по плотности участки, видимо отражающие скрытую анизотропию, обязанную прежней (каледонской) трещиноватости этих пород. Вследствие этого, например, наблюдаются как бы слившиеся максимумы I и II и максимум III. На некоторых из частных диаграмм, которые мы здесь не приводим, помимо пояса крутопадающих трещин всех направлений имеются частные максимумы, меняющие свое положение и отражающие падение контакта гранит-порфиров с роговиками.

Таким образом, главную часть трещин в массиве и приконтактовых роговиков составляют крутопадающие трещины всех направлений, исчезающие по удалении от массива, т. е. за пределами его влияния. Отсюда следует, что здесь мы имеем дело с весьма характерной, локальной системой трещин, образование которой может быть связано только с тектонической активностью магмы — ее импульсами на застывавшую кору массива, который не испытывал каких-либо преобладающих тангенциальных усилий (чему способствовал почти платформенный режим этой эпохи, оживленный локальными блоковыми подвижками). Куполовидная форма массива создавала условия для гидростатического расклинивания, сжатия боковых пород и застывшей коры, создания краевых надвигов и многочисленной сложной системы как разрывных, так и сколовых крутопадающих трещин. Поскольку таких импульсов было много, о чем свидетельствует различный состав пород и руд, многослойное выполнение краевых надвигов (типа слоеного пирога) и разнообразие типов даек и жил, занимающих в массиве трещины всех направлений, то возникшая анизотропия из-за появления самых ранних систем трещин создавала возможности перехода трещин отрыва в сколовые при новом таком импульсе. Здесь могли возникнуть и условия для появления пары сил при неравномерном движении созданных элементарных блоков при образовании новых трещин и движений по старым.

Единственно, что не зафиксировано ни в одной документации карьера, занимающего теперь площадь всего массива, это наличие кольцевых крутопадающих трещин, объявленных в 1965 г. Е. П. Малиновским и распространившихся, подобно эпидемии в ряде недавних статей и книг, как реально существующие, из-за моды на кольцевые структуры. Не наблюдали их и мы при новом осмотре объекта в 1967 г.

Осталось рассмотреть, что же происходило в варисскую эпоху между типично геосинклинальным каледонским и платформенным режимом в юре. Трудности этого анализа состоят в том, что о нем приходится здесь судить по некоторым особенностям строения этого района. К варисским нарушениям мы относим полосу широтных зон дробления и параллельных им трещин, падающих на юг, редко на север, под углами $45-60^\circ$. Основанием для отнесения их к этой эпохе служит возраст этих структур. Факты эти следующие: 1) широтные разломы и трещины пересекают эффузивно-осадочную толщу и кварцевые диориты, но не прослеживаются в юрских гранит-порфирах (в двух первых они находят очень слабое отражение на диаграммах трещиноватости); 2) они выражены в виде узкой (около 2 км) полосы и секут все древние структуры; 3) они вмещают дайки лейкократовых сиенитов, апофизы более молодых гранит-порфиров, керсантитов и спессартитов и рудные жилы, генетически связанные с юрским дайково-жильным комплексом.

Таким образом, возраст широтных нарушений устанавливается достаточно определенно: они моложе каледонских кварцевых диоритов и древнее юрских интрузий обоих комплексов, т. е. относятся к варисской тектонической эпохе. Наличие в одних и тех же широтных зонах различных даек и жил свидетельствует о неоднородности их приоткрывания.

Особо должно быть отмечено удивительно точное совпадение систем этих широтных сколовых нарушений с положением двух максимумов оптических осей кварца (см. рис. 63, а, б), представляющих собой S-тектонит, наложенный на ранее возникшую структуру V-тектонита. Таким образом, хрупкая деформация здесь сопровождалась относительно слабой пластической деформацией; обе они не нашли отражения в юрских породах, что еще раз подтверждает наши выводы о их возрасте. Относительно типа перемещений по ним в то время мы можем строить только догадки; возможно, что это была сопряженная система надвигов. Вполне определенные данные о движениях по ним мы имеем для юрского периода развития, поскольку эти широтные нарушения секут все другие, к которым также приурочены разновозрастные дайки. Действуя по изложенной нами методике, было выяснено, что по ним происходили неоднократные сбросовые смещения. Расчеты по одному из них показали, что юрская дайка лейкократовых сиенитов (бостонитов) до внедрения гранит-порфиров была сброшена на 250 м, а апофиза этих гранит-порфиров, секущая бостониты, только на 120 м; смещения пегматитов и рудных жил уже измерялись первыми десятками метров, т. е. шло затухание амплитуд сбросов. Такой характер перемещений хорошо со-

гласуется с трактовкой развития трещин в массиве и сфере его влияния как результат неоднократных магматических импульсов снизу, стремящихся приподнять его и приводящих к сбросам по широтным разломам и трещинам.

Таким образом, три крупные эпохи тектонического развития характеризуются своими системами трещин: каледонская — трещиноватостью, связанной со складчатостью, являющейся ведущим типом ее деформаций; варисская — блоковой тектоникой с развитием серии близширотных сколовых сопряженных зон разломов и юрская (время платформенной активизации) — локальной системой крутопадающей трещиноватости всех направлений, обязанной тектонической активностью магмы. Из сказанного видно, что интрузивные массивы лишены той стандартной системы трещин (трещин *S*, *Q*, *L*), которые следовало бы ожидать, исходя из представлений Г. Клооса. Они не сходны для рассмотренных массивов и возникли при разных деформациях.

Все приведенные данные не позволяют говорить о какой-то одинаковой, глобальной или даже региональной, системе разломов и трещин в пределах рассмотренного района. Поэтому и к изучению тектоники интрузивов нельзя подходить с готовой схемой, нельзя игнорировать детальное изучение тектоники вмещающих их пород и истории геотектонического развития в целом.

Конечно, не следует думать, что всегда можно найти объяснения всем системам трещин. Задача эта очень сложная и далеко не всегда решаемая. На этом подробно разобранным примере мы лишь проиллюстрировали эту сложность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя некоторые итоги, необходимо подчеркнуть, что в книге мы касались лишь геологических методов изучения разрывов, стремясь, прежде всего, охарактеризовать признаки, достаточные для установления разрывов разного масштаба и происхождения, и доступные приемы их выявления, а также показать, что определяет их тип и как вычислить направления и амплитуду разновременных, обычно многократных перемещений по ним и, этим самым, ввести в обиход количественные характеристики перемещения блоков пород по разрывам. Для осуществления этих целей возникла необходимость рассмотреть генетические и морфологические их классификации, которые, с нашей точки зрения, являются естественным дополнением друг друга.

По происхождению все разрывы предлагается разделять на 5 крупных групп: I — эндогенную, II — экзогенную, III — комплексную, эндогенно-экзогенную, IV — космогенную и V — техногенную, каждая из которых имеет дополнительные подразделения.

В морфологической классификации из огромного разнообразия предлагавшихся типов есть основания оставить только две их группы:

I — сколовую, в которую входят сбросы, взбросы, сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги, и II — отрывную, включающую упорядоченные и неупорядоченные раздвиговые структуры. Все остальные не отвечают смыслу классификации и ведут к искусственному увеличению типов, давая одному и тому же разлому несколько противоречивых определений. В основе морфологической классификации заложены и главный принцип разделения — положение линии относительного смещения блоков пород по разрывам. Только доказанное ее положение является основой для отнесения нарушения к тому или иному их типу. Поэтому все названия типов перемещений, лишенные такой аргументации, не заслуживают никакого доверия и могут рассматриваться лишь как предположительные варианты перемещений блоков пород. Общий вид самих зон разломов в обнажениях не может служить основой для определения типа перемещений. Для первой группы (сбросов, сдвигов, взбросов и др.) показана необходимость учитывать положение линии скрепления (пересечения) разломом контактов геологических тел относительно его падения. Это позволяет определить возможные и невозможные комбинации перемещений согласно залегающей, в общем случае моноклинально падающей, пачки пород, видимой в обнажении (моноклиналь, крыло складки или горизонтально лежащая серия осадков). Здесь выявляются два ранга таких соотношений: 1) когда видны смещения контактов геологических тел и известна линия перемещения (по бороздам скольжения, данным микроструктурного анализа и т. д.), то однозначно устанавливается тип перемещения и его амплитуда; и 2) когда нет видимых смещений контактов тел разломом. Это касается послынных зон разломов, а также секущих контакты тел, когда положения линии скольжения блоков могут дать только альтернативное (взаимно противоположное) решение о смещении блоков и здесь без дополнительных данных о смещении этим же разломом одновозрастных пород, с иными элементами залегания, задача не решается. В связи со сказанным большое внимание уделено приемам определения линии скольжения блоков и вычислениям амплитуд перемещений. Учет фактора времени совершенно необходим, ибо перемена направления перемещения по тому же разлому лишает смысла первое название типа перемещения и каждые новые из этих названий, таким образом, приобретают временные рамки их употребления.

Специфическую группу структур представляют раздвиги, которые до сих пор не имели четких критериев отличия от других перечисленных выше типов. Вместе с тем мы считаем, что поиски новых признаков и примеров этих структур совершенно необходимы, ибо раздвиги создают самые капризные типы рудовмещающих структур и при их картировании требуется перестройка привычного мышления, когда геолог старается разыскать смещенную часть тела, что оказывается невыполнимым при их развитии.

Весьма дискуссионными структурами являются шарьяжи. Их часто трактуют как пологие надвиги, относя часть к бескорневым. Механизм их появления и развития в высшей степени сомнителен

и основан на умозрительных допущениях. Вместе с тем не раз были фиксированы такие же по виду структуры, которые по существу являются оползнями (наземными и подводными), а по типу перемещений являются сбросами или сбросо-сдвигами (при косо́й или ломаной линии их перемещения). Механизм их естествен и понятен. Сами же шарьяжи в морфологической классификации не находят себе места, а в генетической они соответствуют оползням, т. е. экзогенным или комплексным эндогенно-экзогенным структурам.

Важным типом структур являются диапиры, которые четко проявляют конвергентность своего образования. Они характерны для экзогенных платформенных структур и определенных фаций пород и столь же отчетливо проявляются в собственно геосинклинальный период развития при участии иного набора пород и выступают здесь как эндогенные структуры с иным механизмом их возникновения. Они могут появиться при взаимодействии эндо- и экзогенных факторов при специфических условиях развития в определенной среде. Объединяет их в один структурный тип кольцевой в плане, или точнее колоколовидный, чехол брекчий, облекающих «протыкающее» ядро такой структуры. Роль диапиров выступает все отчетливее как весьма важных структур локализации различных полезных ископаемых (от газа и нефти до рудных месторождений), причем бо́льшая их часть принадлежит к структурам, скрытым на глубине, к которым приурочены «слепые», не выходящие на поверхность полезные ископаемые. Их поиски во все возрастающей степени становятся самой актуальной задачей нашего времени.

Такую же важную роль играют другие типы кольцевых структур, бо́льшая часть которых принадлежит к эндогенным образованиям. В них локализована весьма разнообразная группа полезных ископаемых (алмазы, редкометалльные карбонатиты, медные, полиметаллические и другие типы руд).

Обобщение результатов перемещений по разломам и их приложимость к решению различных научных и практических вопросов является очень важной, завершающей стороной изучения разрывов. Здесь мы попытались показать пути таких обобщений и их использования.

Вопросам трещиноватости мы уделили внимание в той мере, в которой, как нам казалось, требовались некоторые дополнения к существующим работам, а также оценки (а иногда и разбора) предлагаемых приемов и методов ее исследований.

Из всего сказанного видно, что без решения генетических вопросов образования разрывных нарушений, определения их морфологического типа, амплитуд перемещений и учета условий образования выделенных их разностей невозможно грамотно подойти к решению научных и практических задач. Значение всестороннего анализа разрывов совершенно очевидно при металлогенических исследованиях и реализации вытекающих из них рекомендаций при поисках, разведке и оценке, а также эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдеев А. В.* О кольцевых структурах магматических комплексов. — «Сов. геол.», 1965, № 10, с. 50—66.
- Белелуев Я. Н., Голтуев Г. В.* Кливаж, как особая форма микротектонических структур и его практическое и теоретическое значение. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., 1960, с. 235—247.
- Белицкий А. А.* Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения. М., Госгеолтехиздат, 1953. 68 с.
- Белостоцкий И. И.* О тектонических покровах и гравитационных структурах Западной части Центральных Динарид. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1963, т. XXXVIII (6), с. 24—53.
- Белусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954, 606 с.
- Беллевский Н. А.* Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1969, вып. 2, с. 24—44.
- Буллов Н. И.* Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. М., Гостопиздат, 1955, 253 с.
- Взрывные кратеры на Земле и планетах.* М., «Мир», 1970. 265 с.
- Воевода В. М.* Определение крутизны склонов и элементов залегания пластов горных пород при дешифрировании аэрофотоснимков. — «Изв. вуз. Геодезия и аэрофотосъемка», 1962, № 3, с. 115—120.
- Вольфсон Ф. И., Кушнарев И. П.* Некоторые особенности структур мышьяковых месторождений Мосрафской группы Зеравшано-Гиссарской горной системы. — «Рудничная геология», 1947, № 19, с. 20—37.
- Воробьев А. А.* Накопление нарушений, повреждения структуры, разрушение минералов и горных пород. Изд. Томск. ун-та, 1973. 573 с.
- Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование.* Под ред. С. И. Набоко. М., «Недра», 1974. 260 с.
- Геология гигантских месторождений нефти и газа.* М., «Мир», 1973. 440 с.
- Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины.* Киев, «Наукова думка», 1975, 283 с.
- Геологические исследования из космоса.* М., «Мир», 1975. 285 с.
- Геофизические исследования при крупномасштабных геологических работах.* Алма-Ата, 1970. 219 с.
- Гзовский М. В.* Основные вопросы классификации разрывов. — «Сов. геол.», 1954, сб. 41, с. 131—170.
- Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975. 530 с.
- Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Часть 3 и 4. М., Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- Глубины формирования кварцевых хрусталоносных жил на Памире и проблемы их прогнозирования.* — «Изв. АН ТаджССР», 1974, № 3 (53), с. 94—101. Авт.: Т. Н. Тагиров, В. В. Лоскутов, А. С. Астанов, А. В. Верхотурова.
- Горбушина Л. В., Зимин Д. Ф., Сердюкова А. С.* Радиометрические и ядерно-геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. М., Атомиздат, 1970. 373 с.
- Горлов Н. В.* Структура Беломорид (С.-З. Беломорье). М., «Наука», 1967. 111 с.
- Горифункель М. В.* Современное состояние проблемы солянокупольной тектоники. М., «Недра», 1972. 70 с.
- Григорян С. В.* Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. — «Труды ИМГРЭ», 1974. 215 с.
- Джапаридзе М. Н., Мардалишвили О. Д.* Расчет числовых характеристик перемещений по крутопадающим разрывным нарушениям. — Труды Груз. политехн. ин-та им. В. И. Ленина. Сер. Геология, 1971, № 8 (148), с. 92—97.

Додонов А. Е. Дислокации кайнозойских отложений и их связь с неотектоникой на территории Калининградского полуострова. — «Вестн. МГУ», 1971, № 6, с. 78—82.

Дружинин А. В. Генезис форм некоторых типов даек. — В кн. Геология и горное дело. М., 1951, с. 29—38.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953. 306 с.

Земля. Введение в общую геологию. Т.1 и 2. М., «Мир», 1974. 825 с. Авт.: Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс, К. Вархафтинг, У. Файф.

Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., 1959, с. 319—388.

Казанин Ю. И., Шлыгин А. Е., Байкенов Ш. А. О карбонатных брекчиях нижнего палеозоя Южно-Джунгарского антиклинория. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 159—169.

Казанский В. И. О внутреннем строении архейских разломов Центрально-Алданского района. — В кн.: Геология рудных месторождений. М., 1965, с. 134—139.

Кайкова Т. М. Применение ориентированных шлифов для установления относительного возраста даек. — «Зап. Всерос. мин. об-ва», 1949, т. 78, вып. 1, с. 64—66.

Клаушин И. Г. Комплексное применение геофизических методов для решения геологических задач. М., «Недра», 1968. 309 с.

Костроаицкий С. П., Владимиров Б. М. Энергетические расчеты к механизму образования кимберлитовых трубок. — «Геол. и геоф.», 1971, № 6, с. 31—38.

Косигин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М.—Л., Гостехиздат, 1950. 90 с.

Косигин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. — «Труды ИГН АН СССР», 1960, вып. 29. 91 с.

Котляр В. П. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении. — «Зап. Всес. мин. об-ва». 1962, ч. ХСІ, вып. 4, с. 414—420.

Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. М., Госиздат, 1940. 789 с.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956. 270 с.

Крутов Г. А. Месторождения никель-кобальтовых руд Бу-Аззер (Марокко). — «Геол. рудн. месторожд.», 1970, № 4, с. 27—40.

Кушнарев И. П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — «Труды МИЦМИЗ. Горное дело и геология», 1947, № 16, с. 37—51.

Кушнарев И. П. Об условиях образования трещин, вмещающих лестничные жилы Березовского месторождения на Урале. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 5, с. 37—52.

Кушнарев И. П. Структура рудного поля Джидинского месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1954. 140 с.

Кушнарев И. П. Особенности трещинной тектоники двух разновозрастных массивов гранитоидов. — «Труды ИГН АН СССР. Сер. Рудн. месторожд.», 1955, вып. 162, № 17, с. 94—109.

Кушнарев И. П. Определение направлений и амплитуд перемещений по разрывам. — В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., 1960, с. 171—239.

Кушнарев И. П., Лукин Л. И. Об изучении трещинной тектоники. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., 1960, с. 99—111.

Кушнарев И. П., Каждан А. Б. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя Юго-Западных отрогов Северного Тянь-Шаня. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 5, с. 95—115.

Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кура-минской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. — «Геол. рудн. месторожд.», 1961, № 6, с. 3—26.

Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969. 150 с.

Кушнарев И. П., Дружинин А. В. Полузабытые структуры локализации эндогенных руд. — «Геол. рудн. месторожд.», 1973, № 6, с. 46—58.

Кушнарев И. П., Дружинин А. В. Диаспирты и их роль в локализации оруденения. — «Изв. вуз. Геол. и разв.», 1975, № 3, с. 71—80.

Курдюков А. А. Молибденовое оруденение в роговиках месторождения Тырнауз. — «Изв. вуз. Геол. и разв.», 1958, № 2, с. 83—93.

Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 82, с. 116—135.

Лейе Ю. А., Тихоненков Э. П. Структурные условия формирования барит-полиметаллического месторождения в Закарпатье. — В кн.: Геология и вещественный состав рудных месторождений Украины, вып. IV. М., 1970, с. 81—87.

Лейе Ю. А., Тихоненков Э. П. Вулкано-тектонические структуры Юго-Западного Закарпатья и их роль в локализации оруденения. — В кн.: Труды Науч. конф. Дальн. Востока. Вып. 4. Владивосток, 1971, с. 108—119.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. М., Цветметиздат, 1932. 187 с.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Г. Клоосу. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 5, с. 60—67.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О термине «квиваж». — «Изв. АН СССР Сер. геол.», 1952, № 6, с. 118—121.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О роли замещения в образовании некоторых кварцевых жил. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. II. М., 1955, с. 182—187.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П., Чернышев В. Ф. О повторяемости направлений разновозрастных систем трещин. — «Труды ИГН АН СССР. Сер. Рудн. месторожд.», 1955, вып. 162, № 17, с. 25—36.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965. 124 с.

Мак Кинстри Г. И. Структуры гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., 1959, с. 164—214.

Макарычев Г. И., Куренков С. А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской посылы (Южный Тянь-Шань). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1974, № 4, с. 22—35.

Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения магматизма и оруденения Северо-Востока СССР. М., 1958, с. 169—240.

Мельникова К. М., Субаринов Ю. Ф. Об эксплозивных брекчиях Жирекенского месторождения. — «Изв. вуз. Геол. и разв.», 1971, № 8, с. 47—51.

Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., «Недра», 1973. 369 с.

Молчанов И. А. Геометрический анализ поступательных дизъюнктивов. — Маркшейдерский сборник. Т. 2. Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1935, с. 151—183.

Молчанов И. А. Геометрический метод исследования дизъюнктивов и его применение для поисков смещенной части месторождения. — «Изв. Томск. индустриальн. ин-та», 1939, т. 60, с. 139—187.

Мушкетов И. В. Физическая геология. Т. I. Изд. 2-е. С.-Петербург, 1899. 789 с.

Невский В. А. Тектонические брекчии структур расслаивания сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии. — «Докл. АН СССР», 1948, т. LXI, № 6, с. 1079—1081.

Невский В. А. Трубчатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля. — «Геол. рудн. месторожд.», 1960, № 2, с. 83—93.

Некрасов Е. М. Роль поперечных дорудных разрывов в размещении жильного оруденения. — «Изв. вуз. Геол. и разв.», 1968, № 2, с. 50—58.

Некрасов Е. М., Редькин С. Ф. Морфология и внутреннее строение жильных рудных тел в различных ярусах среднего структурного этажа. — «Сов. геол.», 1969, № 3, с. 64—81.

Новикова А. С. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. — «Изв. АН СССР. СССР. Сер. геол.», 1951, № 5, с. 68—85.

Обручев В. А. Полевая геология. Т. I. Изд. 4-е, НКТП, Гос. горн. научно-технич. изд-во, 1932. 340 с.

Осинов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М., «Наука», 1974. 145 с.

Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960. 624 с. Авт.: Ф. И. Вольфсон, А. И. Дюков, И. П. Кушнарев, Л. И. Лукин, А. В. Пэк, Б. Л. Рыбалов, Е. П. Сонюшкин, Л. В. Хорошилов и др.

Ошакпаев Т. А. Челкарский соляной купол-гигант. Алма-Ата, «Наука», 1974. 183 с.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 90—105.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 3, с. 57—71.

Петрусевиц Н. М. Аэрометоды при геологических исследованиях. М., Госгеолтехиздат, 1962. 404 с.

Полов В. В. Генезис колчеданно-полиметаллических месторождений на Рудном Алтае и геологические основы их поисков. «Сов. геол.», 1973, № 11, с. 32—49.

Пронин А. В. Статистическая обработка стереографической проекции ориентированных величин. — «Сов. геол.», 1949, сб. 37, с. 41—50.

Пруткина М. И., Шашкин В. Л. Справочник по радиометрической разведке и радиометрическому анализу. М., Атомиздат, 1975. 246 с.

Пылаев А. М. Руководство по интерпретации вертикальных электрических зондирований. М., «Недра», 1968. 145 с.

Пермяков Е. Н. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. — Труды Моск. фил. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та», 1951, вып. 2. с. 122—158.

Пермяков Е. Н. К вопросу прогнозирования главнейших параметров трещинных коллекторов. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1967, т. XI, вып. 11 (1), с. 123—162.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. — «Бюлл. МОИП», нов. сер., вып. 12/16, 1949. 125 с.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939. 151 с.

Пэк А. В. О механизме возникновения сланцеватости. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1940, вып. 2, с. 98—117.

Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 56. 168 с.

Пэк А. В. Ориентировка кварца в некоторых кварц-молибденитовых жилах месторождения Тырнауз. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 58—70.

Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973. 184 с.

Ситтер Л. У. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит. 1960. 473 с.

Скрипченко Н. С. О деформации эльджуртинского гранита около «Центрального сброса». — «Труды Новочеркасского политех. ин-та», 1958, с. 36—56.

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. 2-е изд. М., Изд-во МГУ, 1957. 587 с.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 473 с.

Сонюшкин Е. П. О происхождении некоторых плитообразных тел известняков в Юго-Западном Тянь-Шане. — «Труды ИГН АН СССР. Сер. рудн. месторожд.», 1955, вып. 162, № 17, с. 82—93.

Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. — «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1952, № 18. 143 с.

Справочник геофизика. Т. 6. Магниторазведка. М., «Недра», 1969. 393 с.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968. 316 с.

Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973. 214 с.

Тяжкин К. Ф. Интерпретация магнитных аномалий, обусловленных пластообразными телами и контактами. М., «Недра», 1973. 220 с.

Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американ-

ских Кордильерах. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., 1964, с. 9—196.

Усова М. А. Формы дизъюнктивных дислокаций в рудниках Кузбасса. — В кн.: Сб. по геол. Сибири, посвящ. 25-летию научно-педагог. деят. М. А. Усова. Томск, Зап.-Сиб. геол.-разв. трест, 1933.

Фединский В. В. Разведочная геофизика. М., «Недра», 1967. 669 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 502 с.

Чернышев В. Ф., Корин И. З. Основные особенности строения и размещения месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области. — «Геол. рудн. месторожд.», 1971, № 5, с. 38—54.

Шаронов Б. Н. Особенности структур месторождений горного хрусталя Приполярного Урала и некоторые вопросы оценки перспектив их хрусталености. — «Труды VII геол. конф. Коми АССР». Т. 2. Сыктывкар, 1973, с. 463—468.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950. 560 с.

Штейнберг Г. С. О взрывном образовании кальдер. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 298, № 6, с. 1342—1345.

Яковлев П. Д. Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубами взрыва. — «Сов. геол.», 1966, № 10, с. 13—26.

Якубов А. А., Кастрюлин А. С., Джавадов А. Н. Грязевой вулканизм и нефтегазоносность Локбатана. Баку, изд-во «Элм», 1976. 75 с.

Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. М., «Недра», 1974. 374 с.

Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone sheets, ring-dikes and cauldron subsidences. — «Royal Soc. Edinburg Proc.», 1936, v. 56, p. 242—251.

Bolk P. Structural behaviour of igneous rocks. — «Geol. Soc. Am. Met.», 1937, 5, p. 27—33.

Gill I. E. Continued confusion in the classification of faults. — «Bull. Geol. Amer.», 1971, v. 82, N 5, p. 1389—1392.

Hepp V. Vertical Net sandstone Determination for Isopach Mapping of Hydrocarbon Reservoirs. Discussion. — «The Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.», 1973, v. 57/9, p. 1784—1787.

Jong K. A. Gravity tectonics or plate tectonics: example of the Numidian flisch, Tunisia. — «Geol. Mag.», 1975, v. 112, N 4, p. 373—381.

Kioede H., Bhattacharj S. Formation of fractures around magmatic intrusions and their role in ore localization. — «Econ. Geol.», 1975, v. 70, N 4, p. 781—799.

Ljungner E. Spaltentektonik und Morphologie der Schwedischen Scagerrak kuste. — «Bull. Geol. Inst. of Upsala», 1930, v. 21, p. 478.

Masclé J. R., Bornhold B. D., Renard V. Diapiric structures of Niger delta. — «The Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.», 1973, v. 57/9, p. 1672—1678.

Nordlie B. E. Morphology and structural of the Western Galapagos volcanoes and a model for their origin. — «Geol. Soc. of Amer. Bull.», 1973, v. 84, N 9, p. 2931—2956.

Norton D. L., Cathles L. M. Breccia Pipes-Products exsolved vapor from magma. — «Econ. Geol.», 1973, v. 68, N 4, p. 540—546.

Pautot G., Rehard V., Daniel J., Dupont J. Morphology, limits, origin and age of suture layer along South Atlantic African margin. — «The Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.», 1973, v. 57/9, p. 1658—1674.

Rasveld H. C. Determination of the angle of dip of seemingly vertical strata aerial photographs. — «Photogramm. Enging.», 1959, v. 25, N 1.

Sander B. Zu Cloos H. Gegenkritik betr. Granittektonik. — «Centribl. f. Min. Abt. B.», 1927, N 3, p. 97—103.

Van Hise C. R. Studies for students. Deformation of rocks III cleavage and fossility. — «Journ. Geol.», 1896, v. 4, N 4, p. 449—483.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Блок-диашировые структуры 105
 Брекчи вулканические 19, 38, 40
 — грязевулканические 14, 35
 — жерловые 19, 38, 40
 — осадочные 33—36, 101
 — подводно-оползневые 33—34, 101
 — тектонические 33—36, 101
 Будинаж 83, 87, 95, 105
- Дайки ложные (псеводайки) 50—51
 — осадочные или кластические 51
 Диасиры 10, 14, 17, 61, 88—112, 235
 — многоэтажные (или многокупольные) 94—95, 101
 — песчано-глинистые 14, 90
 — соляные 14, 88—91, 96, 102
- Камуфлетные структуры 11, 15, 114—116
 Кепок 102
 Кливаж 17
 Клиппен 21, 34
 Краевые надвиги 11, 18
- Линиаменты 16, 45
- Олистомиты 22, 34
 Олистостромы 33
- Протрузии 13, 105—107, 110
- Раздвиги 27, 29, 32, 72—87
 Разрывы космогенные 9, 15—16
 — техногенные 9, 23
 — эндогенные 8, 10—12
 — эндогенно-экзогенные 9, 14
 — экзогенные 8, 12—14
- Складки блокированные 92, 93
 — брахиантиклинальные 92—93, 95, 96
 — волочения 91, 93, 95, 98
 — куполовидные 92, 96, 104
 — изоклинальные 92, 101
 — поперечного изгиба 91—92
 — приразломные 95
 — стоячие 95, 98
 — сольжения с изгибом 92—93, 101
 — сундучные 92—93, 96
 — штамповые 105
- Складчатость перекрестная (или перекреживающаяся) 95, 102—104
 — облекания 110
 — штамповая 21, 104—105
V-тектониты 104—105, 147, 148, 154, 233, 238
S-тектониты 56, 104—105, 223, 233, 238
S-тектониты сплющивания 150, 223
- Трещины антиконтракционные 13, 20, 33, 51
 — кольцевые 11, 19, 88—116
 — конические 19, 20, 112
 — контракционные 13, 20, 33, 51, 228—229
 — отпора (или бокового отпора) 15, 22
 — отрыва 31—33, 72—73
 — радиальные 19, 90, 112—113
 — *S*, *Q*, *L* Клооса 17—18, 128
 — скалывания 31—33, 73
- Шарьяжи 21—22, 107
 Экзотические глыбы 21, 34

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	С.
Предисловие	3
Классификация разрывов	6
Геологические наблюдения при изучении разрывов	31
Прямые и косвенные признаки разрывных нарушений	31
Методы исследований	42
Раздвиговые структуры	72
Кольцевые структуры	88
Диapiroвые структуры	88
Некоторые особенности формирования других кольцевых структур	112
Новые приборы, приемы и методы решения задач по структурной геологии	117
Определение перемещений по разломам	145
Выбор метода	145
Определение направления перемещений	146
Анализ перемещений	156
Обобщение результатов перемещений по разломам	213
Некоторые аспекты трещинной тектоники	219
Заключение	240
Список литературы	242
Предметный указатель	247
П р и л о ж е н и я (вкладки): 1—2 Веерная линейка (на двух листах),	
3 — номограмма, 4 — сетка В. Вульфа, 5 — палетка (трафарет)	
А. В. Пролина	

ИБ № 863

Иван Павлович Кушнарев

Методы изучения разрывных нарушений

Редактор издательства В. И. Макеев
 Переплет художника В. Т. Дружкова
 Технические редакторы Т. Г. Сивова, О. Ю. Трепенюк
 Корректор Р. Я. Ускова

Сдано в набор 16/III 1977 г. Подписано в печать 27/VII 1977 г. Т-12251.
 Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 18,0 с 2 вкл. Уч.-изд. л. 18,57.
 Тираж 3800 экз. Заказ 61/6120—1. Цена 2 р. 80 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
 Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
 Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
 196006, Ленинград, Московский пр., 91.

2 р. 80 к.

2181

ПЕДРА