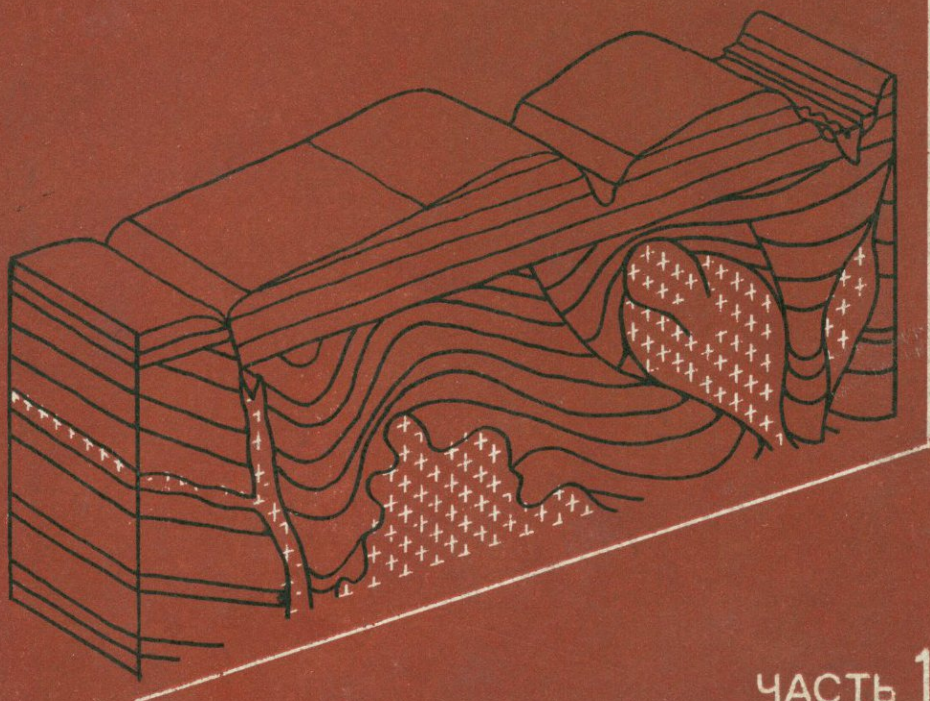


В. Н. ПАВЛИНОВ

СТРУКТУРНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТИРОВАНИЕ
С ОСНОВАМИ
ГЕОТЕКТОНИКИ



ЧАСТЬ 1

В. Н. ПАВЛИНОВ

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ С ОСНОВАМИ ГЕОТЕКТОНИКИ

Часть 1

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов геологических специальностей вузов*



МОСКВА • НЕДРА • 1979



3226

Павлинов В. Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Часть 1. Структурная геология. М., Недра, 1979, 359 с.

В книге приводятся краткие сведения об истории структурно-геологического изучения земной коры и становлении структурной геологии как отрасли геологических знаний. Дано представление об основных структурных свойствах и происхождении слоистых толщ горных пород. Характеризуются первичные формы залегания слоев и массивов горных пород. Изложены основные механические принципы деформации горных пород. Особое значение придается характеристике методов изображения всех форм залегания пород на геологических и структурных картах.

Книга рассчитана на студентов геологических вузов.

Табл. 1, ил. 165, список лит.— 51 назв.

Рецензенты: д-р геол.-мин. наук В. В. БРОНГУЛЕЕВ, кафедра геологии Московского института нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина.

П 20802—520
043(01)-79 6—79. 1904030000

© Издательство «Недра», 1979

В создании материально-технической базы коммунистического общества геологическая служба страны играет весьма важную роль, подготавливая резервы разведанных запасов различного минерального сырья. Решения XXV съезда КПСС обязывают геологов интенсивнее осваивать минеральные богатства страны. В выполнении данной задачи изучение структур земной коры и геологическое картирование, как анализ геологической истории на базе диалектического понимания закономерностей развития Земли, представляют важные методы познания геологического строения и необходимое условие для проведения поисково-разведочных и других геологических работ. Они и в будущем будут играть все большую роль при изучении строения земной коры и выявлении полезных ископаемых.

Содержание структурной геологии и геологического картирования несомненно будет расширяться, а методы получения информации о строении планеты будут совершенствоваться, однако основные классические приемы структурного анализа все же останутся решающими. Изучение глубинных структур и глубинное геологическое картирование будут приобретать все большее значение. Решению этих задач помощь начинают оказывать разнообразные новые методы получения информации — космическая съемка, дистанционная аэрогеологическая съемка с самолетов, спутников и космических кораблей, космические тепловые, телевизионные и радарные съемки и особенно многоспектрональные съемки. Однако традиционные методы поверхностного структурного изучения и анализа глубин земной коры вряд ли утратят свое значение.

Структурная геология и геологическое картирование с геотектоникой занимают важное место в системе геологического образования и подготовки горных инженеров и геологов разных специальностей.

Учебное пособие состоит из двух частей. Предлагаемая первая часть содержит теоретические и практические положения структурной геологии, вторая — описание методов геологического картирования и основы геотектоники.

В первой части большое внимание обращается на разбор конкретных задач и приемов решения лабораторных заданий по курсу структурной геологии, т. е. на определение форм залегания тел горных пород. Содержание структурной геологии излагается с учетом предшествующего освоения студентами курса общей геологии и пройденной ими первой учебной геологиче-

ской практики. Более успешное усвоение материала курса структурной геологии студентами отмечается в том случае, когда этот курс читается после прохождения ими исторической геологии и полевой практики по геологической съемке.

Структурная геология тесно связана с методами геологического картирования и геотектоникой. Поэтому в данной части автор вынужден был обращаться к некоторым приемам геологического картирования, особенно в части того, как выглядят различные структурные формы не только в разрезах, но и в плане, и на горизонтальных срезах.

Предлагаемое пособие написано в соответствии с новой учебной программой, утвержденной Методическим советом Министерства высшего и среднего специального образования СССР в 1977 г.

Автор с благодарностью принял замечания и рекомендации по улучшению содержания данного пособия, сделанные кафедрой общей геологии Львовского государственного университета и заведующим кафедрой динамической геологии МГУ профессором Г. П. Горшковым.

Автор признателен член-корреспонденту В. В. Белоусову и профессорам В. С. Мельничуку и В. В. Бронгулеву, внесшим ряд ценных критических замечаний, улучшивших работу, а также доценту МГРИ Е. С. Булгакову за редактирование главы о деформациях горных пород.

Структурная геология — это наука о строении земной коры, о ее деформации и о развитии тектонических процессов. Она изучает формы складчатости, разрывные нарушения, тектонические зоны, а также закономерности формирования и развития горных пород и минералов в условиях тектонического воздействия. Структурная геология тесно связана с исторической геологией, геотектоникой, геологическим картированием и геологической съемкой. Она изучает не только формы складчатости и разрывные нарушения, но и закономерности формирования и развития горных пород и минералов в условиях тектонического воздействия. Структурная геология тесно связана с исторической геологией, геотектоникой, геологическим картированием и геологической съемкой.

Учебное пособие составлено на основе лекционных курсов, читаемых автором в Львовском государственном университете и МГУ. Оно предназначено для студентов геологических факультетов вузов и может быть использовано также преподавателями геологических факультетов вузов. В первой части пособия описаны основные формы складчатости и разрывные нарушения, а во второй — закономерности формирования и развития горных пород и минералов в условиях тектонического воздействия. Структурная геология тесно связана с исторической геологией, геотектоникой, геологическим картированием и геологической съемкой.

Месторождения полезных ископаемых в земной коре связаны с определенными структурными формами залегания горных пород. Без знания закономерностей их размещения и развития немислимы поиски полезных ископаемых, их разведка и эксплуатация.

Структурная геология изучает форму тел горных пород, нарушения их первичного положения, а также взаимоотношения в земной коре. В структурной геологии рассматривается морфология структурных форм в процессе их образования, тогда как геотектоника изучает общий структурный план земной коры, его формирование, восстанавливает историю движения земной коры и образование крупных геоструктур в динамике их развития и во взаимосвязи с глубинными процессами. Геологическое картирование представляет собой методическую дисциплину, изучающую способы выявления и изображения геологических тел горных пород. Поэтому его главной задачей является составление различных геологических карт, т. е. карт, на которых отображается возраст, распространение, формы тел горных пород и их взаимоотношения. Геологическое картирование неразрывно связано со структурной геологией и геотектоникой. Геологическая карта — один из важнейших документов, показывающий результаты геолого-структурного изучения и картирования того или иного участка земной коры.

Структурная геология имеет большое значение при восстановлении истории геологического развития отдельных участков земной коры, следовательно, и при решении практических задач геологии — поисках и разведке полезных ископаемых, выявлении природных подземных гидроресурсов и инженерном строительстве.

Земная кора представляет собой сложный комплекс горных пород, весьма разнообразных по составу, формам залегания и механизму образования. Геолог во время полевой работы обычно имеет дело с изолированными выходами на дневную поверхность структурных форм, поэтому он вынужден восстанавливать их по частям и выявлять соотношения между ними в залегании.

Согласно диалектическому материализму ни одно явление в природе, ни один объект не могут быть полностью познаны, если их рассматривать без взаимосвязи с окружающими явлениями и средой. Поэтому основным условием в изучении форм залегания тел горных пород должно быть восстановление их

взаимосвязей, переходов между ними и изменений в пространстве и во времени.

Структурная геология пользуется данными многих отраслей геологических знаний и в свою очередь предоставляет свой фактический материал другим наукам. Немыслимо, например, изучение стратиграфической последовательности горных пород без выяснения пространственного распространения слоев и фациального изменения пород внутри отдельных толщ или изучение происхождения форм рельефа без выявления геологических структур.

Современная структурная геология связана с развитием новых методов и данных всех отраслей геологических знаний. Современные геологические карты приобретают все большую практическую направленность и ценность, так как они составляются с использованием новейших методик и применением новых технических средств.

Глава I

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МЕТОДОВ СТРУКТУРНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Достижения современной структурной геологии связаны со многими именами отечественных и зарубежных геологов. Исторический обзор развития методов структурного изучения земной коры мы начнем с зарубежных исследователей. В Западной Европе первые сведения по геологии появляются в XVI веке. Знаменитый художник и ученый Леонардо да Винчи наблюдал различное положение слоев горных пород. По его мнению, некоторые породы, образовавшиеся ранее на дне моря, теперь нередко залегают высоко на суше. Изучая угольные месторождения Южного Уэльса (в конце XVI века), Д. Оуэн проследил залегание пластов угля и известняков на большом расстоянии и пришел к выводу, что они слагают постоянные комплексы. В 1683 г. М. Листер предложил Британскому королевскому обществу составлять особый вид карт местности с указанием на них типов залегания пород, а на особых таблицах отображать последовательность напластования пород сверху вниз. На карте, выполненной в 1782 г. А. Палассу для Пиренеев, породы и минералы уже обозначались символами и штрихами, а падение и простиранье слоев указывались значками.

Во второй половине XVII века датский ученый Н. Стено, работавший в Италии и изучавший распространение и залегание горных пород в сложно построенных Апеннинских горах, разделял горные породы на изверженные и осадочные. Он сформулировал следующие основные принципы структурного изучения: 1) слой горной породы представляет собой непрерывное тело, ограниченное двумя параллельными поверхностями; его можно проследивать через долины и горные хребты; 2) слой осадочной горной породы отлагается горизонтально, если он наклонен, следовательно, произошло его нарушение; 3) если данный слой отложился горизонтально на другом наклонном слое, то нарушение последнего произошло задолго до образования первого;

4) горы не представляют собой «постоянной величины», а растут и разрушаются.

Особое значение для развития структурного изучения имели работы английского инженера В. Смита, который заложил основы стратиграфии и ввел кроме петрографического палеонтологический метод определения последовательности образования осадочных горных пород.

С развитием структурно-геологического изучения и картирования больших территорий связано учреждение в разных странах специальных геологических организаций, управлений по геологической съемке (с 1839 г. — в Англии).

Большое влияние на развитие изучения структур земной коры и методов геологического картирования оказало возникновение в геологии двух западно-европейских течений: непутизма (XVIII век) и плутонизма (начало XIX века). Нептунисты — А. Г. Вернер и его ученики — значительно пополнили знания о формах залегания осадочных пород. Плутонисты во главе с Д. Геттоном улучшили методику структурного исследования и картирования магматических образований. Одновременно с развитием непутистического и плутонистического направлений в науке оформлялись два других течения — эволюционистское и катастрофическое. Последнее предполагало, что все изменения на Земле происходили в результате переворотов, катастроф или катаклизмов (Ж. Кювье, Л. Бух и др.), что в значительной степени отразилось на развитии методов структурного изучения земной коры.

Решительный удар катастрофизму нанес английский ученый Ч. Лайель, издавший в 1833 г. свои знаменитые «Основы геологии» и положивший начало принципу актуализма. Он доказал, что в строении земной коры нет никаких признаков катастрофических переворотов и все события прошлого вполне объяснимы обычными природными силами, действующими на Земле и в настоящее время. Эти идеи Ч. Лайеля блестяще подтвердились работами Ч. Дарвина.

В первой половине XIX века в геологии господствовали идеи вулканистов. Образование гор, складок, разломов, смещений слоев пород, их наклон объясняли внедрением гранитов (кварцевых порфиров). Эта идея, принадлежавшая Л. Буху, получила наименование гипотезы «кратеров поднятия», т. е. вертикальных движений земной коры.

По гипотезе контракции внутренней части Земли и горизонтального сжатия земной коры Эли де Бомоном (1852 г.) образование складчатых форм в горных сооружениях предполагалось одновременным на всей поверхности Земли. Однако австрийский ученый Э. Зюсс внес существенные поправки в контракционную гипотезу, считая земную кору не однородной по своему структурному типу и объясняя этим неповсеместное распространение складчатых сооружений. Э. Зюсс выделял же-

стки, несминаемые участки и участки податливых, сминаемых в складки пород. Дальнейшая разработка контракционной гипотезы была осуществлена А. Геймом и М. Бертраном. Они ввели понятия о покровно-шарьяжном строении Альп.

Одновременно с контракционной гипотезой возникла гипотеза геосинклиналей, впервые сформулированная американскими учеными Д. Холлом и Д. Дена (конец XIX века). Складчатые горные хребты, по Д. Холлу, образовались при смятии мощных толщ пород, залегающих в протяженных ложбинах-прогибах (геосинклиналях) и составляющих наиболее податливые зоны земной коры. Гипотезы контракции и геосинклиналей дальнейшее развитие получили у многих ученых. Несминаемые части земной коры стали называть «щитами», «глыбами», «платформами», «континентальными плато» и «геоантиклиналями». Сминаемые и несминаемые участки земной коры в 1923 г. Л. Кобер назвал соответственно «орогенами» и «кратогенами».

Во второй половине XIX века одновременно с геосинклинальной гипотезой быстро распространилась новая идея равновесного состояния масс земной коры (изостазия) и плавления материков на более тяжелой базальтовой подстилке (Д. Эри, Д. Пратт и К. Деттон). Изостазия наглядно объясняла вертикальные движения блоков земной коры и по-новому воспроизводила формирование складчатых зон на границах двух соседних блоков путем перемещения их в противоположных направлениях. В 1912 г. появилась гипотеза, разработанная немецким ученым А. Вегенером, получившая наименование гипотезы континентального дрейфа, или эпифореза. Ее исходными положениями также были существование гранитного (сиалического) слоя, покоящегося на базальтовой (симатической) подстилке. Предполагалось, что сиалическая кора разбилась на крупные блоки (плиты), которые сначала сгрудились на месте современной Австралии, а затем начали перемещаться в западном направлении вследствие вращения Земли. Складчатость, по А. Вегенеру, образовывалась в результате смятия плит в их фронтальных частях, а крупные разломы и отдельные глыбы (острова) формировались в результате растяжения масс в тыловых участках материков. Гипотеза А. Вегенера не объясняла не только возникновения складчатых гор внутри материков, но и многое другое.

Немецкий ученый Г. Штилле в первой четверти XX века развил гипотезу образования складчатых форм от горизонтального сжатия земной коры. Он резко разграничивал понятия о медленных вертикальных движениях земной коры и формировании складчатых гор (орогенез). Г. Штилле создал сложную систему тектонического канона — большого количества последовательных фаз орогенеза, предполагая одновременность их глобального проявления.

Открытие радиоактивности привело к созданию новых гипотез о развитии структурных форм земной коры и тектонических движений (Джоли, 1925 г.). Одновременно появилось воззрение на развитие структур земной коры — поднятий и прогибов вследствие подкорового перемещения расплава. Возникновение складчатости объяснялось сползанием слоев с поднятий (Э. Харман), а различных структурных форм — действием поднимающихся магм.

Магматическая гипотеза была разработана Г. Клоосом. Его работы по изучению внутренней тектоники плутонов значительно расширили представление о строении и формах магматических тел, а последующие работы Б. Зандера, Х. Ф. Ферберна и Р. Болка по структурному анализу кристаллических массивов углубили познание механизма образования магматических тел.

Более современные гипотезы иностранных ученых о формировании структур земной коры весьма разнообразны, но все они являются некоторой переработкой или модернизацией прежних схем и положений. Многие выделяют сдвиговые нарушения, или «геофрактуры». Предполагается, что структурные элементы второго порядка складчатые и надвиговые в земной коре развиваются по этим сдвигам. Новейшими гипотезами конвекционных потоков в мантии (А. Ирдли, Ф. Мейнец и др.) также пытались объяснить образование складчатости вплоть до крупных шарьяжей путем втягивания сиала в сторону субстрата. На иной, новой, основе развивалась и гипотеза контракции Земли (Г. Джеффрис и Л. Ситтер). По Л. Ситтеру, в мантии происходило общее горизонтальное сжатие, которое и приводило к тектоническим нарушениям земной коры.

Широкое распространение в иностранной практике, особенно в работах Г. Штилле, получила гипотеза геосинклинального развития земной коры.

В развитии структурной геологии определенную роль сыграли пособия иностранных авторов (Ж. Гогеля, К. Метца, Л. Ситтера, М. Кэйя, Ж. Обуэна, А. Ирдли, Ф. Кинга, Е. Хилса, Ф. Лахи и др.), которые были переведены на русский язык и рекомендовались как дополнительная литература по структурной геологии и геотектонике.

Подробнее остановимся на значении работ отечественных исследователей. Общая история геологических знаний подробно изложена в трудах А. В. Хабакова, В. В. Тихомирова, В. Е. Ханина, Д. И. Гордеева, Б. П. Высоцкого и других ученых, в которых подчеркивается, что некоторые отрасли горного промысла на Руси существовали еще с древних времен и зародились они значительно раньше, чем в Западной Европе. К ним относятся, например, такие, как добыча соли, строительного камня, минеральных красок, железной руды, «смолы», цветных металлов и самоцветов. Добыча полезных ископаемых привела к накопле-

нию геологических знаний и навыков структурного изучения пород.

По первобытным (чудским) разработкам меди, олова и других руд, следы которых сохранились во многих местах СССР и относятся к VI—XIII векам до нашей эры, приходится удивляться точности определения мест добычи скрытых руд. Наиболее ранние сведения о методе поисков минералов можно найти у выдающегося ученого энциклопедиста XI века А. Р. Бируни (973—1048 гг.), который считал задолго до Леонардо да Винчи, что суша местами была занята морем, подтверждая это находками в породах окаменелых раковин животных и остатков рыб.

Еще в XV веке на Руси появились знаменитые «рудознатцы», пользовавшиеся при работе компасом и создавшие самые первые основы поискового дела. Позднее развитие первичного горного дела потребовало концентрации руководства такими работами. Поэтому в 1584 г. в Московском государстве было создано учреждение по поискам, добыче и обработке естественных строительных материалов «Государев приказ каменных дел», который сыграл большую роль в разработке методов поисков полезных ископаемых с изучением форм залегания горных пород. Первой сводной инструкцией о правилах поисков полезных ископаемых явился «Большой чертеж», составленный в конце XVI века, с описанием распространения полезных ископаемых.

Особого расцвета горное дело в России получило при Петре I (конец XVII и начало XVIII веков). К этому времени относятся дошедшие до нас карты со структурными геологическими обозначениями и указанием форм залегания полезных ископаемых. Созданные Петром I «Приказ рудных дел» (1700 г.) и позднее «Бергколлегия» (1718 г.) — учреждения, которые уже издавали инструкции для проведения поисковых и разведочных работ. Это привело к быстрому накоплению опыта по структурному геологическому изучению территорий. Геологические разрезы пород описывались послойно сверху вниз, указывалась толщина слоя и его простираие.

В петровскую эпоху выдающимися организаторами горного дела и образования были В. Н. Татищев (1686—1750 гг.) и В. И. Геннин (1676—1750 гг.). В. И. Геннин в своих отчетах подробно останавливался на формах и залегании рудных тел, отмечая их наклон и простираие. Он впервые дал представление о синклинальном залегании пород. В конце 1725 г. по приказу Петра I от 1718 г. была открыта Российская академия наук, которая с 1728 г. стала издавать научно-популярный журнал «Примечания», печатая в нем также статьи и по вопросам структурной геологии. В статьях также доказывалась несостоятельность идеи о катастрофических явлениях на Земле (например, всемирный потоп), которые были в моде у западно-европейских ученых.

Следующий знаменательный период развития геологической мысли и методов структурного изучения связан с деятельностью нашего выдающегося соотечественника М. В. Ломоносова. М. В. Ломоносов с 1742 г. в Российской академии наук преподавал естественную историю руд. Обобщив опыт отечественного и иностранного горного и поискового дел, он написал выдающиеся сочинения по геологии и горнорудному делу. Его работы «О слоях земных», «Слово о рождении металлов от трясения Земли», «Первые основания горной науки» и другие своей глубиной, обоснованностью защищаемых положений и выводами на многие десятилетия опередили более поздние высказывания европейских ученых. Идея вечной изменяемости природы и развития Земли пронизывают все сочинения М. В. Ломоносова, а они были написаны в XVIII веке, когда «В природе отрицали всякое изменение, всякое развитие... Мир был чем-то окостенелым, неизменным, а для большинства чем-то созданным сразу»*. М. В. Ломоносов подчеркивал важность исследования взаимосвязи различных явлений природы. Он последовательно и сознательно пользовался анализом современных геологических процессов и явлений как методом научного описания ископаемых памятников геологического прошлого еще за 100 лет до появления принципа актуализма Ч. Лайеля.

М. В. Ломоносов впервые с предельной ясностью высказал мысль о медленном развитии геологических процессов, отрицая библейское сказание о всемирном потопе. Он учил как следует определять возраст жил и делал заключения о многократности нарушения залегания слоев, не отрицая и роли разрушительных факторов, таких, как землетрясения и вулканизм. И в этом отношении М. В. Ломоносов стоял значительно выше Д. Геттона, опубликовавшего свою работу полвека спустя.

Во многих работах М. В. Ломоносова мы находим указания на необходимость комплексных геологических наблюдений и изучение элементов структурной геологии с целью поисков и практического использования полезных ископаемых. М. В. Ломоносов явился основоположником учения о строении земной коры. В книге «О слоях земных» он описывает методы изучения структурных форм в природных условиях, рекомендуя пользоваться горным компасом. При определении залегания рудных тел и вмещающих пород, он указывает как находить смещенные сбросом пласты. М. В. Ломоносов внес существенную поправку в понятие Н. Стено о непрерывности слоев, считая, что лежащие слои не всегда простираются непрерывно, а нередко прерываются «каменными простенками» и «переламаываются кверху или книзу». В результате действий «внутренних сил» и «поднятия гор со дна морского», составляющие их камни должны были «выпучиваться, трескаться, переламаваться, производить рас-

* Энгельс Ф. Диалектика природы. М., Политиздат, 1969, с. 10.

селины, наклонные положения, пропасти разной величины и фигуры отменной формы», т. е. складки.

С 60-х годов XVIII века и после смерти М. В. Ломоносова (1765 г.) были организованы большие академические экспедиции по изучению многих районов России. Известный исследователь П. И. Рычков (1712—1777 гг.), например, установил в Эмбенском районе «нефтяные ключи» и характерную штоковую форму сольилецкой залежи. Описывались и крупные структурные формы земной коры и системы их расположения (И. Г. Леман), что в истории геологии было сделано впервые.

Академические экспедиции второй половины XVIII века возглавлялись выдающимися учеными, продолжателями идей М. В. Ломоносова — И. И. Лепехиным (1740—1802 гг.), Н. Я. Озерецковским (1750—1827 гг.), И. А. Гильденштедтом (1745—1811 гг.) и многими другими. В их работах уже выделяются горизонтальное, наклонное и вертикальное залегания слоев, описываются складчатые формы, выводится определенная закономерность в строении гор. Внутри складчатых гор указываются массивы гранитов, нарушивших залегание пород (П. С. Паллас, 1741—1811 гг.). Выводы П. С. Палласа значительно опередили теорию западно-европейских ученых о строении гор, как «кратеров поднятий». В 1775 г. И. И. Георги описал озеро Байкал, впадину которого он считал грабеном.

Геологические карты со структурным анализом, составленные для Камчатки С. П. Крашенинниковым, и чертеж рудников Нерчинских заводов Н. Ключина (1740 г.) оказались более совершенными, чем карта Х. Пека (1743 г.). На этих и последующих картах распространение слоев на поверхности уже показывалось на основании прослеживания их по простиранию, а не отдельными холмами, как у Х. Пека.

В начале XVIII века (1713—1721 гг.) в России начали создаваться горные школы во многих горнозаводских округах России, в которых преподавались подземная геология, горное искусство и другие дисциплины, содержащие основы структурного изучения и геокартирования. В 1774 г. было открыто первое высшее горное училище в Петербурге, впоследствии преобразованное в Горный институт (ныне Ленинградский горный институт). Подготовка горных инженеров привела к широкому развитию структурного геологического изучения территории России и высокой технике составления геологических карт.

С 1825 г. систематически издавался «Горный журнал», в котором помещались статьи теоретического и методического характера по вопросам структурной геологии и геологического картирования. Начало XIX века характерно внедрением не только петрографического, но палеонтологического и стратиграфического методов расчленения толщ пород. Геологические карты того времени составлялись уже с обозначением на них геологических границ и подразделений слоев по возрасту.

В статьях и отчетах освещались вопросы стратиграфии и структурных форм отдельных, иногда крупных районов, обращалось внимание на трансгрессивные контакты, угловые несогласия, выклинивание пластов, влияние интрузий на нарушения пород, выделялись комплексы (формации) пород по фауне и флоре. Все это производилось по инструкции полевых исследований, составленной В. Ю. Соимоновым.

В «Горном журнале» 20-х и 30-х годов прошлого столетия печатаются статьи об устройстве горного компаса и о работе с ним, о составлении геологических разрезов, пересекающих крупные районы. В обиход геологов уже тогда вошли некоторые знаки залегания пород, типов складок и элементов дизъюнктивных форм.

Профессор Д. И. Соколов в 1839 г. издал выдающееся для того времени произведение — трехтомный труд «Курс геогнозии» для студентов Горного корпуса. В нем описаны основы структурной геологии: происхождение наклонного залегания слоев, различных типов несогласий, фаз накопления осадков, определение возраста дислокаций, анализ палеогеографических данных и др. Д. И. Соколов описывал вертикальные движения земной коры и контактовый метаморфизм. Большое значение для структурного изучения и картирования территории России имели его инструкции по полевому изучению и геологическому картированию. На геологических картах европейской России и Урала, составленных А. К. Мейендорфом, А. А. Кейзерлингом, Н. И. Кокшаровым, Р. И. Мурчисоном, Э. Вернейлем, Г. П. Гельмерсеном и др., начиная с 1841 г. цветными знаками выделяются осадочные и изверженные породы. Карты сопровождалась геологическими разрывами, показывающими залегание слоев.

Важное значение среди многочисленных геологических работ середины прошлого столетия (1854—1855 гг.) имели исследования на Южном Урале Н. Г. Меглицкого и А. И. Антипова, которые впервые применили геоморфологические методы для расшифровки тектонических структур Южного Урала. Они подметили мелкую трещиноватость и отдельность горных пород (кливаж), не совпадающих по своему расположению со слоистостью, и выделили простые и сложные складки, образовавшиеся от горизонтального сдавливания пород. Задолго до европейских и американских геологов они установили и вертикальные движения, назвав их «вековыми колебаниями».

Большое значение для развития структурной геологии имела вторая сессия Международного геологического конгресса, состоявшаяся в Болонье в 1882 г. На ней система стратиграфических обозначений (из семи предложенных проектов разных стран) комиссией под председательством А. А. Иностранцева была принята русская. Было утверждено деление на группы, системы, отделы и ярусы. Сессия также ввела типовой проект универ-

сальной таблицы цветных условных геохронологических знаков А. П. Карпинского, частично с данными западно-европейского геолога А. Гейма. Кроме того, А. П. Карпинский предложил различной штриховкой выделять фациальные типы отложений и палеогеографические данные.

Середина второй половины прошлого столетия ознаменовалась развитием структурного геологического изучения территории России, составлялись сводные геологические карты крупных районов и особенно европейской части. Появились детальные в структурном отношении геологические карты высокого качества Донбасса, выполненные геологами под руководством Л. И. Лутугина.

А. П. Карпинский был наиболее выдающейся фигурой в отечественной геологии после М. В. Ломоносова. Им созданы основы естественноисторического структурного анализа крупных областей и заложено основное направление структурного изучения земной коры территории России. А. П. Карпинский показал, что для выяснения закономерностей распространения полезных ископаемых необходимо кроме обычных геологических карт составлять карты, на которых показано развитие структурных форм в их историческом порядке.

К 1900 г. относится зарождение «Геометрии недр» — дисциплины, графически отображающей формы залегания слоев и тесно сопряженной со структурной геологией. П. К. Соболевский — создатель первой пластовой карты для одного из районов Донбасса. На ней кровля пластов изображена в изолиниях высот, а характер залегания пластов — в изоглубинах.

Развивается структурная геологическая съемка угленосных и нефтеносных районов России, представителем которой является Д. В. Голубятников. В 1906 г. академик В. А. Обручев создал и впервые прочитал в Томском технологическом институте новый курс, названный им «Полевой геологией» и включавший основы структурной геологии. Работы академика А. П. Павлова начала XX века по стратиграфии, палеогеографии и тектонике и до сего времени имеют большое значение. Он первым доказал сложность тектонического строения района Средней Волги, гениально предсказав наличие здесь залежей нефти. Им установлены основные тектонические структуры Русской платформы и предложены новые термины, такие, как синеклиза и антеклиза.

Академик А. Д. Архангельский, ученик А. П. Павлова, развил основные положения А. П. Карпинского о строении европейской части России и вертикальных медленных движениях земной коры, считая Русскую платформу подвижной зоной земной коры, но сильно отличающейся по своему развитию от сложноскладчатых областей.

Академик И. М. Губкин в результате глубоких исследований и применения совершенной методики составления структурных

карт подземного рельефа слоев установил особый тип нефтяных залежей (рукавообразных) в Майкопском районе. К дореволюционному периоду развития структурно-геологического изучения России относятся работы В. Н. Вебера и Д. В. Голубятникова. Геотектонические исследования академика Н. И. Андрусова продолжались до 1924 г. Особенно интересны его работы о бездонном строении крымских лакколитов (1916 г.).

До Великой Октябрьской революции трудами отечественных геологов детальной структурно-геологической съемкой была покрыта очень незначительная территория страны, составляющая доли процента. Лишь около 13% площади России было заснято в разных масштабах. 70% площади государства были абсолютно не исследованы и оставались белым пятном на геологической карте. Вместе с тем отечественная геологическая школа, созданная еще М. В. Ломоносовым и воспитанная нашими корифеями науки, сделала большое дело, развив отечественную науку и практику.

После Великой Октябрьской революции геологическое картирование и структурное изучение обширной территории страны приобрели важное народнохозяйственное значение. По личной инициативе В. И. Ленина были приняты все меры к широкому развертыванию геологических работ. С 1920 г. начинают издаваться сводные геологические карты крупных районов, а в 1922 г. появилась сводная геологическая карта территории СССР в масштабе 250 верст в 1 дюйме (1 : 10 500 000), однако избилующая «белыми пятнами».

В ряде советских вузов вводится преподавание методического курса по структурной геологии и геологической съемке. В Таврическом университете такой курс открыл В. А. Обручев, в Московской горной академии он читался И. М. Губкиным, а в Петроградском горном институте — В. Н. Вебером, который в 1923 г. издал первое руководство по геологической съемке «Полевую геологию». Все эти курсы представляли собой сочетание структурной геологии и методов картирования.

Геологи начинают разработку методики структурного анализа и картирования магматических и метаморфических пород (А. А. Полканов и др.), а также методики изучения и картирования четвертичных отложений (Г. Ф. Мирчинк, Н. Н. Яковлев). Большое внимание обращается на изучение разрывных нарушений и мелких структур и геометризацию тел полезных ископаемых (П. К. Соболевский, П. М. Леонтовский, Н. И. Лебедев, Н. К. Разумовский и др.). В 20-х годах текущего столетия впервые была применена методика изучения геологического строения территорий по аэрофотоматериалам и путем аэровизуальных наблюдений, а первые геофизические исследования в СССР начаты еще при жизни В. И. Ленина в 1919 г. в районе Курской магнитной аномалии (П. П. Лазарев, И. М. Губкин, А. Д. Архангельский).

В 1931 г. В. А. Обручев издает капитальное руководство по структурному изучению и методике геологической съемки «Полевую геологию» в двух томах, которая была в то время настольной книгой каждого геолога.

К концу первой пятилетки в СССР было изучено и закартировано около 43% всей территории. В 1930 г. произошла реорганизация горно-геологического образования: на базе Московской горной академии были созданы пять специализированных институтов и геологоразведочные вузы в других городах (Свердловск, Ташкент, Ленинград, Иркутск, Новочеркасск). Во всех геологических высших учебных заведениях были введены курсы структурной геологии и геологической съемки и новые курсы «Геотектоники» (М. М. Тетяев, Е. В. Милановский, А. С. Моисеев, Н. С. Шатский). Вырабатываются новые методы структурного изучения и картирования, а также структурного анализа залегания массивов магматических и комплексов метаморфических горных пород; большую роль приобретают аэрофотосъемка и геофизические методы исследований при изучении структур не только нефтяных, но и рудных полей и месторождений. В 1932 г. впервые применили новый метод аэрогеофизических исследований (А. А. Логачев).

3226
В 30-х годах в свет выходит несколько работ по структурному изучению и геологическому картированию: «Геологические карты, их чтение и построение» Е. В. Милановского (1933 г.), «Курс горной геометрии» А. Е. Гутта (1933 г.). В 1935 г. И. Я. Фурман издал «Геологические построения по данным бурения». В 1937 г. В. Н. Вебер осуществил свое новое издание «Методы геологической съемки». Все это способствовало унификации структурно-тектонических терминов и методов геологического картирования. Изданные в 1934—1935 гг. методические работы «Геологические исследования в районах магматических и метаморфических пород» А. А. Полканова и «Структурный анализ интрузивных массивов» Н. А. Елисеева, а также работа А. В. Пэка (1939 г.) «Трещинная тектоника и структурный анализ» сыграли большую роль в развитии структурного анализа кристаллических горных пород. Интрузивные массивы стали изучаться как объемные структурные тела сложного внутреннего строения и происхождения. Д. В. Наливкиным разрабатывается «Учение о фациях». Одновременно появляются обобщающие работы А. А. Борисяка, В. А. Обручева, А. Д. Архангельского, И. М. Губкина, Н. С. Шатского, М. М. Тетяева и других ученых по геологии и геотектонике Советского Союза.

В 1937 г. в Москве проходили заседания XVII сессии Международного геологического конгресса под председательством академика И. М. Губкина. С докладами на сессии выступали выдающиеся советские геологи-академики И. М. Губкин, В. А. Обручев, В. Н. Вернадский, А. Д. Архангельский, А. И. Заварицкий, Д. В. Наливкин, П. И. Степанов, показавшие успехи



в развитии теоретических основ геологии и структурного изучения территории СССР. К сессии конгресса под редакцией Д. В. Наливкина была издана геологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000. К этому времени было уже закартировано 50% территории СССР. В 1939 г. под редакцией академика Д. В. Наливкина вышла в свет сводная геологическая карта СССР в масштабе 1 : 2 500 000 на 32 листах. Одновременно появились новые и были переизданы старые геологические карты ряда регионов в более крупных масштабах. Общая геологическая изученность территории СССР к 1941 г. достигла 65,8%. Начавшаяся в июне 1941 г. Великая Отечественная война не прервала работ по геологическому изучению территории Советского Союза. Общая геологическая изученность СССР на январь 1945 г. достигла уже 72,9%.

Закон о пятилетнем плане восстановления и развития народного хозяйства СССР на 1946—1950 гг. поставил перед геологической службой большие задачи по поискам и разведке полезных ископаемых. К 1947 г. из 177 листов 1 : 1 000 000 геологической карты СССР было составлено 97 листов. Геологическая изученность изменилась и качественно. Методика составления геологических карт разрабатывалась в направлении выявления закономерностей пространственного размещения различных типов тектонических структур и связанных с ними полезных ископаемых.

В 1940 г. появилась небольшая по объему, но содержательная работа академика М. А. Усова «Структурная геология». Фундаментальную монографию представляет собой книга В. В. Белоусова «Общая геотектоника», изданная в 1948 г., содержащая также и основы структурной геологии. Методы полевой работы при геологической съемке изложены также в целом ряде справочных пособий С. В. Обручева, И. В. Высоцкого и других ученых. В 1952 г. вышли в свет книга Ю. А. Косыгина «Основы тектоники нефтеносных областей», в 1954 г.— «Геотектонические основы поисков нефти» В. Е. Хаина, в 1953 г.— «Структурная петрология» Н. А. Елисеева, «Структурная и полевая геология» Н. И. Буялова и «Геологическое картирование» В. А. Апродова.

В начале 50-х годов наметилось некоторое отставание структурного изучения и картирования в крупных масштабах от практических задач производства. Поэтому особое внимание стало уделяться комплексному и планомерному геологическому изучению территории страны. На январь 1956 г. общая геологическая изученность СССР уже достигла 96,9%, а в 1958 г. вся территория СССР была закартирована в масштабе 1 : 1 000 000. Большим событием 50-х годов явилось издание первой «Тектонической карты СССР» в масштабе 1 : 4 000 000, составленной коллективом геологов под редакцией Н. С. Шатского. В 1956 г. в новом издании выходит аналогичная тектони-

ческая карта в масштабе 1 : 5 000 000 и целый ряд новых карт отдельных регионов. В феврале 1959 г. внеочередной XXI съезд КПСС поставил перед геологоразведочной службой нашей страны задачу резкого повышения геологоразведочных работ с внедрением наиболее совершенных методов разведочной геофизики. Все это значительно содействовало расширению структурно-геологического изучения территории СССР.

В 1960 г. в Копенгагене состоялась XXI сессия Международного геологического конгресса, на которой демонстрировались «Тектоническая карта СССР» (редактор Н. С. Шатский), а также «Тектоническая карта северного арктического бассейна» (редактор Ю. М. Пущаровский) и «Карта неотектоники СССР» (редакторы Н. И. Николаев и С. С. Шульц). Карты получили высокую оценку конгресса. Н. С. Шатский был удостоен Ленинской премии.

В нашей стране издаются сводные справочные многотомные монографии по многим отраслям геологии, что в значительной степени содействует развитию структурной геологии и геологического картирования, а также позволяет широко проводить глубинное картирование, структурный анализ магматических массивов, выделять среди изверженных пород фации и формации и выявлять механизм формирования интрузивных массивов.

Аналогичная история становления методики структурного изучения была и в отношении изучения массивов, сложенных метаморфическими породами. Физико-химическое направление в исследовании метаморфических пород (Д. С. Коржинский и др.), несомненно, имело очень большое значение для выявления фаций и формаций, зон и ореолов метаморфических пород, в чем отечественные исследователи достигли больших успехов (В. А. Николаев, Н. А. Елисеев, Ю. Д. Кузнецов, В. А. Жариков, И. Ф. Трусова и др.). Труды академика А. Н. Заварицкого отечественная петрографическая наука была обогащена новой методикой выявления состава и генезиса магматических пород и установления природы руд. Особое значение имеет метод структурного или микроструктурного анализа метаморфических горных пород (работы А. А. Полканова, Н. А. Елисеева, В. А. Николаева, А. В. Пэка, И. П. Кушнарера, Л. И. Лукина и др.), который позволил эти образования расчленять на различные генетические, возрастные и структурные комплексы.

Большое значение для развития структурного анализа и геологического картирования имели известные геотектонические гипотезы, такие, как гипотезы контракции, изостазии, горизонтального дрейфа материков. Гипотезы радиоактивного распада, гравитационного скольжения и многие другие, некогда бывшие весьма модными, претерпели значительную модернизацию и были в основном заменены геосинклинальной гипотезой. Коренные изменения произошли и в геосинклинальной гипотезе развития земной коры. Труды А. Д. Архангельского,

И. М. Губкина, Н. С. Шатского, М. М. Тетяева, В. В. Белоусова, затем А. В. Пейве, В. М. Синицына, В. И. Попова, В. Е. Хаина, М. В. Муратова, Ю. М. Шейнманна, Ю. А. Билибина, А. А. Богданова, Н. И. Николаева и многих других исследователей учение о геосинклиналях в нашей стране превратилось к 60-м годам в основу учения о строении и развитии земной коры. Вышедшие в это время работы Г. Д. Ажгирея «Структурная геология» и В. В. Белоусова «Структурная геология», а также новое издание «Основных вопросов геотектоники», «Геотектоники» и более поздней — «Основ геотектоники» способствовали развитию структурной геологии.

Важную роль в систематике тектонических знаний и упорядочении тектонической номенклатуры сыграли обобщающие работы В. Е. Хаина «Геотектонические основы поисков нефти», «Общая геотектоника» и капитальные работы Ю. А. Косыгина «Общая тектоника», «Тектоника» и «Основы тектоники», а также работы по тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры. Труды Ю. А. Косыгина, М. В. Муратова, А. А. Богданова, Ю. М. Пущаровского, А. Л. Яншина, В. Е. Хаина, А. В. Пейве, Н. И. Николаева, В. Д. Наливкина, В. В. Бронгулеева, А. А. Бакирова, Г. Д. Ажгирея и многих других ученых, вышедшие за последние два десятилетия, имели большое значение для развития геотектоники и, в частности, структурной геологии. В качестве учебного пособия по курсу структурной геологии основное место заняла книга А. Е. Михайлова «Основы структурной геологии и геологического картирования», выдержавшая три издания, а также более краткие книги Г. Н. Сапфинова и Г. И. Сократова. В изучении структурной геологии большую помощь оказали тектонические карты советских авторов.

Тектонические карты крупных территорий за рубежом составлялись и раньше, например, тектонические карты США (1944, 1951 гг.) и Канады (1950 г.), но они выполнены в основном по морфологическому принципу, отображающему формы залегания горных пород и комбинации структур и не показывали их генезиса. И только в последние годы зарубежные геологи при составлении структурно-тектонических карт стали применять методику советских геологов.

В основе тектонических схем и карт СССР с самого начала лежали принципы сравнительно исторического анализа образования структурных форм земной коры. Поэтому на них изображались не только формы залегания пород, но и история развития земной коры с указанием структурных особенностей для каждого этапа геологического развития и различных глубин. За годы Советской власти было составлено и опубликовано свыше 100 различных структурно-тектонических карт страны и крупных ее территорий. Это является показателем развития методов структурного изучения территории СССР.

Большое значение в последние годы приобрели палеотектонические и структурные карты ряда регионов СССР со снятыми верхними структурными этажами. Наиболее значительную роль в советской тектонической картографии и развитии структурно-тектонического изучения земной коры сыграла изданная в 1966 г. «Тектоническая карта Евразии» масштаба 1 : 5 000 000 с объяснительной запиской к ней. Над картой работал коллектив геологов под руководством академика А. Л. Яншина. Авторы по-новому подошли к освещению тектоники материка и впервые расчленили на геотектонические элементы обширную площадь акватории прилегающих океанов.

Советские геологи в настоящее время возглавили составление тектонической карты Мира и Европы (масштаб 1 : 2 500 000) с объяснительной запиской. Колоссальные объемы работ по структурно-тектоническому изучению земной коры в нашей стране потребовали создания Тектонического комитета СССР и специального журнала «Геотектоника» (1965 г.), который отображает новые идеи и данные о строении и развитии земной коры и крупных ее участков, регионов и областей. В структурном изучении территории СССР в связи с глубинным картированием все большее значение приобретают комплексные геолого-геофизические исследования: структурное (глубинное) бурение, аэрометоды и специализированные новые методы (дистанционные, радарные, телевизионные, инфракрасные и другие космические методы).

В последнее десятилетие появились геологические структурные карты ряда регионов Советского Союза, отображающие на основании геофизического изучения и бурения строения фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Они составлены в изолиниях высот древнего рельефа и мощностей пород плаща платформы, перекрывающих фундамент. Мы не можем не выделить также и появившуюся в 1975 г. серию геологических структурных карт Восточно-Европейской платформы и примыкающих к ней краевых прогибов в масштабе 1 : 2 500 000. На картах в изолиниях показан рельеф фундамента и более высоких горизонтов плаща платформы. В работе над картами принял участие большой коллектив геологов (более 600 чел.) и около 40 производственных и научно-исследовательских организаций. Ответственным руководителем и редактором карт являлся профессор В. В. Бронгулеев. Карты отражают значительные достижения советской структурной геологии, поскольку они выполнены на основании самых последних данных глубинного бурения и геофизических исследований. Многие детали строения подземного рельефа фундамента и вышележащих поверхностей отображены вообще впервые.

Грандиозные перспективы развития народного хозяйства в период строительства коммунизма в нашей стране ставят

перед геологической службой задачи увеличения разведанных запасов различных полезных ископаемых и открытия новых месторождений. Поэтому структурно-тектоническое изучение земной коры должно базироваться на исследовании все более глубоких зон Земли.

В разработке методов структурного изучения земной коры все большее значение приобретают различные методы изучения Земли из космоса, дающие поразительную информацию о структурах поверхности земной коры для геологического дешифрирования; они позволяют устанавливать структурные формы, не выявляющиеся наземной и обычной аэрофотосъемкой.

В настоящее время в СССР вводится общегосударственная геологическая съемка масштаба 1 : 50 000. В хорошо геологически изученных районах геологи часто сталкиваются с неожиданностями и открывают новые богатые месторождения полезных ископаемых. Поэтому первостепенное значение должны сыграть региональные, космические и геофизические методы исследования, а также глубокое бурение на основе применения наземной геологической съемки масштаба 1 : 50 000. Однако необходимо учитывать, что без наземного структурного изучения и геологического картирования ни аэрофотометоды, ни космические методы не могут дать полной картины строения любых участков земной коры. И при получении хорошей информации космическими аппаратами все же материалы будут дешифрироваться традиционными структурно-геологическими методами. Расшифровка складчатых, разрывных форм и тел магматических пород будет производиться в общем комплексе изучения структурно-геологическим анализом, выработанным на протяжении многих лет практики, и на большом фактическом (проберенном) материале.

Вместе с тем выполнение основных задач структурного изучения, геологического картирования и поисков полезных ископаемых будет зависеть от выработки новых и применения комплексных методов изучения. Поэтому в Программе Коммунистической Партии Советского Союза записано, что одной из наиболее важных задач в области геологии является: «совершенствование существующих и изыскание новых, более эффективных методов разведки полезных ископаемых и комплексного использования природных богатств».

В заключение уместно вспомнить пророческие слова выдающегося отечественного геолога академика Ф. Н. Чернышева, произнесенные им на VII сессии Международного геологического конгресса в 1897 г.: «Русская геологическая наука развивалась как равная по значению с начавшей сравнительно раньше культивироваться в Западной Европе и Америке и, надо думать, отныне Россия будет считаться исходной страной для разъяснения многих вопросов современной геологии».

Глава II

ТОПОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Геологическая карта, как известно из курса общей геологии, строится на топографической основе и отражает строение земной поверхности и примыкающей к ней верхней части земной коры. Геологическая (общая, или обычная) карта представляет собой графическое изображение с помощью условных знаков состава, возраста и условий залегания обнаженных на земной поверхности горных пород.

Геологические карты делят на несколько типов. Карты, на которых показан состав пород, называются *петрографическими* или *литологическими*, карты с нанесенными на них основными структурными элементами (формами) земной коры, деформациями пород и условиями их геологического развития называются *структурными* или *тектоническими*. Карты, на которых имеются основные элементы рельефа земной поверхности, разделенные по происхождению и времени образования, называются геоморфологическими, а характеризующие распространение и условия залегания подземных вод, — *гидрогеологическими*. Карты с отображением континентальных типов четвертичных образований именуется картами *четвертичных отложений*. Если на геологической карте показаны присутствующие в горных породах месторождения минерального сырья и закономерности их распространения, то такие карты называются *картами полезных ископаемых*.

В структурной геологии чаще всего приходится иметь дело с обычными (общими) геологическими картами и особенно со структурными картами, т. е. картами, отображающими морфологию тектонических форм.

Основой для построения любой геологической структуры является горизонтальная, наклонная или вертикальная плоскости, на которые проектируются выходящие на поверхность Земли или подсеченные на глубине формы. Если показываются структуры, выходящие на дневную поверхность, то *горизонтальной плоскостью* обычно является *топографическая основа* или любая условная плоскость, если структура подсекается на той или иной глубине. При одинаковых залеганиях горизонтальных или наклонных слоев конфигурация их контуров на поверхности Земли целиком зависит от рельефа местности, за исключением вертикального положения слоев, когда рельеф не меняет положения их границ.

Геолог распознает формы залегания тел горных пород как по их расположению на дневной поверхности, так и в естественных разрезах (оврагах, на склонах долин) и в горных выработках.

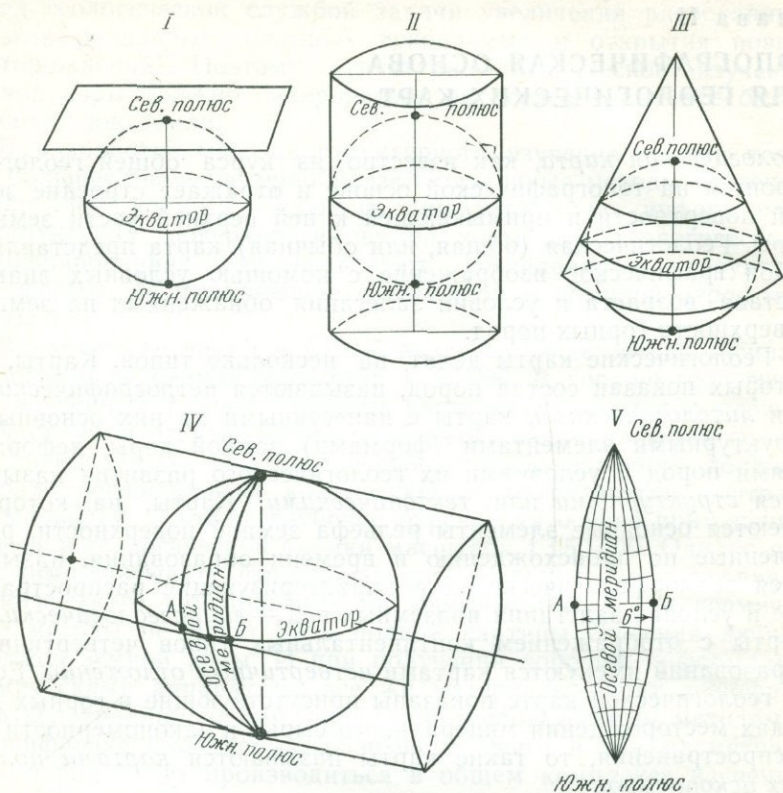
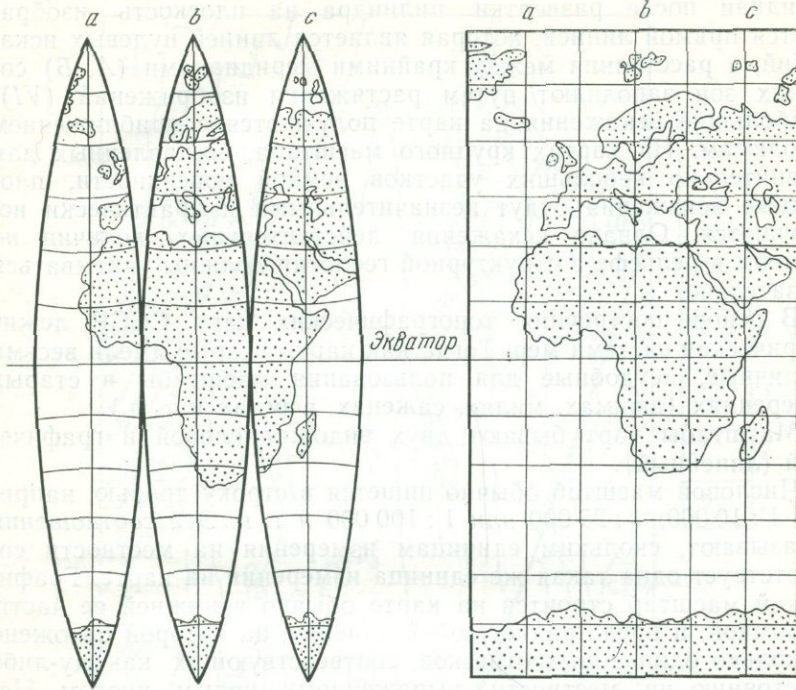


Рис. 1. Типы основных картографических проекций.

Нормальные проекции: I — азимутальная, II — цилиндрическая, III — коническая, IV — на цилиндре (6° по широте), V — зона на плоскости; VI — развертка и растяжка со-

Остановимся на самой общей характеристике топографической карты как основы, на которой отображается залегание слоев и других тел горных пород. Под топографической картой, или основой, понимаются географические карты масштаба обычно не мельче 1 : 1 000 000. Так как на карту наносится горизонтальная проекция объектов, то неизбежно получают искажения форм рельефа и тел, а также длин, площадей и углов. Это происходит в результате того, что расстояния на наклонных поверхностях объектов изображаются проекцией их на горизонтальную плоскость.

Как известно, рамки листов международной топографической карты масштаба 1 : 1 000 000 вычисляются из расчета того, что поверхность земного эллипсоида разбивается на зоны (колонны) меридианами через 6° от начального меридиана (180°), проходящего через остров Врангеля, а параллелями — на ряды или пояса через 4° от экватора к Северному и Южному полюсам.



картографическая проекция топографических карт м-ба 1:1 000 000 (Гаусса); зона АВ седних зон на плоскости

Существует большое количество картографических проекций для построения географических карт и картографических сеток. Они дают возможность формы земной поверхности (эллипсоида) изображать на плоскости (карте) и определять возникающие при этом искажения. Для составления геологических карт необходимо выбрать такую проекцию, при которой искажения были бы по возможности наименьшими.

Существуют азимутальная (рис. 1, I), цилиндрическая (II), коническая (III) и другие проекции. Каждая из них состоит из нескольких типов. Для построения топографических карт на плоскость разворачивается не сразу вся территория СССР, а отдельно каждая зона (колонна) миллионной карты. Последняя изображается на плоскости с малым искажением в равноугольной поперечно-цилиндрической проекции Гаусса (рис. 1, IV, V) на касательном к эллипсоиду (по его экватору) цилиндре. Каждая зона (колонна) строится на одном цилиндре,

касательном к его осевому (среднему) меридиану. Осевой меридиан после развертки цилиндра на плоскость изображается прямой линией, которая является линией нулевых искажений, а расстояния между крайними меридианами (А, Б) соседних зон заполняют путем растяжения изображений (VI). Наибольшие искажения на карте получаются с приближением к полюсам. На картах крупного масштаба, составленных для сравнительно небольших участков земной поверхности, площадные искажения будут незначительными и практически исключаются. Однако искажения действительных величин по склонам в рельефе в структурной геологии должны учитываться обязательно.

В основе построения топографических карт СССР лежит метрическая система мер. Тогда как карты старые имели весьма различные, неудобные для пользования масштабы в старых измерениях (дюймах, милях, саженьях, верстах и т. д.).

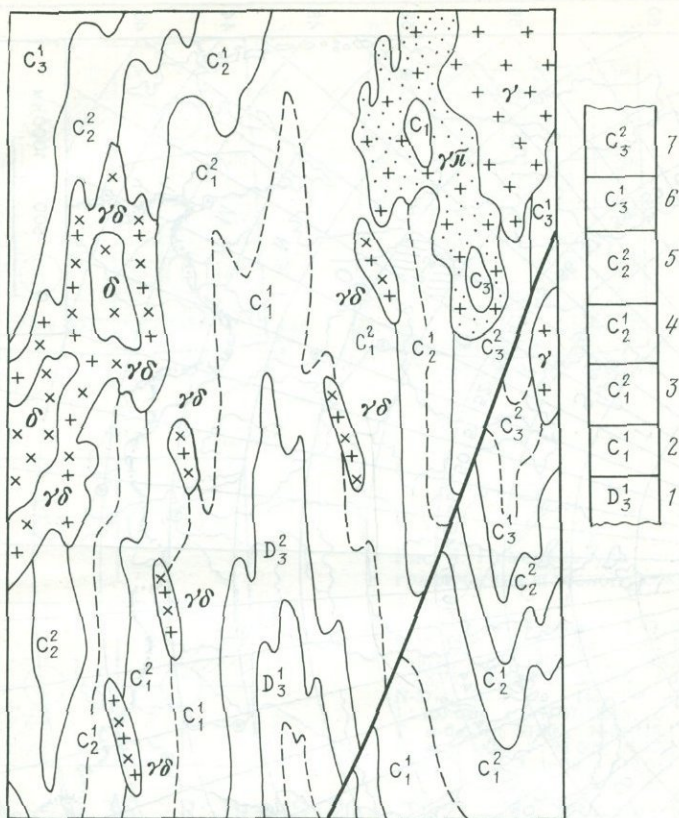
Масштабы карт бывают двух видов: числовой и графический (линейный).

Числовой масштаб обычно пишется в строку дробью, например $1 : 10\,000$; $1 : 25\,000$ или $1 : 100\,000$ и т. п. Эти соотношения показывают, сколько единиц измерения на местности соответствует одна такая же единица измерения на карте. Графический масштаб строится на карте обычно в нижней ее части, за рамкой, и представляет собой линейку, на которой отложено несколько одинаковых отрезков, соответствующих какому-либо расстоянию на местности, выраженному целым числом. Например, для масштаба $1 : 100\,000$ линейный масштаб будет составлять 1 сантиметр на карте — 1 километр на местности. В тех случаях, когда карту приходится увеличивать или уменьшать фотографическим или другим путем, на подлиннике следует ставить только линейный масштаб.

Каждому масштабу карты соответствует своя детальность отображения геологических форм: чем он крупнее, тем больше различных деталей можно нанести на карту (рис. 2, а), и чем он мельче, тем деталей меньше (рис. 2, б). Механическое увеличение размеров геологических структур (например, с карты масштаба $1 : 50\,000$ до масштаба $1 : 10\,000$ или $1 : 5\,000$) путем простого пантографирования контуров или фотоувеличения недопустимо, так как в этом случае карта не будет отвечать условиям карт, более детального масштаба чем $1 : 50\,000$.

Географическое положение рамок листов геологических карт и их площадь определяются номенклатурой международной разграфки карты масштаба $1 : 1\,000\,000$ на отдельные листы (рис. 3). Северное и южное полушария земной поверхности делятся меридианами, проведенными через каждые 6° , на 60 зон — колонн. Каждая колонна в полушарии нумеруется порядковыми арабскими цифрами от 1 до 60 с запада на восток, начиная с меридиана, имеющего долготу 180° и проходящего через Чу-

a



б

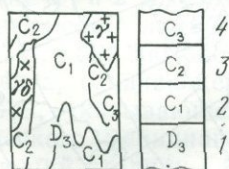


Рис. 2. Геологические карты масштабов 1:10 000 (а) и 1:50 000 (б) для одного и того же района

котский полуостров и остров Врангеля. Параллелями, проведенными от экватора к северу и югу, полусферы через каждые 4° разделены на ряды, или пояса, которые обозначаются порядковыми буквами латинского алфавита от А до W по направлению от экватора к полюсам (см. рис. 3). Всего выделяется 23 ряда: 1 — А; 2 — В; 3 — С; 4 — D; 5 — Е; 6 — F; 7 — G; 8 — Н; 9 — I; 10 — J; 11 — K; 12 — L; 13 — M; 14 — N; 15 — O;

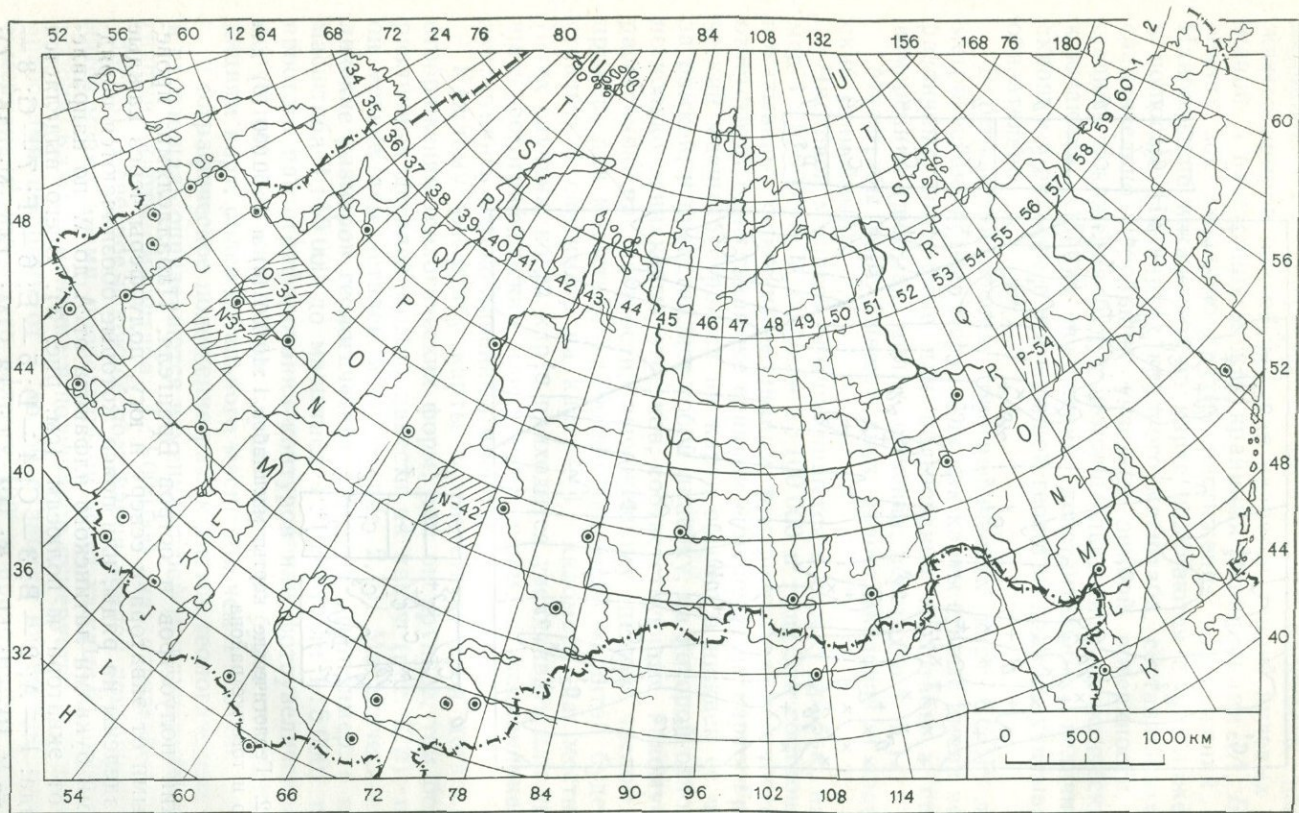


Рис. 3. Схема разграфки геологической карты СССР на листы масштаба 1:1 000 000

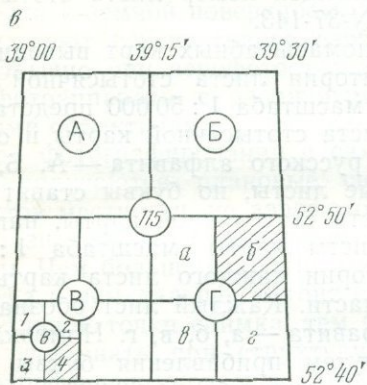
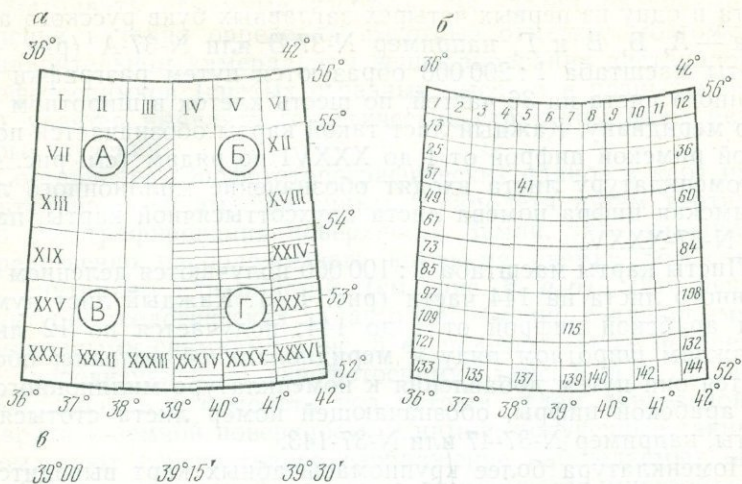


Рис. 4. Номенклатура топографических и геологических карт:

a — лист № 37 м-ба 1 : 1 000 000, N-37-А, Б, В, Г м-ба 1 : 500 000, N-37-1, II, III, ... XXXV, XXXVI м-ба 1 : 200 000; *б* — N-37-1, 2, 3, ... 143, 144 м-ба 1 : 100 000; *в* — N-37-115-А, Б, В, Г м-ба 1 : 50 000, N-37-115-а, б, в, г м-ба 1 : 25 000, N-37-115-В-в-1, 2, 3, 4 м-ба 1 : 10 000

16 — Р; 17 — Q; 18 — R; 19 — S; 20 — T; 21 — U; 22 — V; 23 — полюсной — W (не 4°, а 2°). Получаются трапеции разной формы и площади, означающие лист карты масштаба 1 : 1 000 000.

Лист карты 1 : 1 000 000 обозначается заглавной буквой латинского алфавита, означающей порядок ряда от экватора, и арабской цифрой, указывающей порядок зоны — колонны, от 180° географического меридиана. Например, лист миллионной карты, включающий столицу СССР Москву, имеет обозначение N-37.

Государственными топографическими и геологическими картами, принятыми в СССР, являются карты следующих масштабов: мелкомасштабные — 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000; среднемасштабные — 1 : 200 000 и 1 : 100 000; крупномасштабные — 1 : 50 000 и 1 : 25 000; детальные карты масштаба 1 : 10 000 и крупнее.

Рамки листа карты масштаба 1 : 500 000 получаются путем деления листа миллионной карты на четыре части дополнительными средними меридианом и параллелью. Каждый лист карты масштаба 1 : 500 000 имеет обозначение миллионного

листа и одну из первых четырех заглавных букв русского алфавита — А, Б, В и Г, например N-37-В или N-37-А (рис. 4, а). Карты масштаба 1 : 200 000 образуются путем разграфки миллионного листа на 36 частей, по шесть клеток в широтном ряду и по меридиану. Каждый лист такой карты обозначается порядковой римской цифрой от I до XXXVI по рядам (см. рис. 4, а). В номенклатуру листа входят обозначение миллионного листа и римская цифра номера листа двухсоттысячной карты, например N-37-XXXV.

Листы карты масштаба 1 : 100 000 получают делением миллионного листа на 144 части (рис. 4, б). Каждый лист нумеруется арабской цифрой от 1 до 144; получается по 12 листов в каждом широтном ряду и меридиональной колонне; обозначаются они путем добавления к номенклатуре миллионного листа арабской цифры, обозначающей номер листа сотысячной карты, например N-37-47 или N-37-143.

Номенклатура более крупномасштабных карт выводится из обозначения и размера территории листа сотысячной карты (рис. 4, в). Так, листы карты масштаба 1 : 50 000 представляют собой $\frac{1}{4}$ часть территории листа сотысячной карты и обозначаются заглавными буквами русского алфавита — А, Б, В, Г, так же как и полумиллионные листы, но буквы ставят после трехзначного обозначения листа сотысячной карты, например N-37-143-А или N-37-115-Г. Листы карты масштаба 1 : 25 000 строят путем деления территории каждого листа карты масштаба 1 : 50 000 на четыре части. Каждый лист обозначается строчной буквой русского алфавита — а, б, в, г. Номенклатура каждого листа получается путем прибавления буквы листа к номенклатуре листа карты масштаба 1 : 50 000, например N-37-143-А-а. Листы карты масштаба 1 : 10 000 образуются путем деления территории листа карты масштаба 1 : 25 000 на четыре части и обозначаются арабскими цифрами 1, 2, 3, 4, после пятизначного обозначения листа карты 1 : 25 000 масштаба, например N-37-143-А-а-2.

На современных топографических картах рельеф изображают изолиниями высот — *горизонталями*. Расстояние между соседними горизонталями на карте называется *заложением*.

Достижением геодезии и топографии является дистанционное аэрофотокартирование с самолетов, ракет или спутников (рис. 5, а, б) и составление по аэрофотоснимкам, телевизионным изображениям топографических карт (с нанесением горизонталей рельефа) заснятой местности. На аэрофотоснимках запечатлевается расположение различных топографических и структурных элементов в том виде, в каком они представляются в действительности при наблюдении с высоты; часто они даже на самых лучших картах наземных съемок отражены в горизонталях. Современная совершенная аппаратура позволяет составлять карты в горизонталях по аэрофотоснимкам и на них

рассматривать объемные изображения, делая различные вычисления и точно определяя высотные отметки. Поэтому при предварительном камеральном дешифрировании дистанционных аэрофотоснимков (снятых с разных высот и в разных масштабах) удастся выявлять геологические структуры даже без полевого изучения.

Составление аэрофототопографических планов и карт производится по снимкам, сделанным с самолета путем вертикального фотографирования поверхности Земли, т. е. участка, непосредственно расположенного во время съемки под самолетом, спутником или ракетой (см. рис. 5, а, б). Для решения структурно-геологических задач одновременно с плановыми дистанционными снимками (рис. 5, в) полезны также перспективные (аэровизуальные) аэрофотоснимки (рис. 5, з), т. е. снимки фотоаппаратом с самолета под острым углом зрительной оси аппарата к земной поверхности. Снимки, полученные таким образом, дают перспективное изображение наблюдаемых объектов. Обычно при аэрофотосъемке применяются многообъективные фотоаппараты с различными светофильтрами и разнофокусными объективами.

При фотографировании с самолета плоских участков местности получают плановые снимки без особых искажений объектов местности, но аэрофотоснимки высокогорного рельефа имеют значительные искажения расстояний по склонам и площадям. Чем больше относительное превышение точек на склоне рельефа и чем дальше отстоит сфотографированный участок от центральной точки снимка, тем больше искажения, что необходимо учитывать при структурно-геологическом дешифрировании аэрофотоснимков (рис. 5, д). Кроме того, искажения вызваны неизбежным колебанием летательного аппарата, что дает отклонения оптической оси аэрофотокамеры от вертикального положения. Отклонения центрального луча зрения аппарата создает перспективность изображения. Сочетание планового и перспективного аэрофотоснимков значительно облегчает дешифрирование местности и структурно-геологических элементов.

Площадная съемка осуществляется при помощи взаимнопараллельных маршрутов самолета с обязательным перекрытием аэрофотоснимков. Снимки должны перекрывать друг друга в каждом ряду маршрута и между рядами. Первый тип перекрытия называется продольным, второй поперечным. Величина продольного и поперечного перекрытий в среднем составляет 50%. Такие условия съемки необходимы для исключения пропусков и получения объемного изображения при рассмотрении пары соседних снимков.

В зависимости от характера рельефа аэрофотосъемка производится с различной высоты и в разном масштабе. Современные стандарты аэрофотоснимков следующие: 1 : 10 000; 1 : 50 000



Рис. 5 (подпись см. на стр. 34)

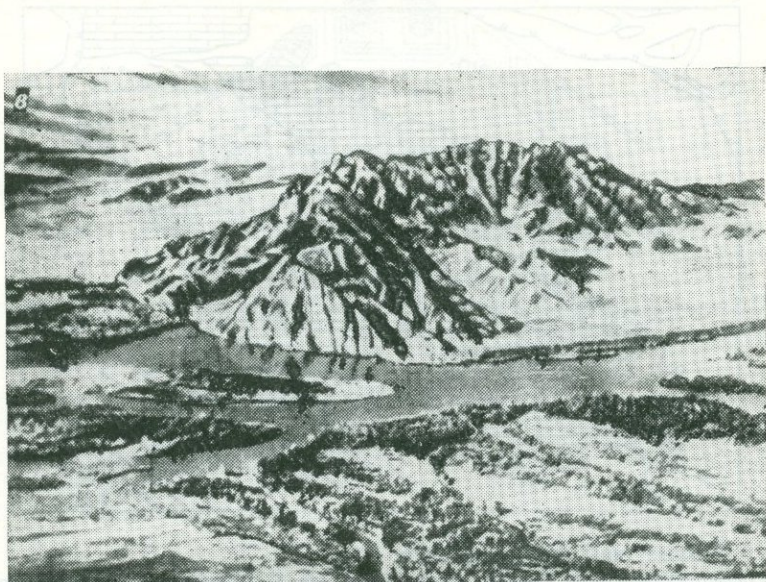


Рис. 5 (продолжение)

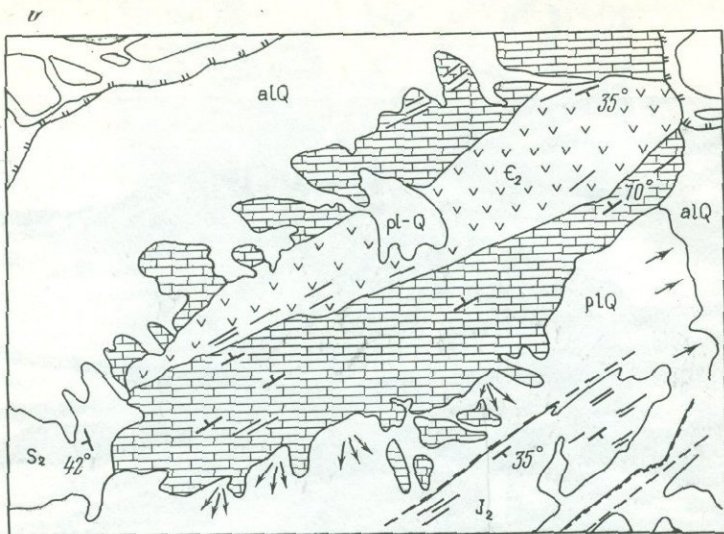


Рис. 5. Разные типы аэрофотосъемки:

а — аэрофотоснимок р-на Сивайд, штат Орегон (по Г. Смит); *б* — радиолокационное изображение этого же района; *в* — аэровизуальный (перспективный) снимок эрозионного останца в долине р. Енисей; *г* — плановый аэрофотоснимок того же останца; *д* — геологически дешифрированный снимок останца

и 1 : 100 000 (раньше были 1 : 15 000, 1 : 30 000 и 1 : 60 000), размеры снимков 18×18, 24×24 и 30×30 см. Каждый снимок прямолинейной части маршрута нумеруется. После полетов с пленки делают *контактные отпечатки*, из которых составляют *накидной монтаж* с перекрытиями как в рядах, так и между ними. По накидному монтажу изготовляют *фотосхему*, для которой используются центральные части снимков с меньшими искажениями рельефа. Но на аэрофотоснимках нет привязки рельефа к точкам абсолютных отметок. Поэтому после геодезических работ на местности на аэрофотоснимках определяют высотные ориентиры и прямо на них же проводят горизонтали рельефа. Затем контактные отпечатки через особые фототрансформаторы приводят к одному масштабу и на них исправляют искажения. Из трансформированных снимков составляют планшеты, фотопланы местности в рамках и с обозначениями согласно международной разграфке и номенклатуре.

В настоящее время горизонтали на аэрофотоснимках чаще строят в камеральных условиях при помощи современных стереопланиграфов. В последние годы широкое распространение имеют *спектрозональные цветные аэрофотоснимки*. Спектрозональные (двухцветные или многоцветные) снимки при дешифрировании позволяют выявлять такие структурные геологические формы, которые не расшифровываются на самых хоро-

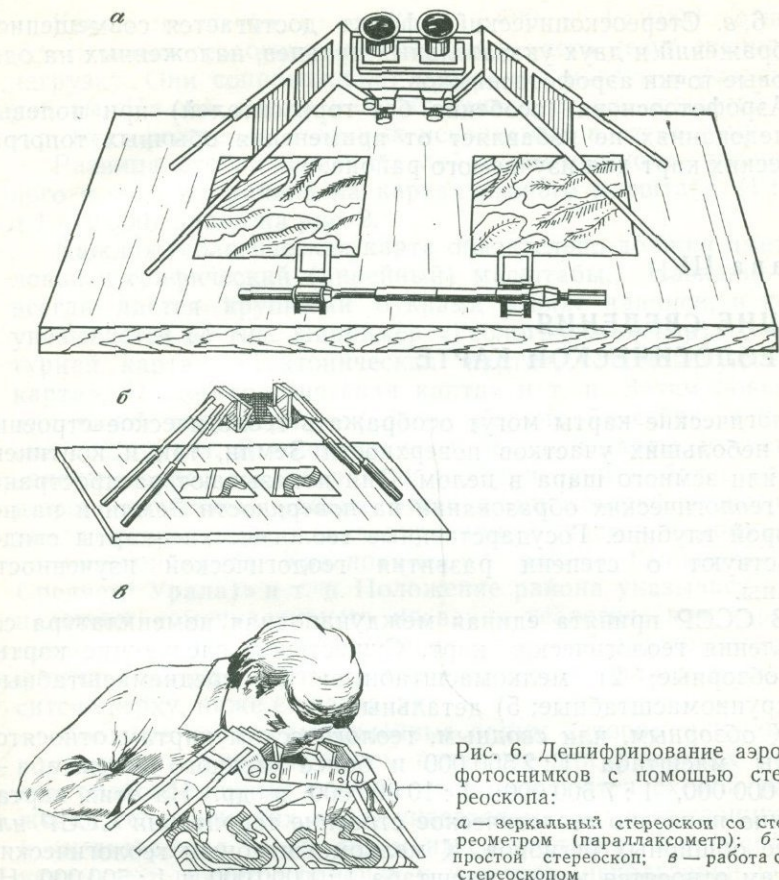


Рис. 6. Дешифрирование аэрофотоснимков с помощью стереоскопа:

а — зеркальный стереоскоп со стереомером (параллаксометр); б — простой стереоскоп; в — работа со стереоскопом

ших черно-белых аэрофотоснимках. Стереографические цветные многозональные снимки со спутников и космических кораблей дают возможность расшифровывать также связи между крупными тектоническими элементами земной коры, выявлять детали строения некоторых геотектонических элементов и месторождения полезных ископаемых. По аэрофотоснимкам можно изучать структуры не только открытых, но и закрытых территорий.

Существуют простые, зеркальные, линзовые и более совершенные бинокулярные, зеркально-линзовые стереоскопы, снабженные измерительными приспособлениями: стереомерами и параллактическими линейками (рис. 6, а, б).

Для дешифрирования топографических и геологических объектов с помощью стереоскопа необходимо иметь пару перекрывающихся снимков, которые размещаются так, как это показано на

рис. 6, в. Стереоскопический эффект достигается совмещением изображений и двух указательных пальцев, наложенных на одинаковые точки аэрофотоснимков.

Аэрофотооснова (особенно без горизонталей) при полевых исследованиях не избавляет от применения обычных топографических карт для изучаемого района.

Глава III

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ

Геологические карты могут отображать геологическое строение как небольших участков поверхности Земли, так и континентов или земного шара в целом. Они показывают распространение геологических образований на поверхности Земли и на некоторой глубине. Государственные геологические карты свидетельствуют о степени развития геологической изученности страны.

В СССР принята единая международная номенклатура составления геологических карт. Существуют следующие карты: 1) обзорные; 2) мелкомасштабные; 3) среднемасштабные; 4) крупномасштабные; 5) детальные.

К обзорным, или сводным, геологическим картам относятся карты масштаба 1:2 500 000 и более мелкого масштаба — 1:5 000 000, 1:7 500 000; 1:10 000 000 и др. На этих картах обычно показано геологическое строение территории СССР или более обширных регионов. К мелкомасштабным геологическим картам относятся карты масштаба 1:1 000 000 и 1:500 000. На них изображают строение крупных районов (регионов), характерных своим особым типом геологии. Геологические карты среднего масштаба — 1:200 000 и 1:100 000 представляют собой следующий этап детализации геологического строения крупных районов. Государственным масштабом кондиционных карт для всей территории СССР этого типа являются карты масштаба 1:200 000, на которых отображаются детали крупных стратиграфических и тектонических элементов, а также строение магматических тел и всевозможные проявления полезных ископаемых.

Геологические карты масштаба 1:100 000 составляются для некоторых более сложных в геологическом отношении районов. Крупномасштабные геологические карты имеют масштаб 1:50 000 и реже 1:25 000. В настоящее время перед геологической службой СССР поставлена задача составления общегосударственной карты масштаба 1:50 000 с ведением общих поисков полезных ископаемых.

Карты масштаба 1:10 000, 1:5 000 и 1:2 000 относятся к детальным геологическим картам и часто несут специальную нагрузку. Они сопровождают детальные поиски и разведочные работы. На эти карты наносят детали строения частей структур, месторождения полезных ископаемых и их участки.

Разница отображения деталей геологического строения одного и того же района на картах разного масштаба (1:50 000 и 1:10 000) видна на рис. 2.

Каждая геологическая карта обязательно должна иметь числовой и графический (линейный) масштабы. Название карты всегда дается крупными буквами в виде надписи, в которой указывается ее тип. Например «Геологическая карта», «Структурная карта», «Тектоническая карта», «Геоморфологическая карта», «Гидрогеологическая карта» и т. п. Затем поясняется, для какой территории — района, речного бассейна и т. п. — она составлена. В названии геологической карты должен быть заложен адрес закартированной территории и более крупного широко известного района, региона или географического понятия, в которые входит закартированный участок, например «Геологическая карта Краснокамского района (Западный склон Среднего Урала)» и т. п. Положение района указывается также индексом номенклатурного названия геологической карты, например N-37-115-Г и т. п. Слева под картой должна находиться фамилия автора карты, а год составления или издания наносится сверху, ниже ее названия.

Сводные карты, выполненные одним автором или коллективом авторов с привлечением печатных или фондовых материалов разновременных съемок, сопровождаются схемой расположения геологических карт, указателем предшествующих работ и их авторов, а также годом их составления. В сводной схеме указывают границы районов и участков, использованных карт, их авторы, год издания и масштабы.

Главнейшим элементом каждой геологической карты является таблица условных обозначений или знаков (легенда). В зависимости от типа геологической карты она может состоять из возрастных, стратиграфических, литологических, структурно-тектонических или геоморфологических знаков, из условных обозначений четвертичной геологии, а также знаков, изображающих полезные ископаемые, элементы гидрогеологии, инженерной геологии и т. п. На каждой геологической карте, естественно, указывают только те условные обозначения, которые были приняты при составлении данной карты.

Возраст горных пород на геологической карте показывают различными цветами, буквенными и цифровыми знаками — индексами, утвержденными государственными органами. Для возраста геологических образований, относящегося к истории земной коры, принято следующее современное геохронологическое деление. В качестве крупных единиц времени при характе-

ристике геологической истории выделяются эры, а для обозначения возраста горных пород и геологических объектов (стратиграфические) — группы: наидревнейшей из них является археозойская, или архейская; она имеет индекс AR. За ней следует протерозойская эра или группа — PR. Более поздней эрой (группой) является палеозойская с индексом PZ; за ней следует мезозойская — MZ и, наконец, самой поздней эрой (или молодой группой) является кайнозойская со знаком KZ. Эрам и группам кроме буквенных обозначений (индексов) присвоены также цветные знаки: архею — сиренево-розовый, протерозою — розовый, палеозою — коричневый, мезозою — зеленый и кайнозою — желтый. Палеозой, мезозой и кайнозой принято объединять в фанерозой.

Эры подразделяются на периоды, а группы — на системы. Деление архейской и протерозойской групп еще не унифицировано, но общепринятым является выделение в протерозое (по времени) раннего, среднего и позднего (соответственно стратиграфически — нижнего, среднего и верхнего) протерозоя — PR₁, PR₂ и PR₃. Нижняя часть позднего протерозоя называется рифеем — R, верхняя вендом — V. Остальные эры и группы еще в прошлом веке были разделены на периоды и системы. В настоящее время палеозойская группа содержит шесть периодов (систем); от более ранних (древних) к поздним (молодым) выделяются следующие: кембрийский (кембрий) с индексом С, ордовикский (ордовик) — O; силурийский (или силур) — S, девонский (девон) — D; каменноугольный (или карбон) — C и самым поздним периодом (молодой системой) палеозоя является пермский (пермь), обозначающийся буквой P.

Мезозойская эра (группа) содержит три периода (системы): наиболее ранний триасовый (триас) — T, далее следует юрский (юра) — J и самый поздний меловой (или мел) — K (ранее обозначался Cг).

Кайнозойская эра (группа) состоит из трех периодов (систем). Перечислим их от ранних (древних) к поздним (молодым): палеогеновый (палеоген) — P (ранее употребляли индекс P_g), неогеновый (неоген) — N, последним периодом является четвертичный, обозначающийся буквой Q. Его новое название (еще не узаконенное) — антропогеновый период; он охватывает весь четвертичный период и часть неогена (время появления и развития человека). Для палеозоя, мезозоя и кайнозоя приняты следующие цветовые обозначения: кембрий — темно-голубовато-зеленый, ордовик — темно-оливковый, силур — светло-серо-зеленый, девон — коричневый, карбон — серый и пермь — оранжево-коричневый. Триас обозначается фиолетовым, юра — синим, мел — светло-зеленым, палеоген — оранжево-желтым, неоген — светло-желтым и четвертичная система — светло-желтовато-серым цветом.

Все периоды делятся на эпохи, а системы — на отделы. В пе-

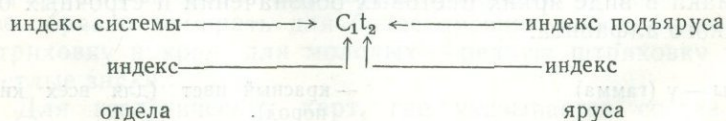
риодах или системах выделяются две или три эпохи и соответственно два или три отдела.

По два отдела содержат силурийская, пермская, меловая и неогеновая системы, все остальные — по три отдела. При трехчленном периоде в нем выделяются ранняя, средняя и поздняя эпохи, в системе — нижний, средний и верхний отделы, а при двухчленном — ранняя и поздняя эпохи и нижний и верхний отделы.

Цветное обозначение отделов систем строится с учетом цветного знака системы, но для нижнего отдела дается более темный тон, чем для среднего, а для среднего более темный тон, чем для верхнего отдела.

Возрастной индекс отделов состоит из буквенного индекса системы и цифры, означающей отдел; она ставится справа внизу у буквы: D_1, D_2, D_3 . При двухчленном делении системы, например меловой, нижний отдел обозначается цифрой 1 — K_1 , а верхний цифрой 2 — K_2 . Эпохи делятся на века, а отделы на ярусы, разные периоды (системы) и эпохи (отделы) имеют различное количество веков и ярусов, обычно обладающих собственными названиями, например, нижний отдел меловой системы делится на шесть ярусов (снизу вверх): берриасский, валанжинский, готеривский, барремский, аптский, альбский; верхний отдел меловой системы имеет семь ярусов: сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский, маастрихтский и датский. Обозначение ярусов производится уже более или менее произвольными цветами, близкими к цвету системы и отдела, так как трудно выделить внутри системы все ярусы в однокрасочном обозначении; иногда цветные знаки усиливаются штриховыми или точечными знаками. Возрастные индексы ярусов строятся на основе индексов отдела системы, но к ним прибавляется буквенный знак яруса, который ставится рядом с цифровым знаком отдела, внизу у буквы системы (а ранее ставился наверху). Например, знаки для ярусов нижнего отдела меловой системы: берриас — K_{1b} , валанжин — K_{1v} , готерив — K_{1h} , баррем — K_{1br} , апт — K_{1a} и альб — K_{1al} .

Более дробные геохронологические и стратиграфические подразделения строятся по следующему принципу: век делится на фазы, а ярус — на подъярусы и далее на зоны. Полный индекс, например, второго подъяруса турнейского яруса нижнего карбона обозначается таким образом:



Иногда в стратиграфии указывается подъярус, это бывает в тех случаях, когда невозможно расчленить отложения на ярусы.

Если нельзя разграничить отложения двух смежных стратиграфических подразделений, например перми и триаса, то возрастной индекс этой толщи пород образуется путем соединения двух буквенных индексов Р и Т, а когда эти два стратиграфических подразделения объединяются полностью, то между ними ставится знак плюс и на первом месте пишется индекс более древнего подразделения — Р+Т. Если же толща пород состоит из смежных частей перми и триаса, когда отсутствует нижняя часть перми и верхняя часть триаса или одна из них, то между буквенными индексами ставится тире, например Р—Т.

В стратиграфическом разрезе не всегда возможно выделить подразделения в соответствии с геохронологической шкалой, в таком случае принимаются местные условные стратиграфические подразделения: серии, свиты, подсвиты, пачки, горизонты, слои. Однако крупные подразделения серии и свиты должны занимать определенное положение в стратиграфической схеме (предположительные возрастные границы). Поэтому возраст свит обозначается индексом, состоящим из двух строчных латинских букв (набранных курсивом): первая буква — название серии или свиты, вторая — ближайшая согласная в этом слове, например «покровская свита» верхнего ордовика (*pk*). Этот индекс проставляется справа у индекса системы, отдела или яруса. В данном случае полный индекс свиты будет показан на O_3pk . Более дробные подразделения обозначаются арабской цифрой и ставятся у знака серии или свиты справа, например O_3pk_1 .

Для того чтобы показать генезис осадочных горных пород, применяются возрастные знаки — строчные латинские начальные буквы слов, обозначающих генезис (набранные прямым шрифтом); их ставят перед индексом системы, например: морские образования — mC_{1t} , континентальные — cT_3 , ледниковые — glQ_{II} , флювиогляциальные — $fglQ_{III}$, аллювиальные — alN_2 , озерные — lK_2 , угленосные — hC_2 , комбинированные (озерно-речные) — $lalQ_{III}$.

На геологических картах на каждом цветном поле того или иного геологического подразделения должен обязательно стоять возрастной индекс, какого бы размера не было это поле. В случае незначительного по площади выхода пород индекс должен проставляться рядом, но стрелкой должно быть показано место их распространения.

Для магматических пород применяются следующие условные знаки в виде ярких цветовых обозначений и строчных букв греческого алфавита.

Граниты — γ (гамма)	— красный цвет (для всех кислых пород).
Сиениты — ξ (кси)	— красновато-оранжевый (для всех щелочных пород).
Диориты — δ (дельта)	— темно-малиновый (для всех средних пород).

Габбро — ν (ню)

Гипербазиты — σ (сигма)
Перидотиты — υ (ипсилон)
Анортозиты — θ (тэта)
Липариты — λ (ламбда)
Трахиты — τ (тау)
Андезиты — α (альфа)
Дациты — ζ (дзэта)
Базальты — β (бета)
Фонолиты — φ (фи)
Пикриты — π (пи)
Кимберлиты — ι (йота)

— густо-зеленый (для всех основных пород).

— фиолетовый, темно-фиолетовый (для всех ультраосновных пород): Кайнозойские эффузивы обозначаются: кислые — оранжевым, а основные — темно-зеленым цветом.

Примечание. Вообще эффузивы показывают возрастным знаком, например, верхнеюрский липарит — λJ_3 .

Щелочной состав магматической породы обозначается буквой эpsilon — ϵ , которая проставляется слева у греческой буквы, обозначающей породы. Например, щелочной гранит — $\epsilon\gamma$, щелочной сиенит или щелочное габбро — $\epsilon\nu$. Магматические породы промежуточного состава имеют индекс, состоящий из двух букв, например: граносиениты — $\gamma\xi$, габбро-перидотиты — $\nu\upsilon$, гранодиориты — $\gamma\delta$ и т. п. Для указания возраста магматических пород рядом с индексом породы (греческая буква) ставится стратиграфический возрастной знак, например: граниты верхнеюрского возраста — γJ_3 или базальты верхнего неогена — βN_2 и т. п. Породы порфировой структуры обозначаются греческой буквой «пи» — π , которая должна находиться за буквой, обозначающей породу, например: гранит-порфир — $\gamma\pi$, сиенит-порфир — $\xi\pi$, андезитовый порфирит — $\alpha\pi$, диабазовый порфирит — $\beta\pi$, базальтовый порфирит — $\beta\pi$, нефелиновый сиенит-порфир — $\epsilon\xi\pi$ и т. п.

Метаморфические породы обычно, если их возраст неизвестен, закрашиваются светло-розовым цветом и обозначаются буквой М.

При известном возрасте пород слева от основного возрастного индекса проставляется генетический знак. Цветная окраска изверженных пород на геологических картах иногда несколько отличается от указанной выше, особенно когда наблюдается большое разнообразие петрографических типов, принадлежащих к одной химической (кислотной) группе.

Возраст осадочных, изверженных и метаморфических пород на картах и другой графике, выполненной одним цветом, обозначается условными штриховыми знаками. В этом случае целесообразно выбирать для более древних пород более густую штриховку и крап, для молодых — редкую штриховку и более светлые знаки.

Для геологических карт, где указывается состав пород, а также для петрографических и литологических обычно применяются штриховые знаки, обозначающие состав пород: в виде точек, параллельных линий, косых или прямых кирпичиков,

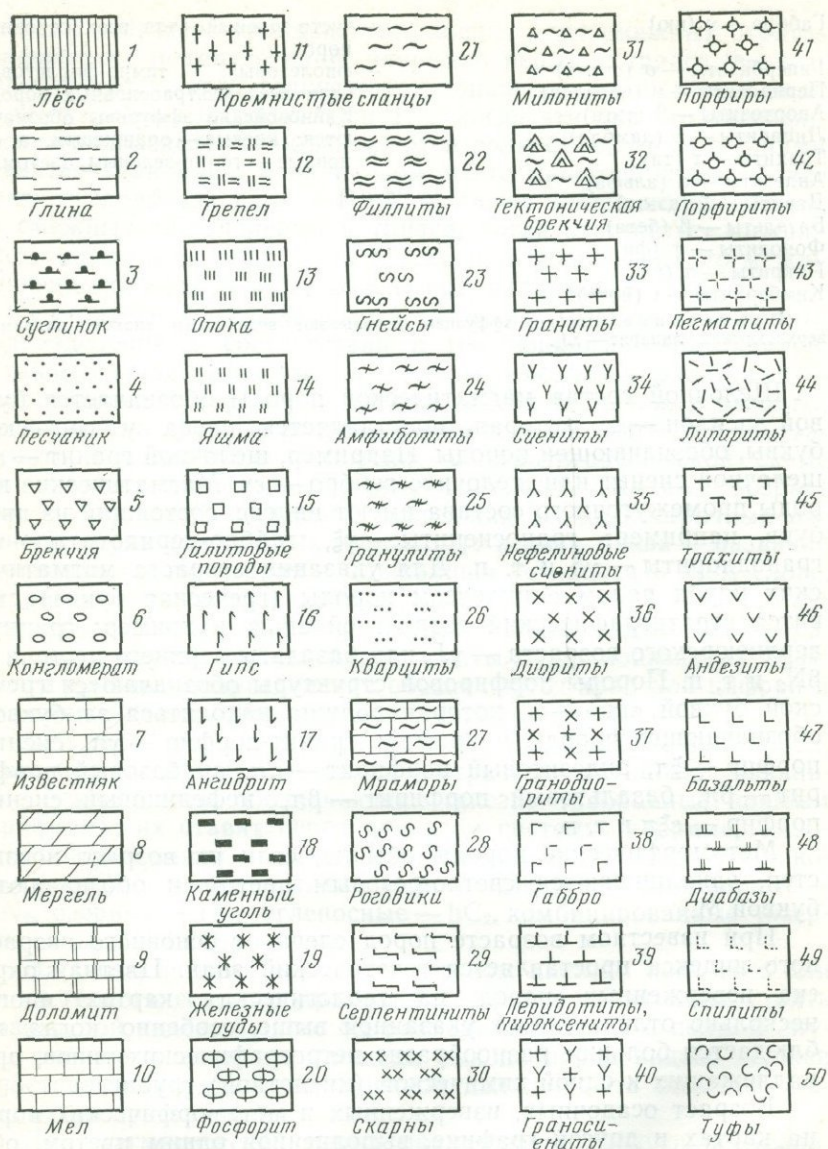


Рис. 7. Штриховые условные знаки горных пород

кружочков, штриховка из прерывистых линий, сплошная штриховка и т. п. (рис. 7).

Магматические породы также обозначаются штриховыми знаками, расположенными в шахматном порядке.

Возрастные и петрографические структурные знаки в таблице условных обозначений должны располагаться в легенде

в строгом порядке: все возрастные знаки — в стратиграфической (возрастной) последовательности от молодых к древним, а цветные знаки — в квадратах или прямоугольниках размером $1 \times 1\frac{1}{2}$ или 1×2 см, расположенных в столбики или ряды изолированно друг от друга. Слева от цветного знака или внутри него ставится возрастная индекс, а справа пишется возраст образования и нередко указывается название породы. Словами обозначается возраст пород, указываются ярусы, отделы, системы и группы. Знаки магматических пород, возраст которых не определен, или знаки нестратифицированных образований располагаются в конце общей таблицы условных знаков.

Все магматические породы делятся на три или четыре кислотные группы и занимают места в порядке убывания содержания кремнекислоты. На первом месте ставятся кислые породы (например, граниты), затем средние и основные. За интрузивными показывают эффузивные образования. Знаки метаморфических пород неопределенного возраста обычно располагаются за знаками изверженных пород в порядке относительной возрастающей метаморфизации. В том случае, если магматические и метаморфические породы имеют определенное место по возрасту, то их знаки целесообразно ставить в общую таблицу условных обозначений, а не выносить в отдельную группу.

Тектонические и структурные знаки должны находиться за возрастными и петрографическими знаками в конце таблицы. Особых правил последовательности их расположения не существует, но обычно стараются производить их группировку по общности и значимости, например, в начале дают знаки осей или шарниров складок, затем типов разрывов, знаков трещиноватости, элементов залегания пород и т. д. Условные знаки полезных ископаемых обычно помещаются в конце легенды до или после тектонических знаков. На некоторых геологических картах приходится совмещать стратиграфические и петрографические знаки в одних и тех же квадратах легенды. В таком случае штриховые петрографические знаки наносятся или на цветные знаки, или один квадратик делится на две части и одна его половина закрашивается условным знаком возраста, а в другой помещают штриховой знак состава пород. В подписях к знакам дают характеристику возраста и название породы.

Выбор условных знаков для геологической карты дело не простое. Неумело подобранные возрастные и петрографические знаки к карте создают ее структурную невыразительность, особенно это относится к выбору штриховых знаков.

Таблица условных обозначений размещается обычно на полях карты за ее рамкой, внизу или с правой стороны. Над ней должна находиться разборчивая надпись: «Условные знаки» или «Условные обозначения».

Раздел второй

ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ТЕЛ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Глава IV

СЛОИСТАЯ СТРУКТУРА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Для выяснения геологических структур и картирования горных пород первостепенное значение имеет выделение поверхностей, разграничивающих различные по составу и возрасту отложения. Характер залегания осадочных пород, так же как и эффузивных, определяется главным образом анализом взаимоотношений этих поверхностей. Геологическая карта фактически отображает расположение разграничивающих поверхностей, т. е. линий пересечения этими поверхностями форм рельефа местности.

Элементарной стратиграфической или литологической частью осадочной оболочки Земли является *слой*. Под слоем обычно понимают плоское однородное тело, сложенное той или иной горной породой и ограниченное двумя более или менее параллельными поверхностями. Нижняя из них называется *подшвой*, верхняя — *кровлей*. Толщина слоя, или его *мощность*, измеряется обычно по кратчайшему расстоянию (перпендикуляр) от подошвы к кровле. Кроме разного состава пород для выделения слоев иногда пользуются наличием включений, пористостью, примесями в однородных образованиях и другими признаками.

Слоистость — это естественное сочетание различных слоев. Со слоистостью не следует смешивать метаморфическую сланцеватость и кливаж. С ней иногда ошибочно отождествляется параллельная отдельность пород, т. е. трещиноватость, или способность породы распадаться на плитки, параллельные подошве и кровле пласта; она возникает в результате выветривания. Особенно часто за слоистость принимается гнейсовая полосчатость.

В геологии очень часто понятия *слой* и *пласт* отождествляются. Но это два генетически и морфологически отличающиеся образования. На практике термин «пласт», по Н. Б. Вассоевичу, применяется или как свободный термин для обозначения одного слоя (или его части), чем-либо примечательного, а также и не-

большой группы слоев, характеризующихся общностью в том или ином практически важном отношении. Например, пласт угля, песчаника, соли, рудный пласт и т. п. *Слой* во всех своих частях принимается разновозрастным, тогда как пласт может слагаться разновозрастными образованиями.

Главную роль в формировании осадочных и вулканогенных пород на суше и в водных бассейнах играет снос и накопление материала, полностью зависящие от сочетания экзогенных и эндогенных процессов. Из эндогенных процессов более существенными являются движения земной коры, из экзогенных — факторы, определяющие формирование рельефа, разрушение горных пород и характер переноса продуктов разрушения, а также изменение климатических условий и форм рельефа. Состав и строение осадочных толщ во многом зависят от рельефа морского дна, удаленности береговой линии и подводных течений.

Схема распределения осадков внутри широкого водного бассейна в идеализированном виде следующая (начиная от берега в глубину моря): в прибрежной полосе обычно накапливаются преимущественно крупно- и грубозернистые осадки, из которых впоследствии в результате диагенеза образуются осадочные брекчии, конгломераты, ракушечники и другие грубообломочные породы. В зонах шельфа формируются относительно более мелкозернистые осадки. Грубообломочный материал прибрежной зоны постепенно сменяется сначала дресвяным и песчаным материалом с мелкой галькой, который в свою очередь переходит в широко распространенные средне- и мелкозернистые песчаные осадки. Дальше от берега уже более значительную роль играют органические осадки, и среди них — рифовые образования. Такая закономерность наблюдается, если в бассейне отсутствуют подводные течения или барьеры. Пески с удалением от берега сменяются терригенными илами, из которых позже образуются глинистые или мергельно-глинистые и известковые породы. Появление кремнистых толщ обычно приурочено к внутренним наиболее глубоким зонам морей и тесно связано с привносом кремнистого материала с суши или с подводным вулканизмом.

Кремнезем поступает как в виде растворов, так и в виде коллоидных продуктов из вулканических очагов. Следовательно, наличие кремнистых пород не всегда является свидетельством наибольшего удаления от зоны морского бассейна. Кремнистый материал нередко перемежается с туфогенным, песчаным и известковым. Ранее образованные в море осадки, особенно в береговой полосе, при смене условий отложения могут размываться и снова переотлагаться.

Несомненно, что условия формирования осадка запечатлеваются на самой породе в виде различных литологических, палеонтологических и других признаков. Совокупность данных

о горной породе, отражающая эти условия, получила в геологии название «*фации отложения*». В полном смысле слова это означает «лицо» осадка или горной породы, т. е. признаки, характеризующие состав, структуру, текстуру и условия формирования отложений. Устанавливая по породам фациальные условия того или иного бассейна, в котором возникли осадки, можно восстановить общую палеогеографическую закономерность расположения типов осадков. По Л. Б. Рухину, фация является вещественным выражением условий формирования осадков. По физико-географическим условиям образования фации делятся на три группы: морские, континентальные и лагунные.

Среди морских фаций осадочных пород выделяются довольно выдержанные типы: прибрежные фации (галечники, конгломераты, глыбы, щебень, дресва, брекчии, ракушечники и др.), мелководные, шельфовые фации (пески, песчаники, рифовые образования, оолитовые породы, бокситовые, железистые, марганцовистые образования, россыпи и фосфориты и др.), фации зон, переходных от мелководных к глубоководным (преобладание над всеми видами осадков терригенного ила), глубоководные фации, представляющие зоны, наиболее удаленные от берега (преобладание органических илов и глинистых осадков), фации океанических впадин, характеризующие абиссальные морские зоны, т. е. наиболее глубоководные участки морского бассейна; они сложены глинистыми, вулканогенными и другими осадками.

Континентальные фации обладают непостоянными условиями образования, составом и палеонтологической характеристикой. Среди них, по Д. В. Наливкину, выделяются пресноводные и наземные фации. Из пресноводных наиболее типичными являются озерные, болотные и речные, из наземных — фации подножий гор, обвалов, осыпей и оползней, ледниковые, пустынные и др. Среди континентальных фаций Л. Б. Рухиным выделяются элювиальные (обломочные и химические осадки), делювиальные и коллювиальные (отложения склонов — результаты оползней, обвалов и солифлюкций), пролювиальные (зонально расположенные обломочные отложения предгорий), речные (наиболее широко распространенные образования, в основном обломочные, но нередко органигенные и хемогенные), озерные (часто близкие по всей характеристике к морским фациям — обломочным, химическим и органическим осадкам), болотные (глинистые, углистые с остатками наземной растительности), пустынные (глинисто-песчаные отложения, реже соли и крупнообломочный материал) и ледниковые, последние весьма разнообразны и делятся на моренные, флювиогляциальные и озеро-ледниковые.

Лагунные фации характеризуют, по Д. В. Наливкину, зоны, переходные между сушей и морем. Среди них выделяются фации опресненных бассейнов (мелко- и тонкозернистые обломоч-

ные образования, органические отложения, рифы, фации засоленных лагун без органических остатков, главным образом соленосно-глинистые отложения), дельт (песчано-глинистые и коллоидные отложения), эстуариев и лиманов (сходные с дельтовыми отложениями). В результате вертикальных и нередко горизонтальных движений одни крупные участки земной коры претерпевают длительные поднятия, другие — длительные опускания, которые приводят соответственно к регрессии или трансгрессии морского бассейна; последнее может происходить и при эвстатическом изменении уровня моря. Перемещение береговой линии совпадает с миграцией фациальных зон.

Однотипность осадков в вертикальном разрезе толщи даже при постоянной береговой линии обычно нарушается сменой зернистости материала, его окраски или состава и происхождения. В толще осадков в каждой фациальной зоне создается слоистое строение, отчетливее наблюдаемое в тонко- или мелкозернистых осадках. В удаленной части шельфа среди однообразных по составу, цвету и зернистости песках нередко наблюдать слоистость не удается.

Поверхности раздела между слоями бывают отчетливые, заметные и слабо заметные. Разность контактов обусловлена в первую очередь сменой литологического состава осадка, разной зернистостью, окраской или включениями. Слоистость в однообразных толщах иногда связана с различной ориентировкой частиц осадка или породы, расположением по поверхности наслоения растительных остатков (растительного детрита), листочков слюды и глинистых примазок. Она подчеркивается в породах неодинаковым диагенезом осадков или их избирательным выветриванием.

В отличие от слоя, пласт — более сложное тело. Он может представлять собой один слой или несколько слоев, тогда как слой не может состоять из нескольких пластов.

Слоистость внутри осадков или горных пород может формироваться как в морских, лагунных, так и в континентальных образованиях. Более правильная слоистость наблюдается в морских и озерных образованиях. Некоторые озерные отложения, например ледниковые ленточные глины, характеризуются весьма тонкой слоистостью. В то же время в мощных толщах грубозернистых пород таких, как конгломераты или песчаники, слоистость обычно отсутствует или мало заметна.

По Л. Н. Ботвинкиной, выделяется три типа слоев и их серий (слоистости), характерных своим отношением к плоскости напластования: 1) *горизонтальная* слоистость (рис. 8, а), для которой характерна прямолинейность и взаимно параллельное расположение слоев по отношению к плоскости напластования; 2) *волнистая* слоистость с волнистыми поверхностями наслоения, расположенными в общем параллельно плоскости напластования (рис. 8, ж); 3) *косая*, или, как ее называют иначе,

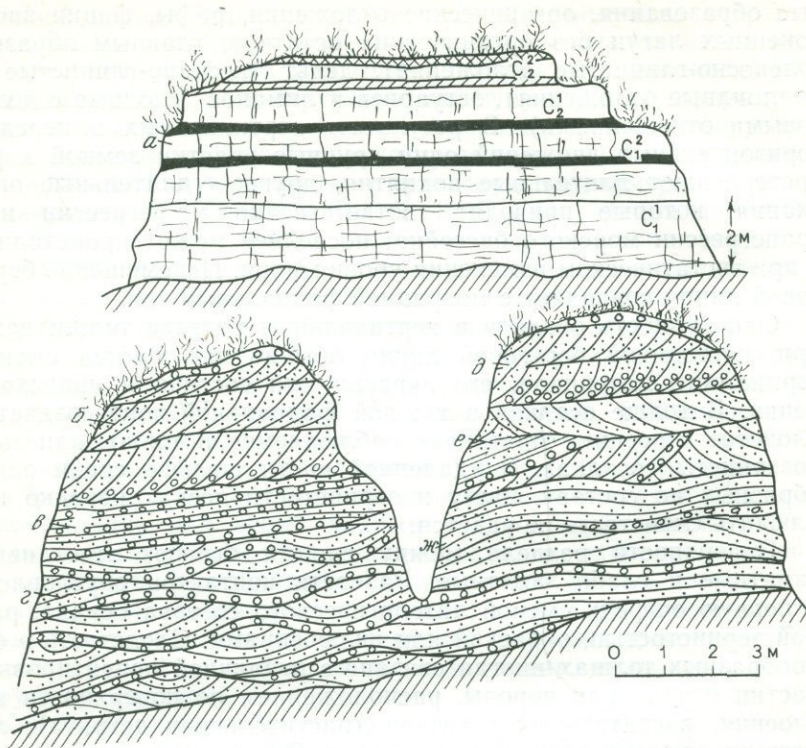


Рис. 8. Основные типы слоистости:

a — горизонтальная; *в* — параллельная. Разновидности косой и диагональной слоистости; *б*, *д* — косая; *е* — линзовая; *е* — диагональная; *ж* — волнистая

диагональная, слоистость (рис. 8, *б*, *д*); для нее свойственно чередование серий слоев прямолинейной или криволинейной формы, располагающихся под различными углами к плоскости напластования. Выделяются также переходные типы слоистости, представляющие собой комбинации признаков, указанных выше (рис. 8, *в*, *г*, *е*).

По размеру слоистость подразделяется на крупную, мелкую и очень мелкую. Крупная слоистость имеет мощность серий порядка десятков сантиметров и реже метров, мощность серий мелкой слоистости измеряется сантиметрами, а очень мелкой, или тонкой (слоечки), — миллиметрами.

Л. Н. Ботвинкина дает довольно четкие разграничения и наименования различным сериям в пластах с косой слоистостью, например параллельно однонаправленные серии, параллельно разнонаправленные серии, однонаправленные взаимосрезающиеся серии, перекрестные серии в косой слоистости, взаимосрезающие разнонаправленные перекрестные серии в волнистой слоистости и т. п.

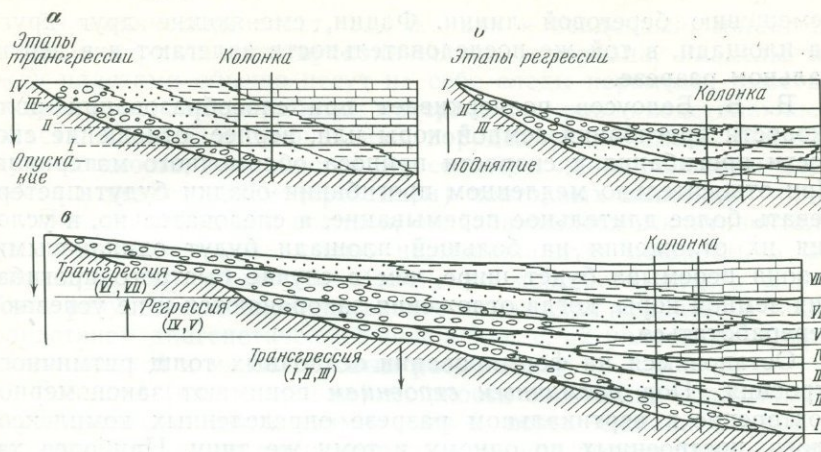


Рис. 9. Скольжение фаций при трансгрессии (а) и регрессии (б) моря и образование литологических пластов (в), по Н. А. Головкинскому

При регрессии моря фации смещаются от суши в сторону моря. Ранее образованные осадки прибрежной зоны выходят из-под уровня моря, разрушаются, перерабатываются и опять сносятся в море. При резко выраженном отступлении моря в нижней части регрессивной серии будут лежать осадки, отвечающие удаленным от берега фаціальным зонам, а на них располагаются отложения прибрежных фаціальных зон. Внутри одного и того же пласта могут наблюдаться различные слоистость и количество слоев. При трансгрессии все фаціальные зоны сдвигаются в обратном порядке в сторону континента.

Трансгрессивная серия осадков характеризуется сменой снизу вверх прибрежных фаций фациями мелко- и тонкозернистыми, органогенными и вулканогенно-химическими. Решить вопрос о направлении трансгрессии и регрессии моря можно только при фаціальном анализе толщ на больших горизонтальных пространствах. Часто только по одному разрезу решить вопрос о причинах литологической смены (осадков, пород или фаций) во времени невозможно.

Н. А. Головкинский и А. А. Иностранцев еще в прошлом столетии обратили внимание на «скольжение» фаций и образование так называемых однообразных литологических или петрографических пластов, представляющих собой на всем протяжении разновозрастные накопления. При трансгрессии их общий наклон будет в сторону моря (рис. 9, а), тогда как при регрессии однообразные в литологическом отношении, но разновозрастные пласты будут иметь обратный наклон, т. е. в сторону бывшей береговой линии бассейна (рис. 9, б, в). Наклон поверхности ложного напластования направлен обратно к пе-

ремещению береговой линии. Фации, сменяющие друг друга на площади, в той же последовательности залегают и в вертикальном разрезе.

В. В. Белоусов подчеркивает при слоеобразовании роль скорости прогибания земной коры или, вернее, отношение скорости прогибания к скорости приноса обломочного материала. При относительно медленном прогибании осадки будут претерпевать более длительное перемывание, а следовательно, и условия их отложения на большей площади будут одинаковыми, а зона перемыва будет шире, чем в случае быстрого прогибания земной коры, когда отложения захороняются и не успевают переработаться.

Остановимся на формировании осадочных толщ ритмичного строения. Под *ритмичным строением* понимают закономерное повторение в вертикальном разрезе определенных комплексов слоев, построенных по одному и тому же типу. Наиболее характерным представителем ритмично построенных толщ пород является флиш. Флишевые толщи состоят из многочисленных напластований ритмов, или закономерных комплексов слоев. Каждый ритм, или комплекс, может иметь различную мощность, но состоять из нескольких разновидностей слоев, отличающихся литологическими свойствами. Каждый ритм в подошве и кровле отделяется от соседних по вертикали ритмов поверхностью явного или скрытого размыва. В нижней части ритма находится слой более грубозернистого осадка или породы, например мелкогалечного песчаника или конгломерата, выше которого согласно залегают или грубозернистый песчаник, на котором располагается глина, или глинистый сланец, а выше мергель или известняк. В трехкомпонентных (трехслойных) флишах будет отсутствовать верхний член ритма, а в двухкомпонентных — два верхних члена (слоя). Образование пластов во флишевой толще обычно считается результатом пульсирующего изменения физико-географических условий.

Слоистое (пластовое) строение осадочно-вулканогенных образований наблюдается очень часто. Осадочно-вулканогенные отложения (брекчии, агломераты, туфы, туффиты) фактически представляют собой обычные осадки континентального или морского происхождения, с той лишь разницей, что материалом для их образования служит вулканический пепел, песок, лапилли и бомбы или их смеси с обычным терригенным или морским осадком. Образование слоев в них обусловлено перерывом в отложении материала, связанным с периодическими вулканическими извержениями и сносом этого материала водными потоками и ветром. Разделы между пластами являются поверхностями остывания, разрушения и накопления нового изверженного материала. Нередки случаи, когда поверхности наслоения составляют с поверхностями напластования двугранные углы и пласт напоминает косослоистую серию слоев.

Вулканический пласт, так же как и осадочный, может состоять из различного вулканического материала. Разделы между пластами обычно несут на себе следы перемыва, выветривания и другой переработки материала в кровле подстилающего пласта. Пласты в эффузивных породах редко имеют постоянную мощность, объясняется это составом лавы, рельефом местности и воздействием (срезанием) повторных излияний.

Пласты пород или осадков, образовавшиеся в континентальных условиях, также имеют невыдержанную мощность и фациальную изменчивость. Изменение мощности пласта может быть результатом неравномерного отложения осадков, а также следствием диагенетических явлений, т. е. их уплотнением, кристаллизацией и межпластовым размывом.

Большие (километровые) мощности отложений объясняются вертикальными движениями земной коры. Однако не всегда интенсивное (но не компенсированное) прогибание земной коры влечет за собой накопление мощных толщ осадков. Важную роль в формировании мощности играют также физико-географические и физико-химические условия, обусловленные сносом материала, сезонными явлениями, климатом, рельефом суши и дна бассейна, характером берегов, наличием морских течений, расположением бассейнов текучих вод, крепостью пород, разрушаемых на суше и в бассейне, химической средой (рН, соленость, растворимые вещества в воде, температура), органической жизнью бассейна и другими причинами. Ритмичное строение толщи с перерывами в отложении осадков и их перемывом, со следами подводного и субаэрального выветривания и пр. указывают на сложные и периодические изменения физико-географических условий накопления осадков и пульсацию вертикальных движений. Для объяснения причин формирования разновозрастных толщ с различными мощностями необходимы глубокий фациальный, палеогеографический и палеотектонический анализы.

Устойчивое накопление осадков на суше происходит в наиболее пониженных участках рельефа, куда сносится обломочный или химический материал из зон денудации. Наибольшая мощность континентальных осадков отмечается обычно в местах перехода крутых склонов возвышенностей в пологие склоны или впадины и в местах грабенного или сбросового типа долин.

Мощность эффузивных толщ, имеющих пластовое строение, зависит от массы выброшенного эффузивного материала, его физического состояния и состава лавы (вязкости), рельефа местности, степени денудации и от расстояния от кратера вулкана.

При определении мощности пласта, ограниченного примерно параллельными поверхностями, мы всегда должны помнить, что внутри пласта могут залегать слои, параллельные и непараллельные поверхностям напластования. Это зависит от типа

слоистости. Особенно сильно суммарная мощность слоев отличается от мощности пласта, заключающего эти слои, в косо-слоистой серии отложений (рис. 10).

Наибольшая разница между суммарной мощностью слоев и мощностью пласта обычно наблюдается в устьевых участках речных долин (конусы выноса аллювия), в местах впадения их в морские или озерные бассейны, а также там, где дно бассейна из мелководной зоны переходит в глубоководную. На суше такие несоответствия в мощностях встречаются чаще в делювиальных, пролювиальных, эоловых, аллювиальных и ледниковых (флювиогляциальных) отложениях, где слои и пласты приобретают линзовидную форму и их мощность в одном и в другом направлениях уменьшается; в этих случаях нередко слой или пласт переходит в линзу и выклинивается.

Перерывы в отложении осадков. Согласно наслоению осадков или горных пород является свидетельством непрерывного накопления материала в устойчивых геотектонических и физико-географических условиях (рис. 11, а). Волнистая слоистость при срезании поверхностей нижних слоев более молодыми и косая или диагональная слоистости по существу являются несогласным наслоением. Иногда при нормальном согласном залегании отсутствуют некоторые слои, отвечающие по возрасту своего образования короткому или более продолжительному отрезку времени. Поэтому в стратиграфических разрезах наблюдаются *перерывы в отложении осадков*, или *параллельные несогласия в наслоении*. Несогласия отражают в первую очередь перерыв в накоплении материала. С таким перерывом в осадконакоплении или образовании эффузивных горных пород могло быть связано подводное или субаэральное преобразование ранее сформировавшихся отложений, их разрушение, а иногда и уничтожение их значительной части.

Наиболее трудно перерыв в образовании отложений устанавливается при *скрытом параллельном несогласии*. Оно выражается перерывом в образовании осадков в серии параллельно наслоенных отложений, но этот перерыв иногда в разрезе не заметен. Постепенная смена состава, окраски и зернистости пород и отсутствие явных следов разрушения нижележащих пород создает ложную картину согласного залегания молодых пород на более древних. Скрытое параллельное несогласие иногда заключено между слоями резко различного состава. И такое несогласие с выпадением серии слоев не всегда легко установить. Контакт между явно параллельно несогласными толщами может быть ровным, извилистым и зубцевидным с впадинами и выступами на размытой или выветрелой поверхности нижележащих пород. По выветрелой, разрушенной, неровной и изъеденной камнеточками и другими животными поверхности подстилающих пород или по обломкам этих пород

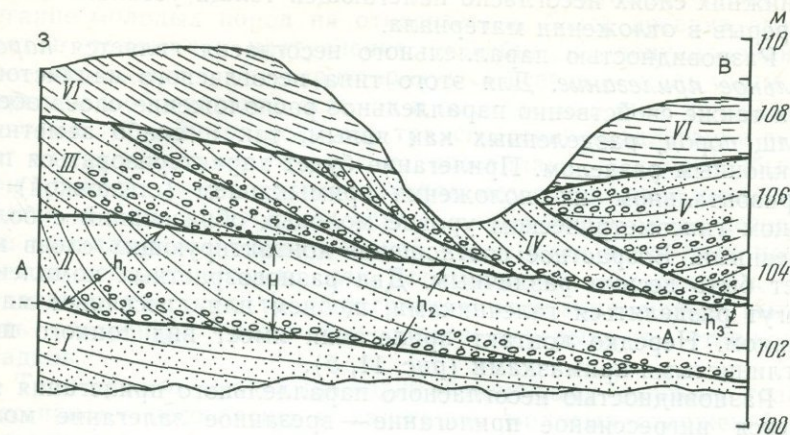


Рис. 10. Определение мощности в косослоистом пласте.
 H — мощность пласта A ; $h_1+h_2+h_3$ — суммарная мощность слоев в пласте A . Римские цифры — возрастная последовательность пород

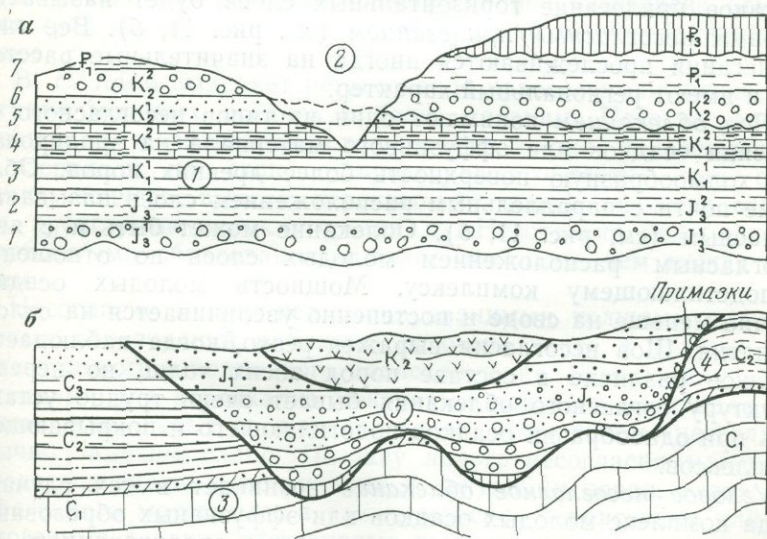


Рис. 11. Типы первичного залегания пород:

a — согласное залегание (1), выклинивание (2) и перерыв в отложении (между K_1^2 и K_2^2 , P_1 и P_3); b — ингрессивное прилегание (J_1 и K_2): согласное (3), угловое (4) и несогласное облекание (5)

в нижних слоях несогласно налегающей толщ устанавливается перерыв в отложении материала.

Разновидностью параллельного несогласия является *параллельное прилегание*. Для этого типа несогласия напластования также свойственно параллельное расположение слоев обеих толщ пород, разделенных как явным, так и слабо заметным наклонным разделом. Прилегание будет характеризоваться при горизонтальном их положении примыканием (стыковкой) на одном гипсометрическом уровне молодых образований с более древними. Возрастное соотношение контактирующих слоев может быть весьма различным. Два разновозрастных комплекса могут разделяться галечниками, щебнем или дресвяным материалом. Нередко контакт прилегания имеет вид тонкого шва с глинистыми примазками (рис. 11, б).

Разновидностью несогласного параллельного прилегания является ингрессивное прилегание — врезанное залегание молодых пород на более древних в эрозионных выемках, долинах и оврагах. В крупных оврагах и долинах ингрессивно могут прилегать эффузивные потоки. Это объясняется излиянием лавы в долину стока, выработанную в залегающих горизонтально или пологонаклонно более древних породах. Если слои пород в нижнем стратиграфическом комплексе имеют иное падение, то такое прилегание горизонтальных слоев будет называться *угловым несогласным прилеганием* (см. рис. 11, б). Все типы прилегания прослеживаются иногда на значительные расстояния и имеют региональный характер.

Под *облеванием* понимают один из типов несогласного отложения осадков или эффузивного материала на эродированную холмообразную поверхность более древних пород. Облевание почти с параллельным расположением слоев называется согласным (см. рис. 11, б). Облевание может быть и с явно несогласным расположением молодых слоев по отношению к подстилающему комплексу. Мощность молодых осадков обычно меньше на своде и постепенно увеличивается на склоне поднятия. Шов несогласия выражен резко, когда наблюдается большое различие в составе пород обеих толщ, но нередко структуру согласного облевания бывает очень трудно установить при однообразии осадков подстилающего и покрывающего комплексов.

Угловое несогласное облевание возникает в тех случаях, когда комплекс молодых осадков или эффузивных образований плащеобразно покрывает резкие выступы эродированного более древнего основания (см. рис. 11, б) и свидетельствует о явном перерыве в отложении осадков, причем к этому перерыву приурочен *поверхностный или подводный размыв* с выработкой расчлененного рельефа. В более высоких слоях облекающих толщ наклон слоев уменьшается и толща может приобрести горизонтальное положение.

Трансгрессивное залегание. Трансгрессивное залегание молодых пород на относительно более древних возникает в результате наступления бассейна на денудированную поверхность суши; оно характеризуется всегда тем или иным перерывом в образовании осадков и имеет то или иное угловое несогласие. Угол несогласия при трансгрессивном залегании зависит от первоначального наклона подстилающих слоев. Обычно при трансгрессивном горизонтальном несогласии этот угол измеряется долями градуса или первыми градусами. Такое несогласие проявляется на значительной территории и поэтому называется *географическим*, или *региональным несогласием*. На отдельных участках трансгрессивное залегание может выглядеть согласным, даже без следов перерыва в отложении осадков.

Трансгрессия иногда приводит к типичному угловому трансгрессивному несогласию и налеганию молодых отложений на срезанные складчатые, дизъюнктивные структуры и различные по происхождению подстилающие горные породы с углами несогласий до 90° . Трансгрессивное несогласие нередко переходит в параллельное прилегание, согласное и несогласное облекание и ингрессивное залегание. С удалением от береговой зоны трансгрессивное несогласие может постепенно сменяться согласным залеганием. Поэтому трансгрессивное несогласие отмечается трех типов: параллельное, субпараллельное и типичное угловое.

В. Е. Хаин выделяет регрессивное краевое несогласное прилегание молодых осадков к более древним. Несогласные соотношения в залегании слоев могут также образовываться в озерах и на суше в предгорных областях, где отложения конусов выноса перекрывают ранее сформировавшиеся предгорные осадки, срезая их. Несогласия между континентальными образованиями более локальны, чем между морскими.

Несогласие между недислоцированными толщами вулканогенных образований наблюдается очень часто в толщах континентального и подводного происхождения. Швы между двумя соседними (по вертикали) покровами лавового материала при явном или скрытом параллельном эффузивном несогласии обычно заметны слабо. По шву явного несогласия могут наблюдаться следы выветривания и денудации пород, отложение туфогенного материала, а также морские терригенные или органогенные осадки. Эффузивные покровы или потоки при движении часто создают поверхности срезания на расположенных ниже эффузивных образованиях. Промежуточные потоки или покровы внутри толщи эффузивов в лобовой части «выклиниваются», в результате чего создаются явные несогласия облекания их последующими потоками. Эффузивные толщи так же, как и осадочные слои, могут иметь несогласное параллель-

ное и угловое прислонение, ингрессивное залегание и другие формы несогласий.

Из сказанного следует, что по типам несогласий можно восстановить историю отложения осадков, направление сноса материала, характер движения участков земной коры и палеогеографию района. Поэтому изучение несогласных контактов, их типов, расположения и приуроченности к ним тех или иных геологических объектов имеет большое не только теоретическое и структурное, но и практическое значение, поскольку с контактами несогласий и перерывов в отложении осадков нередко связаны залежи разнообразных полезных ископаемых.

Глава V

ФОРМЫ ПЕРВИЧНОГО НЕНАРУШЕННОГО ЗАЛЕГАНИЯ ТЕЛ ГОРНЫХ ПОРОД

Формы ненарушенного первоначального залегания тел горных пород, (слоев, пластов, потоков, покровов и интрузивных массивов) встречаются на земной поверхности значительно реже, чем формы тел, подвергшихся тем или иным дислокациям. Первоначальное залегание слоистых горных пород как в континентальных условиях, так и в области морского бассейна может быть горизонтальным или наклонным.

§ 1. Горизонтальное залегание слоев горных пород

Строгое горизонтальное залегание слоев горных пород в природе встречается редко. Отклонение от горизонтального положения в моменты образования пород обычно обусловлено неровностями рельефа морского дна или суши. При перемыве ранее осевшего материала поверхность осаждения выравнивается. На Восточно-Европейской и Сибирской платформах, а также в других областях горизонтально залегающие породы верхнего комплекса отложений очень широко распространены.

Если в областях горизонтального залегания пород наблюдается плоский или слабо расчлененный рельеф, то на дневную поверхность выходят серии самых молодых слоев (рис. 12, а). Однако плоская горизонтальная дневная поверхность подвергается эрозионной обработке, в результате чего превращается в расчлененную оврагами, балками, долинами рек и их притоков. При сильно расчлененном рельефе выходы более древних горизонтально залегающих пород приурочены к пониженным участкам, а молодых — к наиболее высоким точкам рельефа — водоразделам или плато. Следовательно, чем древнее породы

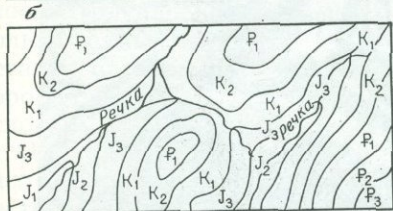
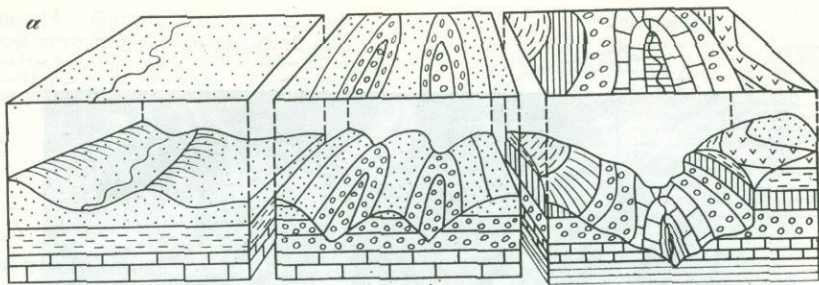


Рис. 12. Горизонтальное залегание слоев:

a — блоки в перспективе и их геологические карты; *б* — карта горизонтально залегающих пород

стратиграфического разреза, тем в более пониженных участках они должны выходить на поверхность (рис. 12, *a*, *б*).

Границы слоев представляют собой следы пересечения их контактов с дневной поверхностью. Такими границами на геологической карте будут являться изолинии высот кровли и подошвы, т. е. линии с одинаковыми абсолютными отметками, совпадающие с нанесенными или промежуточными горизонталями рельефа. Горизонтальное положение поверхностей на местности определяется по одинаковой высоте их расположения не менее чем в трех точках, лежащих не на одной прямой. Пересечение горизонталей рельефа геологической границей указывает на негоризонтальное залегание слоев. При наклонном положении слоев их границы в различных точках должны иметь различные высотные отметки и пересекать горизонтали. В расположении границ слоев и горизонталей местности на карте при горизонтальном залегании наблюдается их схождение в очертаниях.

При горизонтальном залегании пород по долинам рек и оврагам всегда видна определенная закономерность в смене пород: против течения реки или вверх по оврагу должны проследиваться по тальвегу все более молодые породы в виде зубцевидно соединяющихся полос, переходящих с одного берега долины на другой, как и горизонтали рельефа (см. рис. 12, *a*, *б*).

Горизонтальное залегание слоистых горных пород при хорошей обнаженности на аэрофотоснимках проявляется обычно весьма четко, если чередуются слои, различные по окраске, плотности и трещиноватости (рис. 13, *a*, *б*). Горизонтальное залегание иногда подчеркивается различной растительностью или выветрелостью пород в разных слоях. Чем сильнее рас-

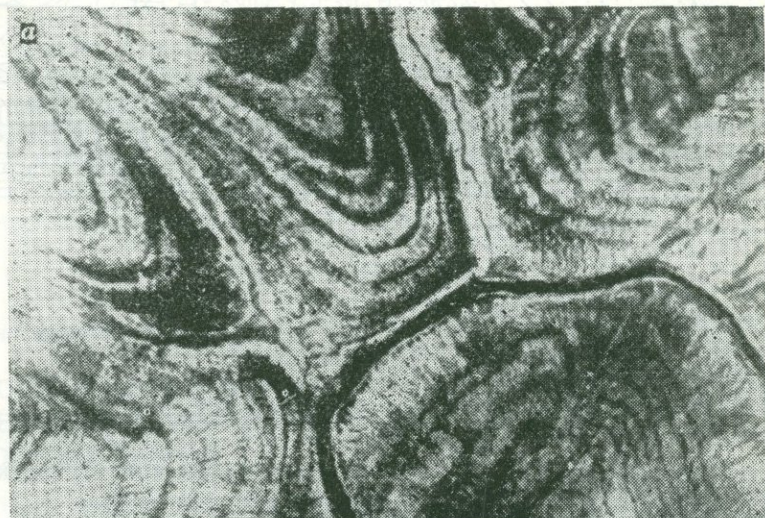
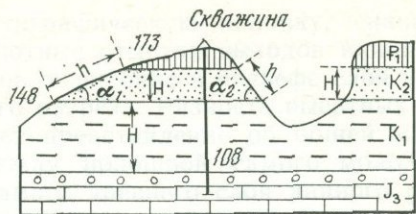


Рис. 13. Аэрофотоснимки горизонтально залегающих пород.
а, б — слои хорошо дешифрируются по теневым различиям пород. Стрелками показаны слои траппов

Рис. 14. Определение мощности слоя истинной (H) и видимой (h).
 $K_2 = H = h \cdot \sin \alpha_2$ или $173 - 148 = 25$ м.
 $K_1 = H$ или по отметкам в буровой скважине: $148 - 108 = 40$ м



членен рельеф, тем более сложной будет конфигурация границ слоев. При плоском рельефе на поверхности может отмечаться только самый молодой слой. Признаки горизонтального залегания слоев могут быть использованы при дешифрировании аэрофотоснимков и определении залегания слоев на аэрофотооснове.

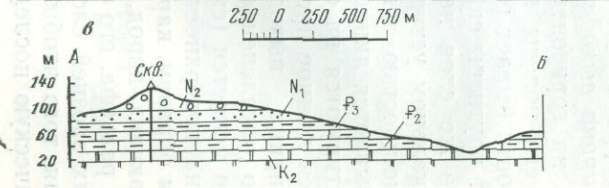
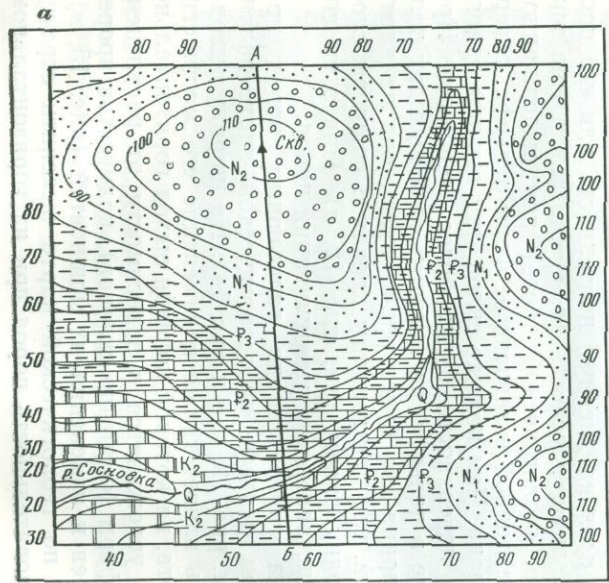
Определение мощности горизонтально залегающих слоев. Определение мощности в таких слоях на местности и геологической карте производится довольно просто. Истинная мощность слоя — это кратчайшее расстояние от подошвы слоя до его кровли. Следовательно, мощность слоя представляет собой разность между высотными отметками (горизонтальными) кровли и подошвы (рис. 14).

Истинная мощность слоя по его выходу может быть определена на местности anerоидом. Для этого в подошве слоя (пласта) и в его кровле измеряется давление в миллиметрах, а затем разность отметок умножается на одиннадцать, полученная цифра и будет истинной мощностью определяемого слоя.

Ширина выхода слоя на дневную поверхность или его проекция на горизонтальную плоскость (т. е. соответственно ширина его полосы на геологической карте) при выдержанной мощности бывает различной и зависит от форм рельефа, а вернее от крутизны склона. Чем положе склон, тем выходы одного и того же слоя на поверхности будут более широкими. При вертикальном уступе в рельефе, на который слой выходит полной мощностью, ширина его будет равна нулю; она на карте показывается линией, так как границы кровли и подошвы слоя проектируются на одну линию (см. рис. 12, а). При этом создается ложное представление о выклинивании пород.

Ширина выхода горизонтально залегающих пород при сильно расчлененном рельефе на геологической карте значительно меняется (см. рис. 12, а, б и рис. 14). На ширину выхода слоя на поверхность влияет также и изменение его мощности. Таким образом, карта, на которой показан выход горизонтально залегающих пород, усложняется в зависимости от расчлененности рельефа, его форм (особенно склонов), количества прорезаемых эрозией слоев и изменения их мощностей (рис. 15, а).

Для того чтобы по геологической карте выяснить стратиграфическую последовательность пород при их горизонтальном



б

Система	Отдел	Индекс	Стратиграфическая колонка	Мощность, м	Литогеологический состав пород
Четвертичная		Q			Суглинки, пески галечники
		N ₂		35	Рыхлые галечники с прослоями крупнозернистых песков
Неоэоценовая	Верхний	N ₁		15	Слоистые светлые кварцевые пески
		P ₃		15	Бурые танкосоистые глины
Палеогеновая	Средний	P ₂		20	Серые слоистые мергели
		P ₁			Крупнозернистые пески
Меловая	Верхний	K ₂		28	Темно-серые пористые грубослоистые известняки

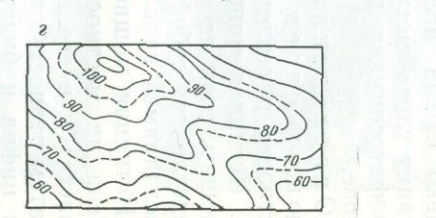


Рис. 15. Построение стратиграфической колонки и геологического разреза по карте:
 а — геологическая карта района горизонтального залегания слоев; б — стратиграфическая колонка; в — геологический разрез; г — карта, на которой пунктиром показаны границы горизонтально залегающих слоев в рельефе

залегании и составить стратиграфическую колонку, сначала необходимо определить абсолютные отметки выходов наиболее древних пород и самое высокое положение в рельефе слоя наиболее молодой породы из всего разреза. Разность высотных отметок этих двух выходов даст представление об общей мощности вскрытых слоев. Между подошвой самого молодого (верхнего) слоя и кровлей самого древнего слоя данного разреза должны располагаться все остальные слои промежуточного возраста (см. рис. 15, а).

Определив мощность всех по очереди слоев можно составить *стратиграфическую колонку* (рис. 15, б), в которой указываются возрастная последовательность пород, их краткая характеристика, мощность каждого выделенного слоя, горизонта или другого более крупного стратиграфического подразделения (зоны, яруса, отдела системы или системы). На стратиграфической колонке породы разреза обычно показывают штриховыми литологическими знаками, а слева в более узком столбике дают их возраст буквенно-цифровыми индексами. Левее колонки указывают геохронологические подразделения отложений — отделы и ярусы, группы и системы. Мощность отложений фиксируется в условном масштабе, обычно более крупном, чем масштаб геологической карты. Это делается для того, чтобы в деталях отобразить строение разреза и показать соотношения в залегании пород и их мощности. В графах, расположенных в колонке правее, описывают породы, их характерные признаки и встречающиеся в них включения, а также фауну и флору.

Согласные границы между породами в колонке наносятся сплошными линиями, а перерывы в отложениях и несогласия — волнистыми. В стратиграфической колонке должны быть показаны все породы разреза, как выходящие на дневную поверхность, так и установленные скважинами или другими горными выработками. Над колонкой дается ее название, в котором указывается, для какого района она составлена и в каком масштабе, а также автор и время ее составления.

Стратиграфическая колонка является вспомогательным графиком при чтении геологической карты. Геологическое строение района помогают выяснить также и геологические разрезы по условным линиям, намеченным в тех или иных направлениях на геологической карте.

Геологический разрез. Геологический разрез — это проекция горных пород, залегающих на поверхности и на глубине, на условную вертикальную плоскость, проведенную по линии разреза (в масштабе карты). Это картина залегания горных пород на стенке, мысленно проведенной по линии разреза, вертикальной расщелины или трещины (рис. 15, в). Направление геологического разреза показывается на геологической карте линией, которая обычно представляет со-

бой отрезок прямой, по краям ограниченный штрихами и имеющий буквенное обозначение (большие буквы русского алфавита), например, линия разреза по А — Б, В — Г, Д — Е и т. д.

Геологические разрезы составляются для пояснения форм залегания пород, их стратиграфической последовательности, распределения и мощности. Поэтому линия разреза проводится на карте так, чтобы на разрезе отображались все выделенные на геологической карте стратиграфические подразделения. В случае, если невозможно пересечь все отложения одной линией разреза, строят второй геологический разрез или разрез по ломаной линии так, чтобы охватить им все породы района. Точка изгиба или перелома линии разреза (допускается обычно не более 2—3) обозначается также буквой, как концы линии разреза. В этом случае линия разреза показывается всеми принятыми буквами, например, линии А — Б — В — Г, где точками перегиба будут являться точки, обозначенные буквами Б и В. При горизонтальном залегании слоев разрез составляется по линии, проходящей через наиболее высокую и наиболее низкую отметки рельефа, с тем расчетом, чтобы пересечь все породы стратиграфического разреза, выходящие на поверхность. Строить разрез следует так, чтобы при меридиональной или отклоненной к востоку линии юг помещался слева. При широтном или субширотном ее расположении слева должен находиться запад, т. е. мы как бы смотрим на разрезе в первом случае с востока, во втором — с юга.

Порядок составления геологического разреза горизонтально залегающих слоев пород следующий: вначале по линии разреза строится топографический профиль в масштабе карты. Вертикальный масштаб разреза должен быть равен горизонтальному, но обычно вертикальный масштаб увеличивают в несколько раз для того, чтобы показать детали строения слоев, однако он увеличивается не беспредельно, а не более чем в 20—30 раз, иначе на разрезе получается большое искажение форм рельефа и действительной мощности слоев. Линию топографического профиля ориентируют по отношению к странам света, например С — Ю или СЗ — ЮВ и т. д. Слева указывают графический вертикальный масштаб, ниже профиля строят горизонтальный графический масштаб и наносят линейный масштаб. Выше профиля дают его наименование и обозначение линии разреза, а затем на нем отображают залегание пород.

Залегание слоев или стратиграфических подразделений пород на геологическом разрезе наносят согласно их выходам на поверхность и мощности каждого в отдельности отображенного на карте стратиграфического подразделения: слоя, горизонта, яруса, отдела, системы и т. д. Вначале на топографический профиль с геологической карты переносят границы тех

стратиграфических подразделений по линии разреза, которые пересекаются на дневной поверхности. Для этого циркулем или узкой полоской бумаги намечают расстояние с того или иного конца разреза сначала до первой границы слоя, затем до второй, третьей и т. д., и эти расстояния и выходы границ переносят на топографическую кривую, а сверху разреза обозначают возрастные индексы пород, выходящих на обозначенных отрезках. При горизонтальном залегании пород на топографической кривой геологического разреза точки выходов границ между одинаковыми подразделениями, находящихся на разных склонах, должны располагаться на одних и тех же высотах. Поэтому, соединяя точки выходов одинаковых поверхностей горизонтальными прямыми, получим разграничивающие линии, отвечающие стратиграфическим контактам между выделенными на карте подразделениями (т. е. подошвы и кровли). Все стратиграфические границы как согласные, так и несогласные на геологических разрезах показывают тонкими сплошными линиями. Мощность каждой полученной на разрезе стратиграфической единицы может быть определена по вертикальному масштабу. Слои или другие стратиграфические единицы закрашивают тем же цветом, какой они имеют на карте; разрез снизу ограничивается самым древним, выходящим на поверхность или установленным по ряду других данных (буровых скважин, горных выработок и геофизике) слоем. Положение не обнажающихся на поверхности слоев показывают по их мощности, определенной скважинами или горными выработками. Кроме цветового или штрихового обозначения возраста и состава пород на разрезе возраст пород каждого выделенного стратиграфического подразделения указывают возрастными индексами, которые должны быть проставлены так же, как и на геологической карте, на каждом изолированном выходе слоя и выделенном стратиграфическом подразделении.

Под разрезом помещается таблица всех условных обозначений, которые фигурируют на разрезе. Если были использованы только некоторые знаки геологической карты, то и в таблице под разрезом они и должны проставляться. Последовательность знаков в таблице условных обозначений соблюдается строго возрастная, т. е. та же, что и на геологической карте — от более молодых пород к более древним. Геологический разрез обычно имеет название, в котором указывается, через какой район или область он проведен, между какими пунктами, так чтобы линию разреза легко можно было бы отыскать на геологической карте. На разрез должны наноситься все географические ориентиры (населенные пункты, реки, железные дороги, вершины гор и др.), которые пересекаются линией разреза. Размещать геологический разрез целесообразнее под геологической картой.

§ 2. Построение геологической карты при горизонтальном залегании слоев

При построении геологической карты районов горизонтального залегания пород выявляют возрастную и стратиграфическую последовательность пород, определяют их мощность, фациальную изменчивость и на карту наносят геологические границы. Точность отображения геологического строения на карте зависит от качества топографической основы и правильности нанесения на нее всех выявленных и изученных геологических объектов. Топографическая основа всегда должна иметь тот же масштаб, что и масштаб заданного картирования, а в лучшем случае быть в два раза крупнее.

В настоящее время при составлении геологических карт любых масштабов горизонтально залегающих пород, когда на всю территорию СССР имеются разномасштабные и нередко спектрозональные (многоцветные) аэрофотоснимки, а также космические снимки, они обязательно используются для геологического дешифрирования до выезда на полевые работы, в полевой период и во время камеральной обработки полевых материалов.

При картировании горизонтально залегающих пород первостепенное значение имеет определение абсолютных высотных отметок границ слоев. Для того чтобы составить геологическую карту, необходимо вначале получить хотя бы общее представление о полном стратиграфическом разрезе отложений с целью выделения на карте характерных горизонтов. Поэтому стратиграфическая колонка в этом случае опережает составление геологической карты.

При работе с аэрофотоснимками особое внимание обращается на *маркирующие слои или горизонты*, характеризующиеся постоянными геологическими свойствами и признаками на дневной поверхности. Поэтому на аэрофотоснимках показывают положение всех заслуживающих внимания прослоев внутри выделенных стратиграфических комплексов и точно определяют их высотное положение. Проверка и корректирование границ, нанесенных при дешифрировании аэрофотоснимков, производится путем прослеживания их на местности. При горизонтальном залегании пород границы слоев должны следовать горизонталям рельефа местности. В местах между закартированными участками, где выходы границ слоев не прослеживаются, их условно показывают методом интерполяции, зная высотные отметки расположения этих границ (рис. 15, г).

В районах горизонтального залегания пород и редких, разобщенных, небольших выходов их на поверхность, когда трудно составить общую стратиграфическую схему отложений, раньше широко применялась геологическая съемка путем барометрического нивелирования. Этот метод позволял установ-

ливать стратиграфическую последовательность отложений и определять мощности картируемых слоев. Барометрическая съемка горизонтально залегающих пород иногда применяется и сейчас, например при картировании горизонтально залегающих пород Сибирской платформы. Для этого используется anerоид (для работ на равнинах) с точностью отсчета по циферблату 0,1 мм давления, что примерно соответствует 1 м превышения на местности. Составленная на основании барометрического нивелирования стратиграфическая колонка указывает мощность слоев с точностью $\pm 1/2$ м. Пользуясь такой стратиграфической колонкой, привязанной хотя бы одним картируемым контактом к какому-либо высотному ориентиру местности, на карте в горизонталях проводят геологические границы в участках района между известными выходами пород. Таким образом строится геологическая карта.

Барометрическое нивелирование не представляет какого-то самостоятельного метода картирования, заменяющего обычные полевые методы прослеживания и протягивания на карте геологических границ, а является вспомогательным способом при выяснении последовательности напластования пород, их мощности и проведения границ, особенно в районах, где отсутствуют сплошные обнажения пород.

§ 3. Формы ненарушенного первоначально наклонного залегания тел горных пород

Породы могут иметь наклонное положение и при первоначальном ненарушенном залегании.

В морских или озерных отложениях иногда наблюдается первоначальное наклонное положение в береговой полосе, вокруг островов или при перекрытии ими выступов, крупных глыб или скал на дне бассейна. Первоначальное негоризонтальное положение могут приобретать слои и при накоплении осадков на поверхности, претерпевающей куполовидное или сводовое поднятие (облеkanie), или на поверхности, которая испытывает постепенное, но более быстрое, чем осаждение материала, опускание. Первоначальное положение тел рифовых биогермов почти всегда отличается от горизонтального (рис. 16, а, б, в).

Трансгрессивное и регрессивное залегание морских отложений при общем горизонтальном их положении для береговой зоны бывшего бассейна характеризуется некоторым незначительным наклоном слоев.

Наклонное залегание слоев на геологической карте всегда должно отражаться в пересечении горизонталей местности с геологическими границами, однако «ощутимо» оно в плане

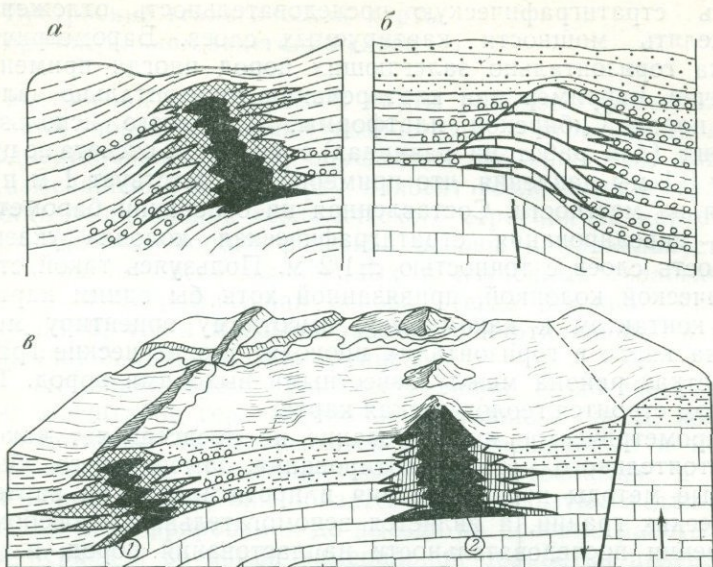


Рис. 16. Типы рифовых биогермных массивов и несогласные соотношения их с вмещающими породами:

a — флексурный; *б* — надфлексурный; *в* — барьерный на флектуре (1) и береговой (2)

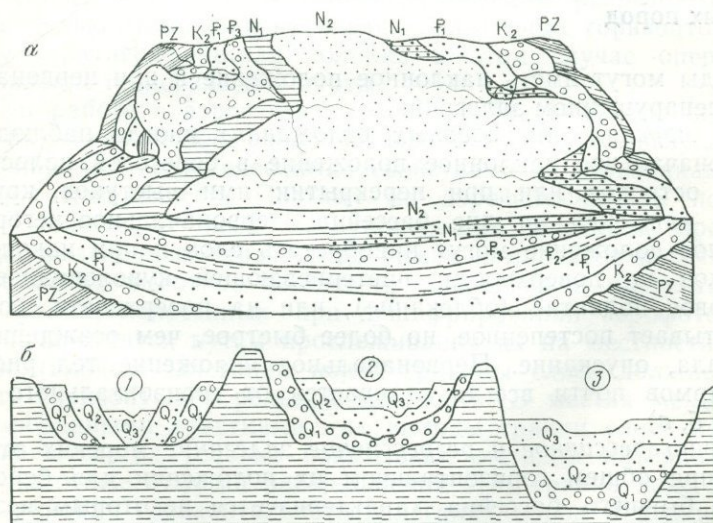


Рис. 17. Трансгрессивное, регрессивное (*a*) и ингрессивное залегание (*б*) отложений.

Террасы: 1 — врезанные, 2 — вложенные, 3 — погребенные

только для значительной территории. Основным способом картирования слабо наклонных слоев, так же как и горизонтально залегающих, является прослеживание границ на аэрофотооснове и на местности при одновременном протягивании их на карте с горизонталями.

Большое значение при геологическом картировании таких форм имеет выявление контактов несогласного соотношения. Трансгрессивное и регрессивное залегание пород в геологическом разрезе нередко чередуются (рис. 17; см. рис. 9). Например, в нижней части разреза может залегать регрессивная серия, состоящая из нескольких горизонтов, выше располагается трансгрессивная серия, перекрывающая все ниже лежащие породы, а в качестве третьего возрастного комплекса может находиться снова регрессивная серия пластов, которая в верхней части разреза срезается новой трансгрессивной толщей. Если составить геологическую карту участка трансгрессивного залегания пород, то она будет представлять собой сплошное поле распространения самых молодых осадков, тогда как под ними скрыта целая серия более древних осадков.

Регрессивная серия характеризуется меньшими площадями развития молодых пород. Обнажения более древних пород должны наблюдаться в пониженных участках рельефа, вскрытых эрозией; поэтому при выяснении соотношений пород необходимо границы их распространения и контакты с вышележащими отложениями изучать детальнее. На геологической карте полезно показывать границы перекрываемых слоев. Такой способ протягивания границ под трансгрессивной толщей называется способом «просвечивания» молодых слоев. Трансгрессивно или регрессивно могут залегать только более молодые породы по отношению к более древним. В этом определении подчеркивается историчность развития процессов и их последовательность. Например, неоген залегает трансгрессивно на палеогене, а не наоборот.

Построение геологического разреза по карте, отображающей залегание трансгрессивных и регрессивных серий, производится тем же путем, что и построение разреза через горизонтально залегающую серию пород. Границы наносятся путем соединения двух точек выхода пород из-под трансгрессивной серии методом интерполяции. Геологический разрез начинают строить с нанесения на топографическую кривую самых верхних (более молодых) образований, а затем уже отображают залегание ниже лежащих пород в обратной стратиграфической последовательности.

Некоторым наклоном и поэтому углом несогласия обладают морские отложения при облекании, прислонении и прилегании. Во всех случаях изучения форм залегания такого типа следует проводить детальный анализ контактовой поверхности несогласия на значительном расстоянии.

Ингрессивное залегание молодых пород по отношению к более древним в плане должно выглядеть в виде языкообразного тела, вложенного в более древние образования, залегающие значительно выше молодых или на одном с ними уровне. Большое значение имеет фациальный анализ отложений в подстилающих и покрывающих толщах. Так, например, на геологической карте обнаженный биогермный риф может выглядеть как выступ пород более древнего рельефа, а в действительности он представляет собой только часть толщи с быстрой сменой фаций внутри серии слоев. У биогермов обычно прослеживаются значительные наклоны поверхностей иногда с вертикальным или нависающим на вмещающие породы положением. При горизонтальном эрозионном срезе в плане они могут иметь различную форму. В барьерных рифах полоса биогермных тел вытянута вдоль распространения фациальных зон, причем с одной стороны рифа фации характеризуются прибрежным типом, с другой — типом открытого моря. Изолированные изометричные или овальные рифы, а также кольцевые атоллы на геологической карте выглядят среди вмещающих пород изометричными пятнами или кольцами.

Структуры облекания на геологической карте при горизонтальной эродированной поверхности чехла перекрытия обычно имеют концентрическое или симметрично полосовое расположение пород. В центре будут находиться относительно более древние слои, а вокруг них с небольшим наклоном к периферической части — более молодые породы, как в антиклинальной складке. При угловых несогласиях в эродированных толщах прилегания и прислонения молодые породы на геологической карте должны соприкасаться с различными горизонтами более древних пород. В эстуариях, в заливах морей и в дельтах рек слои терригенных толщ несколько наклонены в сторону моря. Конусы выноса рек иногда протягиваются в море на многие километры.

Континентальные образования имеют весьма разнообразные формы наклона первоначального ненарушенного залегания. Молодые континентальные отложения иногда не совсем правильно относят к рыхлым отложениям. Нередко более древние породы имеют несравненно более рыхлое сложение, а четвертичные и неогеновые, как, например, травертины, эффузивы и химические осадки, — более плотное.

В основе картирования различных генетических типов континентальных отложений лежит тот же метод протягивания геологических границ пород на поверхности и выявление наклона их слоев и пластов. Формы их залегания самые разнообразные: наклонные и горизонтальные линзы, пласты, чехлы перекрытий, конусы выноса, прислоненные толщи, толщи прилегания, облекания, заполнения различной формы пониженных участков рельефа, приспособленных к долинам стока.

Формы залегания континентальных образований тесно связаны с их происхождением. Например, *элювиальный материал* не переносится на большое расстояние от места разрушения, а заполняет наиболее пониженные участки рельефа, отлагаясь одновременно вокруг выветриваемого массива и на его поверхности. Элювий может залегать на размытых поверхностях различно наклоненных разновозрастных пород одного какого-либо слоя. Покров элювиальных образований в коре выветривания представляет собой то раздувы, то пережатые пласты. Несогласное налегание элювия на более древние образования бывает различных типов. В ископаемом состоянии элювиальные отложения обычно залегают на неровной поверхности древнего рельефа и имеют почти горизонтальную кровлю. Они очень важны в практическом отношении, поскольку с ними часто связаны месторождения полезных ископаемых коры выветривания.

Делювиальные образования — это скопление продуктов разрушения горных пород на склонах и у подошвы возвышенностей, перенесенных сверху вниз дождевыми и талыми водами. Наклон подошвы и кровли покрова иногда достигает значительной величины. В осыпях последовательность расположения гравитационного материала по зернистости обратная той, которая наблюдается в делювиальном плаще, т. е. наиболее крупные обломки располагаются дальше от места разрушения, чем мелкие. Наибольшей мощности делювиальный плащ достигает в местах перехода крутого склона в относительно более пологий или в горизонтальную площадку. Картировать делювиальные отложения трудно из-за того, что не всегда удастся проследить границу между делювиальными и элювиальными образованиями в верхних частях склонов и между делювиальными, пролювиальными, аллювиальными и другими образованиями — в нижних частях склонов гор.

Изучение делювия позволяет наметить направление сноса материала, распределение его по поверхности и установить расположение коренных или элювиальных россыпных месторождений. Чаще всего на карту приходится наносить только подошву этих отложений, если толща делювия не перекрыта более молодыми образованиями другого типа.

Пролювиальные отложения представляют собой отложения предгорий, перенесенные временными бурными горными потоками, и редко имеют первоначальное горизонтальное залегание. Неровности в подошве конуса выноса пролювия связаны с рельефом местности и общим наклоном в сторону от хребта. Поверхность конуса выноса имеет более крутой наклон у своей вершины, где наблюдается также и более крупный обломочный материал. К периферии размер обломков постепенно уменьшается. Валунно-галечный и щебневой материал в шлейфе конуса сменяется гравием, песком, супесью и глиной.

На периферии шлейфа образуются лёссы. Конусы выноса обычно сливаются между собой краевыми частями, образуя в предгорьях сплошное поле пролювиальных отложений. Мощности пролювиальных образований в вершине конуса обычно наибольшая, достигающая иногда сотни метров, но нередко она в удаленных от вершины частях шлейфа бывает больше, что объясняется рельефом (прогибом) предгорной равнины. Пролувиальные плащи по отношению к вершине конуса имеют асимметричное расположение фаций, а по отношению к подстилающим более древним образованиям — различное несогласное залегание, реже встречаются согласное налегание и облекание.

Аллювиальные отложения среди континентальных отложений являются наиболее распространенными. Аллювий может залегать горизонтально или очень пологонаклонно. Наклон его обычно более значителен в верхнем течении реки. Заметить негоризонтальное положение аллювиальных отложений можно только на геологической карте по пересечению горизонталей местности границей аллювия. В поперечном профиле через речную долину аллювий имеет более сложные, обычно несогласные линзообразные формы залегания — в виде налегания, прилегания и прислонения; нередки случаи облекания древних форм рельефа. Несогласия в залегании аллювиальных отложений наблюдаются не только по отношению к коренным образованиям, но и внутри аллювиальных толщ. В зависимости от типа аккумулятивных террас положение их поверхностей бывает различным (см. рис. 17, б).

Аллювий, как и другие типы континентальных отложений, может претерпевать изменения первоначального залегания, особенно в результате вертикальных движений отдельных блоков земной коры.

Озерные отложения. Их формирование и залегание очень сходно с образованием и залеганием морских осадков, особенно это касается отложений крупных озерных водоемов. Для малых озер характерна общая линзовидная форма залегания, а первоначальный наклон слоев заметнее в береговых зонах. Картирование ископаемых озерных отложений и определение фациальных типов пород и форм залегания их имеет важное значение для восстановления палеогеографии и определения распространения ряда полезных ископаемых.

Моренные образования покровных ледников залегают несогласно на срезанной неровной поверхности коренных отложений и имеют почти горизонтальное общее положение. Покровные морены, приуроченные к покатым абляционным поверхностям древнего рельефа, лежат наклонно. Морены горных ледников образуют наклонные языкообразные тела, несогласно вложенные в более древние (коренные) образования, и тела вогнутой линзообразной формы (в поперечном разрезе).

приуроченные к трогам. Они могут иметь контакты несогласного налегания, прислонения и облекания. В продольном профиле морены иногда значительно наклонены в сторону от бывшей области питания. Моренные языки нередко соединяются между собой и образуют общее предгорное или межгорное поле, а их подошва имеет западины, выступы и перепады. Валы конечных морен иногда формируют дуги с крутым склоном в сторону ледникового языка и очень пологим общим наклоном в направлении зандровых полей. Слившиеся в широкое поле конечные морены вытянуты вдоль хребта и образуют в плане зигзагообразную полосу.

Флювиогляциальные отложения обычно образуются впереди ледника (зандры) или под его телом протекающей под ним талой водой. Они также имеют преимущественно слабое пологонаклонное залегание и вытянуты по направлению движения ледникового языка в виде валов и гряд или сплошных песчаных полей. К ледниковым формам относятся озы, камы и друмлины, сложенные моренным материалом.

Первоначальное наклонное залегание имеют и некоторые *химические осадки*. Среди них выделяются отложения вод горячих и холодных минеральных источников (травертины и известковые туфы), гейзеров, пещерные образования, а также отложения карстовых вод. Площади их распространения не так велики.

Эоловые (ветровые) наносы покрывают сплошным облекающим чехлом или отдельными пятнами как горизонтальные, так и наклонные поверхности. Поэтому они имеют различные формы залегания. Налегание каждого последующего эолового покрова на пустынные формы отложений сопряжено с заполнением значительных неровностей, с передвижением и срезанием песком ранее образованных возвышенностей. Во всех случаях эоловые образования лежат на подстилающих породах с тем или иным несогласием, обладая *покровным* или *облекающим* типом залегания. Внутри чехлов эоловых отложений прослеживается косая и диагональная слоистость.

Первоначальным негоризонтальным залеганием обладают многие *интрузивные* и *вулканогенные тела*. Лавовые потоки или покровы, купола или конусы характеризуются наклонным залеганием и несогласным соотношением с подстилающими породами. Мощные покровы основных лав, распространенные на большой площади горизонтальных или слабо наклонных пород, могут иметь с подстилающими породами скрытое параллельное или географическое несогласие (плато-базальты), тогда как изливания основных лав на срезанную поверхность дислоцированных пластов образуют угловое несогласие. В крупном покрове или потоке можно наблюдать несогласия типа облекания, прислонения и прилегания. Изливаясь в долину стока, лавы образуют вулканические языки, вложенные в частично

эродированные подстилающие образования. Продвижение лавовых масс на различное расстояние по наклонной поверхности от места излияния приводит то к «трансгрессивному» несогласному перекрытию более древнего покрова или потока молодым лавовым телом, то к кажущемуся «регрессивному» согласному залеганию позднего эффузивного горизонта на более ранних отложениях.

Пирокластический материал, выбрасываемый вулканами и осаждающийся на суше и в водной среде, обладает как наклонным первоначальным залеганием, так и горизонтальным в зависимости от форм рельефа местности. Первоначальное залегание туфогенных образований имеет большое сходство с залеганием эоловых осадков.

Первичные поверхности *интрузивных* тел в большинстве случаев обладают наклонным положением. Горизонтальные первичные поверхности, ограничивающие интрузивные тела, встречаются в силлах и межформационных интрузивах, а также на широких апикальных поверхностях крупных батолитов, лакколлитов и интрузивных диапиров, а также во внутренних частях лополитов и ряда других тел. Первично наклонные, согласные с вмещающими породами, поверхности интрузивов характерны для силлов, межформационных интрузий, лакколлитов, факолитов, лополитов и других форм. Крутонаклонные первичные поверхности интрузивных тел чаще наблюдаются в несогласных секущих формах, особенно в батолитах, штоках, дайках, в магматических диапирах, бисмалитах, в трубках взрыва и т. п. Поверхности таких интрузивов наклонены в сторону от внутренней части тела или подвернуты внутрь него. Для жерловых, neckовых форм также характерны крутонаклонные или вертикальные поверхности. Поверхности разграничения внутренних фаций магматических пород в интрузивных массивах имеют преимущественно первичнонаклонное залегание.

Из рассмотрения главнейших типов первичного наклонного залегания осадков и горных пород и ограничивающих их поверхностей отчетливо выявляется широкое распространение в земной коре форм негоризонтального расположения слоев, пластов, комплексов отложений, а также поверхностей, ограничивающих эффузивные и интрузивные тела. Поэтому при структурном анализе, проводя фациальные, литологические и морфологические изучения, необходимо отличать первично наклонные формы залегания от вторично наклонных положений, обусловленных дальнейшими нарушениями.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Первичные формы залегания слоев и массивов горных пород в результате различных процессов меняют свое положение. В геотектонике выделяются два типа нарушений в залегании горных пород: *складчатые*, или *пликативные*, и *разрывные*, или *дизъюнктивные*. Существуют две группы процессов изменения залегания горных пород в земной коре. Одни из них обусловлены действием внутренних (эндогенных) сил Земли и связаны с перемещением масс земной коры на больших глубинах (тектонические и магматические процессы), другие — с поверхностными (экзогенными) гравитационными, т. е. нетектоническими силами. Разграничить эти процессы в природе очень трудно.

Под *складчатыми формами* нарушений горных пород понимают деформации с образованием перегибов слоев, пластов или массивов пород без разрыва их сплошности. Складчатые формы залегания являются необратимыми формами, они могут лишь усложняться в процессе тектонического развития. Под *разрывными*, или *дизъюнктивными*, формами нарушений горных пород понимают деформации горных пород с разрывом их сплошности. Разрывные формы нарушения также необратимы. Разорванная порода не может снова стать сплошной, хотя иногда и «залечивается» жилой, дайкой, брекчией трения, притиранием, перекристаллизацией пород и т. п.

В результате тектонических движений появляются различные нарушения в залегании масс земной коры: изменяются объемы масс и ранее образованные структурные формы, в более высокие зоны внедряются или изливаются на поверхность магматические расплавы, нарушается сплошность слоев и тел горных пород. Перемещение масс горных пород или изменение форм их залегания называется *дислокацией*. Нарушения в залегании пород, вызванные оползнями, провалами, обвалами, гляциодислокацией и другими поверхностными процессами, называются экзогенными. Возникающие при этом смятия слоев в складки, разрывы и даже надвиги по своим формам часто не отличаются от тектонических форм, однако они захватывают лишь небольшие участки земной коры.

По направлению перемещения вещества в земной коре выделяют два основных типа движения: вертикальные, т. е. происходящие в направлении радиуса Земли, и горизонтальные, т. е. параллельные поверхности Земли (по касательной к поверхности геоида). Сочетание этих двух типов движений приводит к перемещению масс по результирующей наклонной поверхности. Под *вертикальными движениями* подразумеваются

движения, однозначно и одновременно проявляющиеся на весьма больших участках земной коры и на протяжении значительных геологических отрезков времени. Вертикальные движения масс земной коры и ее поверхности проявляются главным образом в виде поднятий и опусканий. Если в одном месте происходит преимущественное поднятие, а в другом — продолжительное погружение, то эти движения в истории развития Земли со временем могут сменяться обратными движениями, поэтому они называются *колебательными*. Ученые, признающие преимущественно вертикальные движения земной коры без больших горизонтальных смещений, именуются *фиксистами*.

Горизонтальные движения масс земной коры называются также *тангенциальными*. Они приводят к смятию слоев в складки, а также образованию дизъюнктивных нарушений и массивов изверженных горных пород. Однако складчатые структуры возникают как от горизонтальных, так и от вертикальных движений. В особый тип иногда выделяют магматическую форму движений, под которой понимают перемещения расплавленных масс на глубине и сквозь земную кору. Движения магмы могут происходить в вертикальном, горизонтальном и диагональном направлениях. Нарушения в залегании пород в результате интрузий или эффузий целесообразно выделять в качестве равноправного третьего типа нарушений — *магматектогенеза*.

Движения, связанные с перемещением магматического расплава, приводят также к проплавлению толщ пород, изгибам слоев и образованию разрывов. Обычно эти типы нарушений сопровождают друг друга. Магма может быть механически пассивной, как бы выдавливаемой глубинными силами, не проплавливающей породы, или механически активной, являясь первопричиной возникновения всех типов тектонических движений и структурных форм.

Для всех форм тектонических нарушений характерно их единство, взаимосвязь и взаимообусловленность, однако степень проявления каждого типа нарушения в отдельности на различных этапах процесса различна, как и глубина его проявления. Изучение структур земной коры начинают в первую очередь с изучения комплексов горных пород, слагающих данные структуры. Пока еще очень мало данных о поведении пород при тектонических процессах на различных глубинах земной коры. Однако ученые неустанно ведут поиски в этой области, создавая в лаборатории условия, приближающиеся к природным.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Тектонические структуры развиваются в течение относительно продолжительного геологического времени, и история их развития восстанавливается на основании изучения их современных форм. Для этого горные породы приходится подвергать всестороннему анализу с точек зрения математики, химии и общей физики.

При изучении деформаций горных пород основным методом является *объемный анализ*, т. е. анализ структур в трех измерениях. Деформации горных пород — это один из разделов прикладной механики. При изучении деформаций горных пород механический анализ применяется в сочетании со стратиграфическим, фаціальным, формационным, литологическим и структурно-тектоническим.

§ 1. Общие понятия о деформациях

Горные породы под действием тектонических сил подвергаются различным деформациям. В зависимости от величины и направления внешних сил, приложенных к горным породам, и их физических свойств деформации могут быть простыми и сложными.

Простые деформации. К простым деформациям относятся растяжение, сжатие, сдвиг, кручение и изгиб. Сочетание простых деформаций в различных комбинациях приводит к сложным изменениям тел. Деформация — это изменения формы и объема тела под влиянием действующих сил. В природе в редких случаях деформация влечет за собой лишь изменение формы тела (слоя, пласта, массива или блока земной коры). Как правило, оно сопровождается и изменением его объема.

Изменения горных пород при деформациях бывают различными и зависят от свойств вещества, слагающего горную породу, условий, в которых она находится (температура, влажность и др.), и оказываемого на него давления.

Главную роль при деформации играют силы; по своей природе они различны. Под силой понимают меру механического взаимодействия тел. Сила определяется величиной, точкой приложения и направлением, поэтому условно обозначается вектором, длина которого пропорциональна величине силы, а направление соответствует направлению действия силы. В структурной геологии мы наблюдаем и изучаем результат действия сил, т. е. деформации горных пород. В земной коре и в более глубоких зонах Земли возникают различные по природе силы, приводящие к деформации масс горных пород. Две

из них — гравитационные силы и силы межмолекулярного взаимодействия частиц — существуют на Земле всюду и вызывают движение как в бесконечно малых, так и в грандиозных масштабах. На деформацию горных пород большое влияние оказывают силы, которые возникают в результате изменения теплового режима в недрах Земли (внутриатомная энергия). Считается также, что центробежные силы играют не последнюю роль в перемещениях и деформациях масс земной коры и подкорового вещества.

В геологии всякая действующая и противодействующая в одном направлении сила, стремящаяся деформировать горные породы или нарушить равновесие, установившееся при всестороннем давлении, называется *стрессом*. Стресс отличается от всестороннего гидростатического давления.

Силы бывают внутренними и внешними. Внутренние — это силы либо межмолекулярных связей, либо вызванные действием внешних сил. Внешним силам, стремящимся изменить форму или объем горной породы, противостоят внутренние силы, действующие между частицами массы породы. Если эти силы не уравновешиваются, то тело разрушается.

Под *напряжением* понимают интенсивность распределения внутренних сил. Напряжение — это внутренняя сила, вызванная действием внешних сил. Вектор напряжения может быть ориентирован произвольно. Его легко разложить по нормали и касательной к плоскости сечения. Нормальная и касательная составляющие силы, отнесенные к единице площади, представляют собой нормальное (σ) и касательное (τ) напряжения. Величины нормальных и касательных (тангенциальных) напряжений взаимосвязаны и зависят от ориентировки рассматриваемой площади сечения.

При растяжении в сечениях, перпендикулярных к оси растяжения, действуют только нормальные напряжения, а на площадках, параллельных оси растяжения, напряжение вообще отсутствует. В промежуточных сечениях возникают и нормальные, и тангенциальные напряжения. Под совокупностью нормальных и тангенциальных напряжений, действующих по бесчисленному множеству площадок и проходящих через данную точку, понимают *напряженное состояние* в точке. Осевое растяжение или сжатие является простейшим видом деформации тела, при котором напряженное состояние всех его точек одинаково и, следовательно, может быть названо *однородным (одноосным) напряженным состоянием*. В общем случае напряженное состояние в теле не однородно и по любому сечению тела напряжения распределяются неравномерно.

При деформации породы в каждой ее точке можно выделить элементарный объем, на три взаимно перпендикулярные грани которого, как на элементарные площадки, действуют только нормальные напряжения, а касательные отсутствуют.

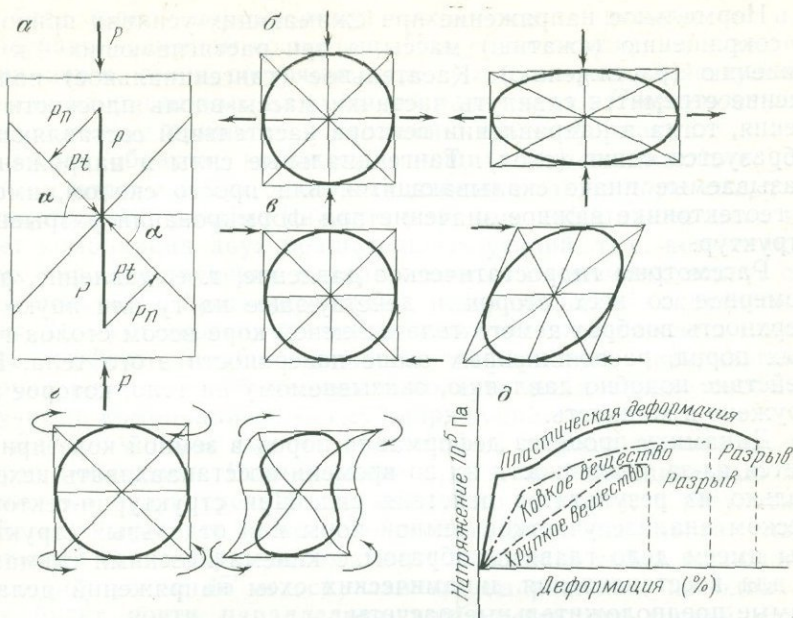


Рис. 18. Распределение напряжений и деформаций в телах:

α — нормальное (P_n) и скалывающее (P_t) напряжения. Однородные деформации: β — осей напряжений и деформаций совпадают, γ — оси напряжений и деформаций не совпадают, ε — неоднородные деформации (скручивание, прямые линии искривлены); δ — диаграмма напряжений — деформаций

Эти напряжения называются *главными напряжениями* и обозначаются греческой буквой сигма — σ_1 , σ_2 и σ_3 , причем $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. В однородных породах направления главных напряжений именуются *главными осями деформаций*. В неоднородных горных породах направления главных осей деформации меняются от точки к точке. Если два главных напряжения равны нулю, то мы имеем *одноосное* (линейное) *напряженное состояние*. Два действующих главных напряжения создают *плоское напряженное состояние*, а три — *объемное*. Горные породы в условиях естественного залегания находятся в *объемном напряженном состоянии*.

Максимальное нормальное напряжение возникает в сечениях, по отношению к которым сжимающие или растягивающие усилия направлены перпендикулярно; максимальное же тангенциальное напряжение образуется на площадках, расположенных под углом 45° к направлению усилия. Таким образом, в теле горной породы в наиболее неблагоприятном положении находятся сечения, по отношению к которым действующее усилие направлено по нормали или под углом, близким к 45° , т. е. сечения, в которых действуют максимальные нормальное и касательное (тангенциальное) напряжения (рис. 18, α).

Нормальное напряжение при сжимающих усилиях приводит к сокращению (сжатию) массы, а при растягивающих — к удлинению (растяжению). Касательное (тангенциальное) напряжение стремится сдвинуть частички массы вдоль плоскости сечения, тогда в направлении вектора касательной составляющей образуется сдвиг (скол). Тангенциальные силы и напряжения, называемые иначе скальвающими, или просто сколом, имеют в геотектонике важное значение при формировании разрывных структур.

Рассмотрим гидростатическое давление, т. е. давление, равномерное со всех сторон и действующее на ту или иную поверхность воображаемого тела в земной коре весом столба горных пород, расположенных выше поверхности этого тела. Его действие подобно давлению, оказываемому на тело, которое погружено в жидкость.

Динамику процесса деформации пород в земной коре приходится из-за удаленности их во времени восстанавливать исходя только из результатов действия сил. При структурно-тектоническом анализе участков земной коры или отдельных структур мы имеем дело главным образом с кинематическими схемами, а для восстановления динамических схем напряжений делаем самые предположительные расчеты.

Как уже упоминалось, в главных сечениях действуют только нормальные (сжимающие или растягивающие) напряжения. Пересечение трех взаимно перпендикулярных векторов нормального напряжения создает прямоугольную систему координат, каждая ось которой представляет собой ось нормального напряжения, а вся система носит название *системы осей нормального напряжения*. Выделяются наибольшая, наименьшая и промежуточная, или средняя, оси главного напряжения. Однако на любой мысленно проведенной площадке сечения в напряженном теле, не перпендикулярной ни к одной из осей главного напряжения, одновременно с нормальным (сжимающим или растягивающим) возникает также и касательное (скальвающее) напряжение.

Скальвающее, или срезающее, напряжение действует в сечениях, наклоненных к осям нормальных напряжений, и стремится сдвинуть части тела, расположенные по разные стороны мысленно проведенной плоскости сечения. Скальвающее, или срезающее, напряжение достигает максимума в однородном теле на плоскостях сечения, находящихся под углом $\alpha = 45^\circ$ к оси главного напряжения (см. рис. 18, а). Оно действует в виде пары сил. При скальвающем напряжении частицы тела стремятся сместиться по обе стороны воображаемой плоскости в противоположных направлениях.

При гидростатическом давлении скальвающие напряжения равны нулю при любом положении воображаемой плоскости сечения.

Тела горной породы могут находиться в равновесии или в неуравновешенном состоянии. Под *равновесием*, как известно, понимается такое состояние, при котором равнодействующее усилие направленных на тело сил равно нулю. *Неуравновешенное состояние* приводит к движению или деформации.

Таким образом, кроме сжимающих и растягивающих усилий на породы могут оказывать действие также *пары сил*, т. е. *вращательные усилия*. Важную роль при деформации масс играет комбинация двух вращательных усилий, т. е. комбинация двух пар, действующих в параллельных плоскостях вокруг общей оси, но в противоположных направлениях — *скручивание* (рис. 18, г). Наконец, комбинация сжатия и растяжения может дать эффект *изгиба*. Сложные деформации — искривление, скручивание и изгиб являются по сути дела только особыми случаями комбинаций простых напряжений.

Действия пары сил на тело горной породы вызывают деформацию сдвига. Возникающие при этом тангенциальные напряжения будут срезающими. Таким образом, в результате действия пары сил может происходить два типа сдвига: сдвиг и чистый сдвиг. При чистом сдвиге плоскости скола располагаются под углом 45° к оси главного напряжения, но одна из них будет почти параллельна наибольшей оси усилий. Если расположение осей усилий (стресса) совпадает с направлением удлинения и сокращения массы при деформации, то такое напряжение называется *растяжением* или *сжатием*.

Понятия о деформациях твердых тел необходимы для анализа истории формирования тектонических структур и установления кинематики, а в некоторой степени динамики развития форм различных нарушений, особенно же для решения вопросов молодой отрасли геологических знаний *тектонофизики*.

В результате деформаций горных пород происходит формирование различных тектонических структур: от мелких микроскопических нарушений до крупных складчатых и дизъюнктивных форм. В геологии деформации изучаются на очень крупных геологических телах, а время деформации нередко исчисляется миллионами лет. Поэтому закономерности развития тектонических структур интерпретируются кинематически, т. е. движения восстанавливаются по их следам и результатам деформаций. Геология имеет дело как бы с окаменелыми следами движений, внутренними структурами деформированного тела. В тектонофизике на основании изучения результатов деформаций определяют действие внешних сил.

Типы деформаций в геотектонике. Деформация масс земной коры связана с действием усилий главным образом ориентированного давления. Все структурно-тектонические изменения в земной коре, происходящие при одновременных значительных гидростатических давлениях на больших глубинах, приводят к преобразованию объемов горных пород. При

этом возникают движения элементарных структурных частичек пород.

В природе существует два типа масс. Массы, которые во всех направлениях имеют одинаковое строение и свойства, называемые *изотропными*, а массы, в которых свойства и строение в разных направлениях изменчивы, именуется *анизотропными*. Как изотропные, так и анизотропные массы в результате тектонических процессов могут обладать однородными или неоднородными деформациями.

Однородные, или гомогенные, деформации характеризуются одинаковым изменением всех участков деформируемого тела, в котором первоначальные прямые линии не искривляются, а круги деформируются в эллипсы (рис. 18, б, в). Однородные деформации происходят при чистом сдвиге. Для *неоднородных, или негомогенных, деформаций* свойственны неодинаковые по размеру и характеру изменения массы в различных ее частях. При негомогенных деформациях происходят объемные изменения, а плоскости превращаются в кривые поверхности. Сферы при неоднородных деформациях превращаются в неправильные эллипсоидные фигуры (рис. 18, г). Неоднородные деформации происходят при изгибе и кручении и обусловлены одновременным сжатием и растяжением масс в различных частях, проявляющихся в виде искривления прямых линий.

Деформации по стадийности проявления разделяются на *упругие*, полностью исчезающие после прекращения действия сил, и *пластические*, остающиеся после снятия нагрузки. Первой стадией является упругая деформация, второй — пластическая, а третьей — *разрушение*, — необратимое изменение тела горной породы. В земной коре остаются следы только необратимых деформаций. Разрушение может произойти в результате растяжения (разрыва) или сдвига (скола). Разрыв образуется при действии нормального растягивающего напряжения, а скол при тангенциальных напряжениях. Направлениями сокращения и удлинения массы тела будут оси деформации, а они при чистом сдвиге находятся под углом 45° к оси усилия, действующего на тело горной породы. При простом сдвиге в деформированной массе происходит сокращение и удлинение, только разной будет ориентировка осей деформации (см. рис. 18, в).

Величина упругой деформации, согласно закону Гука, прямо пропорциональна приложенному усилию (напряжению). В случае, когда нагрузка превышает предел пропорциональности, развиваются упруго-вязкие, или остаточные, пластические деформации, характеризующиеся необратимыми изменениями формы тел горных пород. С увеличением нагрузки последние разрушаются путем разрывов (отрывов) или скалывания.

В породах интервал пластических свойств значительно больше интервала упругих свойств. Образование складчатых форм связано в основном с проявлением пластических деформаций, а дизъюнктивных с преодолением предела прочности горных пород. Стадии деформации в хрупких и вязких веществах проявляются по-разному. У первых интервал пластической деформации практически отсутствует. Наибольшей способностью к пластическим деформациям обладают металлы и некоторые осадочные горные породы (соль, гипс, глины и др.).

Пределы упругости и прочности (разрушения) для одного и того же вещества при растяжении, сдвиге, изгибе и кручении различны. Соотношение пределов прочности материалов кручению, изгибу, разрыву, сдавливанию выражается пропорцией соответственно как 1 : 2 : 3 : 25.

Графическое изображение процесса деформации на диаграмме показывает *связь деформации с напряжением*. На вертикальной оси откладывается напряжение, а на горизонтальной — деформация удлинения или сокращения (рис. 18, д). Для вязкого вещества график от начала осей координат имеет вид крутой прямой. Чем выше твердость материала, тем отрезок кривой в ее начальной части будет круче. Прямая крутая линия диаграммы показывает величину упругой деформации (по закону Гука) и *предел упругости* материала. Точка или отрезок, в которых происходит изгиб линии и переход ее в пологую кривую, показывают предел упругой деформации, или предел упругости данного вещества. Кривая на участке за пределом упругости характеризует стадию пластической деформации, за которой следует *предел временного сопротивления* и предел прочности горной породы.

Новейшие исследования в области изучения деформированного вещества путем рентгенографии свидетельствуют, что при различных типах деформации вещество испытывает разнообразные внутренние движения и перегруппировки элементарных частиц (атомов). В твердых телах наблюдается различное расположение атомов; в одних они находятся в беспорядке, как, например, в аморфных и стекловидных телах, в других — в закономерном порядке, например в кристаллических твердых телах. Закономерное расположение атомов на определенных сверхмикроскопических расстояниях в кристаллическом веществе (минералах) создает как бы его каркас, называемый *кристаллической решеткой*.

Нарушить расположение атомов в твердом веществе могут не только тепловые колебания, но и внешние механические силы, в результате чего вещество или масса деформируются. Внешние силы стремятся сдвинуть одни атомы относительно других. Если механическая сила все же сдвигает атомные частицы массы на расстоянии, не превышающие амплитуду обычных температурных колебаний атомов, то после снятия этой

силы частицы приобретают свое прежнее положение, т. е. происходит упругая деформация. Если же при воздействии на тело внешних сил в веществе произойдет такое смещение атомов, после которого они не в состоянии вернуться в первоначальное положение, когда это воздействие прекратится, то в этом случае проявляется пластическая деформация. В результате непрерывного увеличения напряжений процесс деформации твердого тела заканчивается его разрушением, т. е. преодолением внешними силами внутреннего сопротивления вещества, обусловленного атомным взаимопритяжением.

Движение материи при пластических деформациях происходит вначале путем межзерновых перемещений, затем внутризерновых (трансляционных) скольжений и, наконец, путем механической перекристаллизации. Межзерновые движения в массе являются результатом скола между зернами по наиболее ослабленным поверхностям. Смещаются ряды или слои зерен по отношению друг к другу, при этом зерна сохраняют свою форму и размер, хотя поворачиваются и перекатываются, принимая наиболее удобное (параллельное) положение.

Ориентировка зерен в массе по форме в результате вращения представляет собой механический процесс при пластической деформации, тогда как при перекристаллизации вещества она обуславливается параллельным расположением оптических элементов кристаллического вещества.

Внутризерновое движение, называемое *трансляционным перемещением*, или *перемещением путем скольжений*, происходит как внутри зерен массы, так и между ними по плоскостям, совпадающим с наиболее ослабленными плоскостями кристаллической решетки минералов, т. е. с рядами структурного каркаса. В одних минералах существует несколько направлений легкого скольжения, в других они отсутствуют. Скольжение может осуществляться смещением атомов рядами решетки без изменения их относительного положения внутри скользящих рядов, это так называемое *согласованное скольжение*, происходящее на величину межатомного расстояния. В смещенных рядах кристаллической решетки в результате этого остается первоначальное относительное расположение атомов и рисунок — структура решетки не изменяется, но сдвигами изменяется форма тела.

Существует несколько типов трансляции: *плоскостная*, когда скольжение происходит по многочисленным параллельным плоскостям; *осевая*, когда скольжение наблюдается по дугообразным поверхностям при изгибе (в этом случае скольжение имеет положение, поперечное к направлению оси изгиба); *винтовая*, когда перемещение идет по сложной поверхности кручения.

Для несогласованного скольжения характерно формирование *механических двойниковых кристаллов*. Это скольжение пред-

ставляет собой перемещение рядов атомов без нарушения их расположения внутри рядов; последние смещаются друг относительно друга на частичное межатомное расстояние. Поэтому строение структурной решетки в деформированной части кристалла становится иным, чем в недеформированной. Комбинация смещенной части кристалла и несмещенной образует механический двойник. При формировании механических двойников кристаллов могут возникать перекрещивающиеся механические двойники. Образование сложных двойников зависит от количества направлений, по которым происходит трансляция, последняя же находится в полной зависимости от их симметрии.

Пластическая деформация твердых тел сопровождается также перекристаллизацией вещества. Порода превращается в более крупнокристаллическую. Аналогичные явления перекристаллизации металлов носят название *отпуска*. В случаях, когда вещество при напряжении содержит растворы перекристаллизации, оно сопровождается ориентированным ростом кристаллов по принципу Рике. На поверхностях наибольших напряжений материал растворяется и отлагается на поверхностях кристалла, имеющих относительно меньшие напряжения, кристаллы при этом становятся тоньше, но длиннее. Структурная решетка кристаллов изменяется при метаморфизации пород. Микроструктурный анализ позволяет восстановить процесс внутреннего изменения вещества в результате метаморфизма.

Если на массу породы длительное действие оказывают периодически повторяющиеся нагрузки (нагружения), то горная порода разрушается при более низких значениях напряжения, чем пределы упругости или прочности материала. Такое явление называется *усталостью массы*, оно объясняется смещением частиц при скольжении и приспособлением некоторых из них к новым условиям; они уже не оказывают сопротивления внешнему воздействию. При повторных нагрузках количество таких частиц становится все больше и больше и, наконец, внутреннее сопротивление массы внешнему воздействию становится меньше приложенных стрессов, что ведет к ее разрушению.

Как уже указывалось, на первой стадии деформации упругие свойства преобладают, а пластичность имеет незначительное проявление. Мгновенное усилие обычно вызывает упругие свойства вещества, тогда как медленно действующая нагрузка приводит при равных условиях к пластическому (твердому) течению и разрыву. Разрывы в структурной геологии имеют большое значение, так как по ним можно установить действие стрессов.

Породы могут обладать постоянной остаточной деформацией даже после снятия нагрузки. Одновременные сохранность упругих свойств и увеличение пластической деформации в массе происходят в переходный этап — при падении напряжения. Этот этап называется *релаксацией*. Породы, которые имеют не-

большой интервал между пределами упругости и прочности, называются *хрупкими*.

Предел упругой деформации (модуль Юнга) у минералов и горных пород весьма различен, а именно (по данным Шрейнера): кварца — до 10^{11} , кальцит — $9 \cdot 10^{10}$, полевые шпаты — $8 \cdot 10^{10}$, гипс — $15 \cdot 10^9$, базальты — $97 \cdot 10^9$, известняки — $85 \cdot 10^9$, граниты — $6 \cdot 10^{10}$, песчаники — $5 \cdot 10^{10}$, глинистые сланцы — $25 \cdot 10^9$, глины — $3 \cdot 10^8$ Па. При таких значениях предела упругости прочность горных пород и минералов различна и зависит от того, в результате чего происходит деформация, в результате ли сжатия, растяжения, изгиба или кручения.

Для пластической деформации и разрыва требуется значительно меньше усилий, чем для упругой деформации. В результате пластической деформации тело принимает любую форму, не теряя своей сплошности, т. е. не разрушаясь. Пластическая деформация обусловлена сдвиговыми перемещениями частиц по поверхностям, совпадающим с направлением максимальных касательных (скалывающих) напряжений. Скалывание как явление разрушения представляет собой итог развития пластической деформации или стадию ее завершения. При пластических деформациях меняется не только форма тела, но и его объем. При течении процесс пластической деформации часто постепенно замедляется или совсем останавливается. Повышение температуры способствует пластической деформации.

Все эти свойства вещества при пластических деформациях необходимо учитывать, анализируя механизм образования различных структурных форм и особенно складчатых структур, которые являются преимущественно результатом пластической деформации. Скользящие перемещения в горных породах при пластических деформациях могут происходить в результате простого сдвига, изгиба и кручения. Деформация при скольжении может осуществляться в одном или в нескольких направлениях по многочисленным параллельным плоскостям. Плоскости трансляционного перемещения ориентированы параллельно круговым сечениям эллипсоида деформации. *Трансляционное скольжение* в горных породах вызывает образование параллельной ориентировки кристаллов и зерен породы и образование сланцеватости. Однако сланцеватость с параллельным расположением кристаллов в породе может возникнуть и при перекристаллизации под давлением.

§ 2. Влияние различных условий на деформацию горных пород

Процесс деформации одних и тех же масс земной коры происходит по-разному и зависит от их свойств: структуры и текстуры, неоднородности материала, упругости, пластичности, хрупкости, вязкости, твердости и внешних причин, главными из которых при деформациях являются интенсивность действующей

щих сил, продолжительность и характер их действия, влияние гидростатического давления, температура, действие растворов и соотношение в расположении плоскостей податливости (скольжения) в материале. Впервые определенную закономерность деформаций горных пород подметил М. В. Ломоносов. Он писал, что у дневной поверхности пласты разламываются, а на глубине изгибаются. В более обобщенном виде это же было высказано А. Геймом и Ван-Хайзом, выделившими три глубоких зоны деформации: верхнюю преимущественно с хрупкими деформациями масс земной коры и нижнюю с преобладанием пластических деформаций и течением материала. В средней, промежуточной зоне, по их мнению, в равной степени проявляются как хрупкие, так и пластические нарушения горных пород.

Деформации различных типов пород в разных тектонических условиях изучали В. В. Белоусов, Ю. А. Косыгин и другие исследователи. Однако экспериментальные работы, проводимые в лабораториях с массами малых масштабов и в значительно более короткое время по сравнению с геологическим временем, не всегда соответствуют тем условиям, которые действовали в природе. Горные породы чаще всего представляют собой разнородные по механическим и другим свойствам массы, особенно в перемежающихся слоях.

Глинистые мягкие прослои деформируются как пластические массы, песчаники или известняки претерпевают относительно более хрупкие деформации. В целом внутри толщи происходят сложные деформации. Мономинеральные с однообразной структурой породы деформируются легче, чем полиминеральные с разнообразной структурой. Поликристаллические разнозернистые породы деформируются труднее, чем монокристаллические и равномернозернистые. Объясняется это тем, что не все зерна в породе ориентированы одинаково; одни из них направлены по плоскости скольжения, другие лежат в невыгодном положении для внутреннего скольжения.

При изучении деформаций крупных тектонических районов нередко допускается осреднение однородности мощных толщ пород. Известно также, что не все породы одинаково реагируют в глубоких зонах земной коры на всестороннее давление. Так, например, рыхлые, подвергшиеся слабому диагенезу осадки необратимо сжимаются и уменьшаются в объеме.

Некоторые породы и минералы подвергались в лабораторных условиях гидростатическому сжатию, равному $13 \cdot 10^{11}$ Па. При этом были получены следующие результаты изменения горных пород: объем гранита уменьшился на 0,248%, базальта — на 0,209%, мрамора — на 0,190%, алмаза — на 0,000018%. Плотность металлов при гидростатическом сжатии не изменилась.

Деформация геологических тел является результатом не гидростатического давления, а действия ориентированных сил —

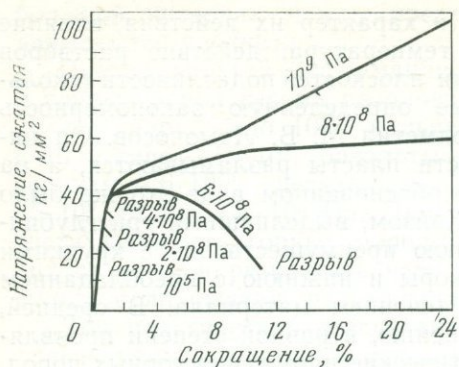


Рис. 19. Диаграмма изменения золенгофенского известняка при всестороннем давлении, по М. П. Биллингсу

стрессов, возникающих в результате разности давления. Но не при всякой разности давлений на глубине происходит деформация горных пород. Всестороннее давление увеличивает сопротив-

ляемость пород к разрушению. Кроме того, породы, которые при обычных условиях испытывают только упругие деформации, т. е. ведут себя как хрупкие тела, при повышенном всестороннем давлении получают большую пластичность и деформируются без разрыва. Так, например, гранит, имея предел прочности при раздавливании от $105 \cdot 10^6$ до $176 \cdot 10^6$ Па (и в исключительных случаях $3 \cdot 10^8$ Па) при гидростатическом давлении, равном $7 \cdot 10^7$ Па (что соответствует глубине около 20—25 км), не деформируется. Его частичное разрушение при этом начинается только при ориентированном давлении около $156 \cdot 10^7$ Па. Следовательно, прочность гранита от раздавливания при одновременном даже незначительном гидростатическом давлении возрастает почти в десять раз. Аналогично ведут себя и другие породы, например известняк при таких же условиях увеличивает прочность примерно в пять раз.

При увеличении гидростатического давления предел упругости повышается весьма незначительно в отличие от предела прочности. При этом внутренние разрывы исчезают и возникают следы течения твердого вещества. Для разрушения горной породы при одновременном действии всестороннего давления и стресса необходимо повышенное воздействие последнего против того, который в состоянии разрушить породу без всестороннего давления. Это хорошо видно по расположению кривых деформации золенгофенского известняка при различном всестороннем давлении напряжения сжатий (рис. 19).

Интервалы между моментами разрыва известняка при нормальном и гидростатическом давлении, равном $2 \cdot 10^8$ Па и особенно при повышении его до 10^9 Па, весьма различны и сильно увеличиваются, что объясняется нарушением решетки или сближением элементарных частиц тела и крепкой связью между ними. С повышением всестороннего давления возрастают пределы упругости, прочности и вместе с тем повышается пластичность тела, но пластические деформации не наступают раньше, чем в обычных условиях, наоборот, они значи-

тельно запаздывают и совершаются на большем отрезке кривой деформации.

Известно, что чем медленнее и продолжительнее совершается деформация, тем меньшие усилия требуются для пластических деформаций и, наоборот, быстрая деформация, вызывающая проявление хрупких свойств и понижение пластичности пород, возникает только при действии значительно большей нагрузки. Такими свойствами обладают все горные породы.

Существует предел минимальной нагрузки, превосходящей предел прочности материала, ниже которой тело противостоит действию сил и не может деформироваться, как бы оно долго не подвергалось стрессу. Медленная деформация под действием малых сил в течение длительного периода времени называется *ползучестью*. При ползучести горные породы сокращаются, удлиняются, изгибаются, образуют складки, тогда как при быстрых воздействиях стрессов разламываются, теряют сплошность, разрываются, в них возникают трещины, срезы и другие нарушения.

Породы разрушаются также и при повторных чередующихся воздействиях сил растяжения и сжатия — появляется *усталость*. Это явление наблюдается при пульсирующих давлениях магмы или повторных тектонических, особенно сейсмических толчках. Предел усталости, или, как его иначе называют, предел выносливости, в среднем равняется (для металлов) половине временного сопротивления вещества на сжатие. Напряжение ниже этого предела даже при бесконечном повторении воздействия сил не в состоянии разрушить тело. Эти явления, а особенно релаксация и ползучесть, имели большое значение при деформациях горных пород в течение продолжительного геологического времени при сравнительно низких нагрузках, особенно при образовании сложных складчатых структур в толщах древнейших пород.

Температурное воздействие, например простое нагревание пород, приводит к увеличению их объема, а понижение температуры влечет за собой уменьшение их объема, т. е. контракцию массы. Характерно, что коэффициенты линейного расширения (т. е. удлинение или укорочение образца при изменении температуры на 1°C) пород небольшие, так, например, для известняка он составляет $25 \cdot 10^{-6}$ часть, а для гранита — $87 \cdot 10^{-6}$.

Объемное расширение значительно ощутимее. Для гранита коэффициент объемного расширения равен 0,0002. Цифры эти кажутся незначительными, но изменение температуры на несколько градусов дает весьма значительные линейное и объемное увеличение массы. Если гранит объемом 1 км^3 нагреть до 600°C , то его объем увеличится примерно на $\frac{1}{8}$. Увеличение объема такого массива создаст давление на окружающие породы, а так как они будут препятствовать увеличению объема,

то возникнут силы, вызывающие напряжения и деформации. Таким образом образуются поднятия, выпучивания и смятия вмещающих пород. Кроме того, при нагревании увеличивается подвижность пород и приобретает большая пластичность. Так, например мраморы при температуре около 300°C и давлении дробятся, катаклазируются, разламываются, но нагретые до температуры свыше 300°C претерпевают только внутреннее пластическое скольжение. В. В. Белоусов, исходя из экспериментов деформации горных пород, делает вывод, что изменение температуры мало влияет на величину прочности пород на отрыв, но сильно понижает их прочность на скальвание. Температурные воздействия на горную породу при деформации сказываются больше, чем увеличение гидростатического давления.

Кроме давления и температуры на деформацию горных пород влияют также и растворы. Жидкость, находящаяся в порах или микроскопических трещинах горных пород, значительно понижает их сопротивляемость. Твердая глина при оказываемом на нее одностороннем давлении обладает большей упругостью и хрупкостью, чем водонасыщенная глина. Во всех случаях пропитанные растворами породы деформируются при меньших значениях усилий и их пластичность повышается за счет легкого перемещения элементарных частиц. Вместе с тем растворы увеличивают размер упругой деформации. Значительно быстрее деформация протекает и при меньшей нагрузке, если в качестве жидкости в породе присутствует кислота (например, угольная и др.) или растворители. Считается также, что повышение ориентированного давления способствует более быстрым химическим реакциям, и наоборот, всестороннее давление задерживает их. В свою очередь повышение температуры увеличивает способность минеральных веществ к химическим реакциям.

Влияние напряженного состояния на процесс деформации горных пород сказывается весьма различно. Следуя И. М. Губкину, В. В. Белоусов приводит девять различных случаев напряженного состояния: 1) трехстороннее сжатие; 2) двухстороннее сжатие; 3) одностороннее сжатие; 4) двухстороннее сжатие и одностороннее растяжение; 5) одностороннее растяжение и одностороннее сжатие; 6) двухстороннее растяжение и одностороннее сжатие; 7) одностороннее растяжение; 8) двухстороннее растяжение; 9) трехстороннее растяжение. Он считает, что наиболее податливыми являются твердые тела при пластических деформациях при сжатии, а наименее податливыми при растяжении, когда они обладают повышенной хрупкостью. Наибольшее сопротивление тела деформации наблюдается при всестороннем однообразном напряжении, а наименьшее при разноименных схемах, т. е. когда сочетается сжатие и растяжение.

В геологии фактор напряженного состояния имеет важное значение. В земной коре сжатие и растяжение сочетаются в разных соотношениях; они вызывают образование поверхностей отрыва или скола. Необходимо подчеркнуть, что условия деформации могут меняться неоднократно, что приводит к преобразованию, «залечиванию» и новому нарушению структур. Все это необходимо учитывать при палеоструктурном анализе различных форм деформированных тел.

§ 3. Понятие об эллипсоиде деформации

Для наглядного представления явлений деформации твердых тел в структурной геологии введена теоретическая условная вспомогательная форма — эллипсоид деформации, которая дает возможность представить соотношения явлений напряжения и деформации. Впервые это понятие ввел Г. Ф. Беккер. Многие ученые, развивая научное понятие об эллипсоиде деформации, как об одном из возможных объемных способов вскрытия кинематических сторон деформации твердого тела, считают возможным переориентировку эллипсоида деформации или наложения на ранние формы эллипсоидов последующих форм. В отечественной литературе и геологической практике имеется много примеров рационального использования эллипсоида деформации для объяснения закономерностей расположения разрывных нарушений.

При анализе деформации за исходную идеальную форму тела берется шар внутри слоя или массива породы (рис. 20, а). Если мысленно шар вписать в куб соответствующего размера, то после деформации шар превратится в двухосный или трехосный эллипсоид, а куб в параллелепипед, причем эллипсоид будет опять же вписанной фигурой (рис. 20, б). При сдавливании порода сжимается в направлении равнодействующей, оказывающей наибольшее усилие, и претерпевает удлинение в двух других (перпендикулярных к первому) направлениях при идеальной изотропности материала; при равенстве двух равнодействующих из шара должен получиться плоский (расплющенный) эллипсоид. При незначительной неоднородности деформируемого материала из шара образуется эллипсоид с тремя различными осями (см. рис. 20, б). Направление наибольшего удлинения представляет наибольшую (длинную) ось эллипсоида деформации А, направление наибольшего сокращения — наименьшую (короткую) ось деформации С, а среднее по величине изменение будет указывать на положение промежуточной оси деформации В. Таким образом, в эллипсоиде деформации короткая ось всегда меньше радиуса исходной шаровой поверхности, а длинная ось деформации больше него.

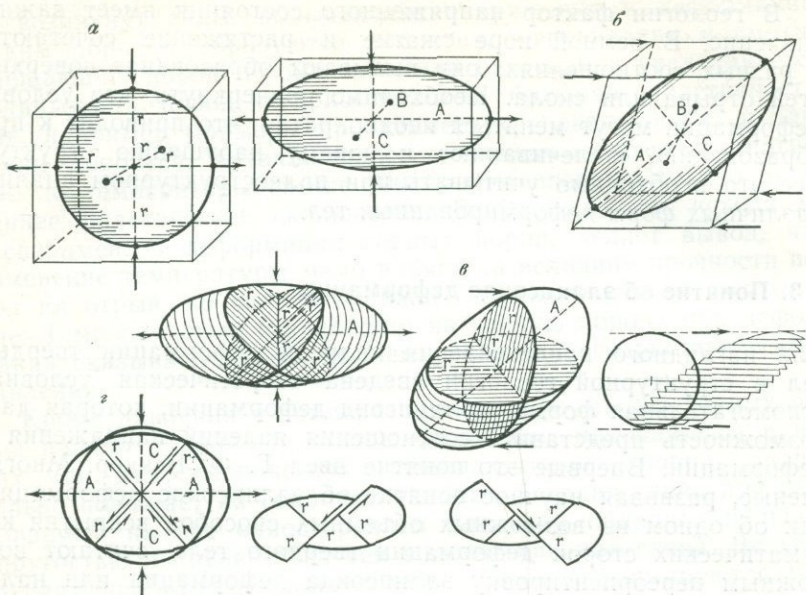


Рис. 20. Превращение сферы в эллипсоид при деформации:

a — первичная сфера в кубе; *b* — эллипсоид сжатия — растяжения и сдвига; *v* — круговые сечения в эллипсоиде сжатия — растяжения и сдвига и положение в них осей деформации *A*, *B*, *C*; стрелки — оси напряжений; *z* — расположение квадрантов сжатия — растяжения и поверхности скола (поверхности скола показаны стрелками)

Эллипсоид деформации позволяет объяснить явления пластической и упругой деформаций, а также выявить направления сокращения и удлинения материала. Однако эллипсоид деформации не дает возможности установить направление действия приложенных сил, так как он показывает только деформацию массы и расположение осей напряжения. Эллипсоиды одинаковой формы могут образоваться как в результате сжатия, так и в результате растяжения и сдвига. В трех главных сечениях трехосного (с разными осями) эллипсоида деформации всегда отражены максимальные и нормальные напряжения, тогда как тангенциальные напряжения равны нулю. Они проявляются в трехосном эллипсоиде в любых других сечениях. Наибольшей величины тангенциальные напряжения в трехосном эллипсоиде достигают только в сечениях двух направлений, т. е. в сечениях, проходящих через ось *B* и имеющих угол 45° с осью *A*. Эти сечения имеют в эллипсоиде форму кругов, поэтому называются *круговыми сечениями*. В эллипсоиде существуют два главных (наибольших) круговых сечения и бесчисленное множество круговых сечений меньшего размера и параллельных главным сечениям (рис. 20, *v*). Круговые плоскости характеризуются проявлением максимальных тангенциальных напряжений, а следовательно, и образованием вдоль них сдвигов (сколов).

При невращательных усилиях бо́льшая ось напряжений совпадает с наименьшей (короткой) осью деформации, и наоборот, наименьшая ось напряжения — с длинной осью деформации. Промежуточные оси также совпадают в своем расположении, что свидетельствует о чистом сдвиге, т. е. о тангенциальном напряжении и невращательных усилиях.

При тангенциальных усилиях, как бы сильно не деформировалось тело, оси напряжения и деформации совпадают и не меняют своих положений. Если взять кубик изотропной горной породы с вписанной в него сферой и деформировать его под действием *пары сил*, то в теле параллельно действию пары сил будет происходить деформация типа скольжения тончайших пластин. Кубик превратится в косой параллелепипед; сфера — в трехосный эллипсоид (см. рис. 20, в). Удлинение массы произойдет по диагонали к паре сил, а сокращение в перпендикулярном к ней направлении.

При начальной стадии деформации длинная ось деформации составляет с направлением действия пары сил угол 45° . По мере увеличения деформации угол уменьшается и направление удлинения стремится приобрести положение, параллельное действию сил при несовпадении осей деформации и напряжения.

Начальный угол между круговыми сечениями в эллипсоиде деформации имеет величину 90° . По мере увеличения деформации эллипсоид становится более уплощенным, или вытянутым. Один угол между круговыми сечениями с нарастанием деформации непрерывно увеличивается, а другой, смежный угол, биссектрисой которого является ось А, будет уменьшаться. Ось удлинения А будет все время иметь положение длинной диагонали ромба, короткая ось деформации будет перпендикулярна к длинной оси.

Расположение круговых сечений в эллипсоиде, возникшем при действии пары сил, будет меняться, угол между ними по оси А будет уменьшаться. Круговые сечения на плоскости, проведенной через оси А и С, располагаются параллельно сторонам ромба. Следовательно, круговые сечения и двугранный угол между ними соответственно меняют свое положение и величину. Только по формам эллипсоидов разницу в их образовании установить невозможно. Однако анализ расположения осей удлинения, сокращения и сдвига (скола), а также круговых сечений по отношению к деформированному телу — слою, пласту, дайке или массиву — позволяет сделать обоснованные выводы о типе деформации. По круговым сечениям возникает сдвиг (скол), скольжение частей тела горной породы. Тело оказывается разделенным круговыми сечениями на множество тончайших пластин, скользящих друг относительно друга (см. рис. 20, в). В результате этого массы вытягиваются в одном направлении (по оси А) и сокращаются в другом (по оси С).

Определение направления относительного перемещения частей в эллипсоиде деформации имеет большое практическое значение при изучении механизма деформации горных пород и особенно при определении дизъюнктивных нарушений типа свола (сдвига) и отрыва (рис. 20, г). Советские ученые, особенно А. В. Пэк, В. В. Белоусов, М. В. Гзовский, А. А. Белицкий, Г. П. Горшков, И. П. Кушнарев, Г. Д. Ажгирей и другие, идеи Беккера о плоской деформации подвергли справедливой критике и разработкам, особенно в части объемных деформаций горных пород и способности самого материала к пластическим течениям.

Деформацию участков или частей структуры необходимо рассматривать с учетом окружающей тектонической обстановки. Трехосный эллипсоид деформации как геометрическая фигура объясняет образование плоскостей свола только двух направлений, тогда как в телах горных пород часто можно наблюдать плоскости свола в четырех, шести и более направлениях. Образование нескольких направлений плоскостей свола объясняется повторными наложенными деформациями с иными полями напряжений и возникновением новых эллипсоидов деформации на каждом новом этапе проявления тектогенеза.

Проводя историко-тектонический анализ применительно к конкретным сложно построенным в тектоническом отношении участкам земной коры, приходится сделать вывод, что при повторных разно ориентированных тектонических воздействиях на массы пород возникают разно ориентированные поля напряжений, а следовательно, и образуют новые эллипсоиды, наложенные на предыдущие. Меняют свое положение и трещины отрыва, появляющиеся вследствие растяжения материала. Плоскости отрыва теоретически располагаются параллельно короткой оси деформации в плоскости В—С. В деформированных слоях пород трещины отрыва будут иметь поперечное расположение к оси удлинения (А), но положение их в слое по отношению к кровле и подошве при увеличении напряжений при сдвигах тоже будет меняться.

Раздел третий

ФОРМЫ НАРУШЕННОГО ЗАЛЕГАНИЯ ТЕЛ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Нарушение первичного залегания тел горных пород, вызванное тектоническими движениями, т. е. движениями земной коры, может происходить весьма разнообразно: одни породы сминаются, образуя простые или сложные изгибы слоев, но не разрываются, не теряют своей сплошности, другие, наоборот, сильно или слабо сминаются или совсем не образуют перегибов слоев, но разрываются, теряют свою сплошность и смещаются по поверхностям разлома, третьи — в результате своих высоких пластических свойств выжимаются, нагнетаются, поднимая или прорывая покрывающие слои.

Тектонические нарушения без разрывов, т. е. изгибы без потери сплошности слоев, получили название *пликативных*, или *складчатых*, тогда как нарушения залегания горных пород с разрывом слоев, т. е. с потерей сплошности и относительным перемещением разорванных частей, называются *разрывными*, или *дизъюнктивными*. Как складчатые, так и разрывные нарушения весьма разнообразны и приводят к образованию многочисленных структурных форм залегания пород. К связным (без нарушений сплошности) тектоническим нарушениям В. В. Белоусов относит образования моноклиналей, флексур, выгибов, прогибов и складок, а к разрывным — трещины и разрывные смещения.

Ю. А. Косыгин тектонические нарушения делит на три класса: пликативные, дизъюнктивные и инъекционные. Последний класс представляет собой перемещение вещества одного слоя в пространство другого. Наклонное залегание, складчатые формы, разрывные нарушения, а также различные сочетания этих структурных форм могут образоваться в результате разных типов тектонических движений.

В. Е. Ханн считает, что причинами, вызывающими разнообразные формы движений, могут являться коровые движения, среди которых выделяются поверхностные, внутрикоровые и глубиннокоровые и подкоровые, т. е. мантийные, среди которых различаются верхнемантийные и среднемантийные. Однако до сего времени нет единой генетической или кинематической схемы классификации тектонических движений, в результате ко-

торых образуются все типы нарушенных форм залегания горных пород. Не решен вопрос о главных причинах тектонических движений. Главными и основными причинами или типами тектонических движений могут быть горизонтальные и вертикальные движения, связанные с перемещением масс в мантии, трансформирующиеся в верхних частях мантии и вызывающие движения земной коры. Несомненно, на различных уровнях в глубине Земли эти движения переходят одни в другие и в каждом отдельном случае их знак, порядок и смена последовательности могут меняться. Результатом вертикальных и горизонтальных движений земной коры могут быть проявления магматизма, складкообразование, дизъюнктивные дислокации, а также моноклиналиное залегание слоев горных пород.

Глава VIII

НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

Наклонное положение слоев встречается во всех типах тектонически нарушенных пород, а также в нарушенных интрузиями магмы образованиях. Однообразное наклонное положение серии слоев, наблюдающееся на значительной площади того или иного района, называется *моноклиналиным* залеганием. При наклонном залегании слои могут иметь различные наклоны по отношению к странам света и к горизонтальной поверхности Земли. Положение наклонно залегающих слоев в пространстве определяется иначе, чем положение горизонтально залегающих пород. Для выяснения положения наклонно залегающих слоев необходимо замерять элементы их залегания.

§ 1. Элементы залегания слоев

На дневной денудированной поверхности слой в каждой отдельной точке при наклонном положении протягивается в две противоположные стороны. Однако при выдержанном простирании слоя его наклон может быть различным. Так, при меридиональном протяжении он может быть наклонен на восток или на запад. При наклоне в одну сторону слой может быть слабо наклонным или круто наклонным до вертикального (стоящего «на головах»). Каждое плоское тело (слой, пласт, пачка слоев, кровль и т. п.), имеющее наклонное положение, характеризуется определенной ориентировкой в пространстве. Залегание слоя может быть охарактеризовано положением его подошвы или кровли, или какой-то промежуточной плоскости, представляющей собой, например, плоскость наслоения. В геометрии положение плоскости в пространстве может быть определено поло-

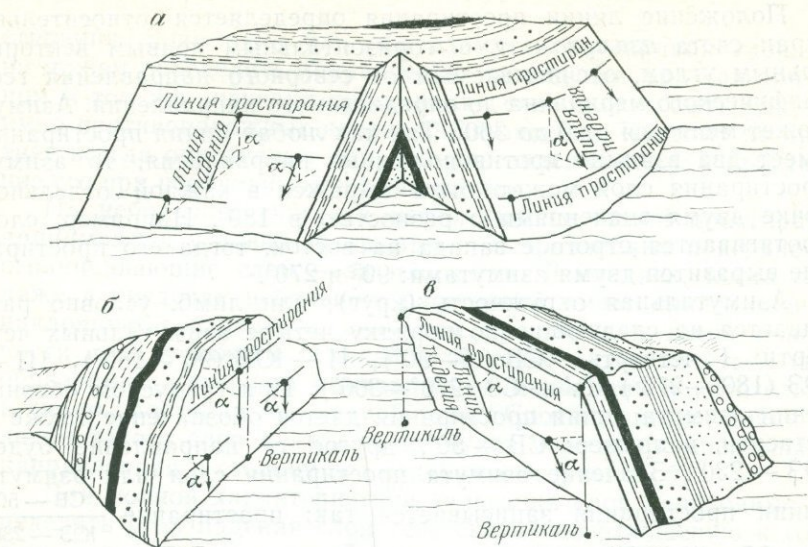


Рис. 21. Расположение элементов залегания при нормальном (а), вертикальном (б) и опрокинутом (в) положении слоев; α — угол падения

жением двух пересекающихся прямых, лежащих в данной плоскости. В геологии две взаимно перпендикулярные пересекающиеся прямые, лежащие в плоскости наложения пород (кровле или подошве), представляют собой те элементы, по которым и определяется положение слоя в пространстве. Такими данными о залегании слоя (или вообще любой другой наклонной плоскости, например: плоскости сброса и надвига, плоскостей боков жилы, стенок трещины, боковой поверхности интрузивного тела и т. п.) являются **элементы залегания**: линия простирания, линия падения и угол падения.

Простирание слоя — это его протяженность по отношению к странам света на горизонтальной поверхности. Направление простирания слоя (или любой наклонной плоскости) может быть выражено прямой, полученной от пересечения поверхности слоя горизонтальной плоскостью. Горизонтальная линия, лежащая на плоскости (поверхности) слоя, называется **линией простирания** (рис. 21, а—в). Однообразно наклоненный слой мы можем мысленно пересечь горизонтальными плоскостями на разных уровнях и во всех случаях следы от пересечения плоскости (поверхности) слоя с горизонтальными плоскостями будут параллельными горизонтальными линиями, это и будут линии простирания. Следовательно, любая горизонтальная прямая в плоскости слоя будет являться линией простирания. Если простирание слоя меняется, то линии простирания будут параллельными изогнутыми (кривыми) линиями.

Положение линии простирания определяется относительно стран света *азимутом*, т. е. горизонтальным правым векториальным углом, отсчитываемым от северного направления географического меридиана до определяемого направления. Азимут может меняться от 0 до 360°. Так как любая линия простирания имеет два взаимно противоположных направления, то азимут простирания слоя может быть выражен в каждой отдельной точке двумя значениями с разностью в 180°. Например, слой протягивается строго с запада на восток, тогда его простирание выразится двумя азимутами: 90° и 270°.

Азимутальная окружность (круг), или лимб, условно разбивается на следующие по порядку четыре азимутальных четверти: I четверть — СВ (0°—90°), II — ЮВ (90°—180°), III — ЮЗ (180°—270°), IV — СЗ (270°—360°). При градусном обозначении азимута линии простирания дается обозначение также и четверти, например: СВ — 50°, другое ее направление будет ЮЗ — 230°. Значение азимута простирания слоя или азимута линии простирания записывается так: простирание $\frac{\text{СВ} - 50}{\text{ЮЗ} - 230}$ или СВ—50=ЮЗ—230. Обозначение градусов не ставится, чтобы не спутать градус с нулем.

Однако определение одного только простирания слоя не дает полного представления о его положении в пространстве. Поэтому в качестве второго элемента залегания принимается линия, указывающая направление падения слоя по отношению к странам света, т. е. *линия падения* (см. рис. 21).

Линия падения всегда лежит в той же плоскости (или поверхности), что и линия простирания, и перпендикулярна к ней. Она направлена в сторону падения измеряемой плоскости и указывает направление максимального склона на поверхности (плоскости) слоя. Направление падения слоя также определяется азимутом. Но так как азимут — это горизонтальный угол, а линия падения всегда является наклонной линией, то азимут линии падения практически определяется азимутом проекции линии падения на горизонтальную плоскость (см. рис. 21, а, б, в), т. е. правым векториальным углом, отсчитываемым от северного направления географического меридиана до линии падения. Он может меняться в зависимости от положения слоя в пределах от 0° до 360° и иметь в отличие от простирания только одно значение (см. рис. 21, а).

Азимут падения слоя также записывается буквенным обозначением азимутальной четверти, например, падение ЮВ—140 или СВ—65 и т. п. Зная азимут падения слоя, легко определить азимут его простирания. Разница между азимутами падения и простирания всегда составляет 90°, так как линии простирания и падения взаимно перпендикулярны. Поскольку простирание имеет два азимутальных значения, то прибавляя или вычитая из азимута падения 90°, легко получить величину азимута про-

стирания. Зная один или оба азимута простирания слоя, мы не можем определить направление его падения, так как при одном и том же значении простирания слоя может быть два взаимно противоположных направления падения. Поэтому на практике всегда определяют направление падения слоя, а простирание его при необходимости вычисляется.

На небольших участках изгибающиеся линии простирания принимаются условно за прямые, а искривленные поверхности, ограничивающие слой, — за плоскости. В случаях, когда слой даже в пределах небольших расстояний имеет криволинейную наклонную поверхность, азимутом простирания такой поверхности слоя в каждой отдельной ее точке будет являться угол, образуемый северным направлением меридиана и касательной к линии простирания в данной точке. Соответственно, линия падения такого слоя в этой точке будет нормаль к касательной, направленная в сторону его падения (см. рис. 21, б).

Для полной характеристики залегания слоя необходимо определить угол падения слоя (его ската) по отношению к горизонтальной поверхности. Поэтому третьим элементом залегания слоя является *угол падения*. Углом падения слоя называется двугранный угол, образованный плоскостью слоя и горизонтальной плоскостью. А так как двугранный угол определяется линейным, то угол падения представляет собой вертикальный угол, т. е. наибольший угол, составленный линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость.

Угол падения слоя может изменяться при различных его наклонах в пределах от 0° до 90° . Если слой, меняя свое положение, переходит через вертикальное положение, то их залегание становится перевернутым, или запрокинутым, и в таком случае их падение меняется на противоположное, а угол падения будет изменяться также от 90° до 0° и не может превышать 90° (см. рис. 21, в).

При анализе залегания слоев в некоторых случаях отмечается их восстание. *Линия восстания* направлена вверх против падения плоскости слоя перпендикулярно к линии простирания. В практике горного дела нередко определяют еще один элемент залегания пород, который называется *углом наклона*; он образуется линией восстания наклонной плоскости с ее проекцией на вертикальную плоскость. Угол наклона — это дополнительный к 90° угол к углу падения (или зенитный угол).

§ 2. Горный компас и работа с ним

Определение элементов залегания слоев горных пород и любой наклонной плоскости геологического тела производится в полевых условиях различными способами, но в первую очередь горным компасом, который является неотъемлемой принадлежностью полевого снаряжения геолога. Горным компасом определяются как горизонтальные (азимутальные), так и верти-

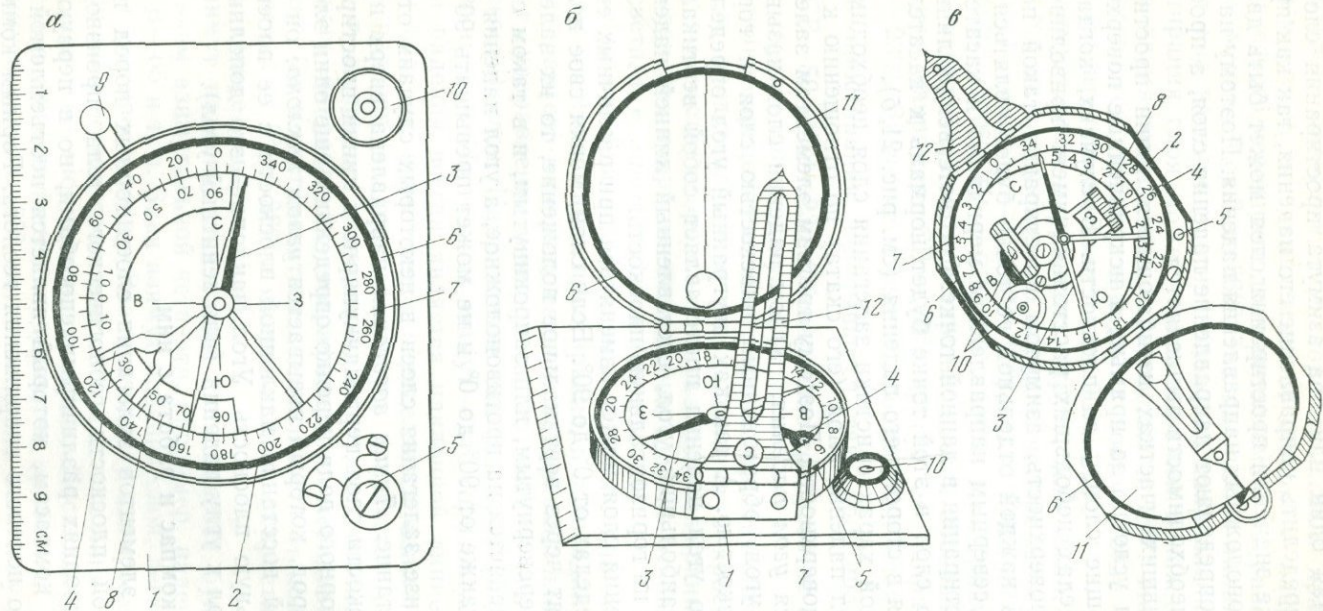


Рис. 22. Типы горных компасов:

а — обычный геологический; *б* — зеркальный; *в* — зеркальный без площадки. Цифры на компасах: 1 — пластинка, 2 — коробка, 3 — стрелка магнитная, 4 — клинометр, 5 — аретир, 6 — пружина (кольцо), 7 — лимб, 8 — полулимб клинометра, 9 — винт, закрепляющий клинометр, 10 — уровень, 11 — зеркало, 12 — диоптр

кальные углы. Этот несложный инструмент состоит из круглой коробки (корпуса), укрепленной на прямоугольной пластинке (рис. 22). Внутри корпуса помещен лимб — круг, разделенный на 360 градусов. Деления от 0° до 360° на лимбе сделаны в порядке, обратном движению часовой стрелки, с целью удобства непосредственного отсчета азимутов. В центре лимба расположено иглообразное острие, на котором размещается обычная магнитная стрелка. Ее северный конец покрыт синей или черной краской, тогда как южный всегда светлый или красный. Магнитная стрелка специальным рычажком и винтом (аретиром) может приподниматься с острия и прижиматься к стеклу корпуса.

Для определения вертикальных углов в горном компасе имеется отвес (клинометр) и шкала для него, которая обычно насаживается непосредственно на пластинке компаса внутри лимба в виде полукруга с делениями от 0° до 90° в противоположные стороны от середины полуокружности. 0° клинометра совпадает с обозначением на лимбе 90° или востоком. Отвес свободно колеблется только при вертикальном положении пластины компаса. При определении вертикальных углов клинометром стрелка компаса должна обязательно закрепляться винтом аретира.

В одних моделях горного компаса имеется дополнительное приспособление для ориентировки площадки компаса в горизонтальном положении — уровень, или ватерпас (рис. 22, а), а в других уровень есть и на отвесе (рис. 22, в). Более совершенным горным компасом является зеркальная модель, крышка которого закреплена на шарнире и на внутренней стороне ее вделано зеркало с круглым сквозным отверстием и ориентирной линией, совпадающей с линией С—Ю компаса. С противоположной стороны корпуса, также на шарнире, прикреплена ориентирная рамка (диоптр) с узкой щелью или со щелью и тонкой нитью (см. рис. 22, б, в).

Существуют и несколько отличные модели компасов, например зеркальная модель без прямоугольной площадки, но с корпусом восьмигранной формы, с крышкой, шарнирно закрепленной на одной стороне края коробки. Отвес в нем не обладает свободным качанием, а передвигается рычажком, выведенным на обратную сторону корпуса. Этим рычажком отвес при измерениях приводится (по ватерпасу) в вертикальное положение (см. рис. 22, в).

§ 3. Определение положения наклонной плоскости в пространстве горным компасом

Определить положение наклонной плоскости в пространстве можно двумя способами.

Первый способ. Для нахождения линии простирания наклонной плоскости ставим компас длинной стороной, на кото-

рой нанесены деления для клинометра, вертикально и, не отнимая от плоскости, меняем его положение, непрерывно глядя на показания клинометра. В том положении, когда клинометр будет показывать 0° , длинная грань компаса будет находиться в горизонтальном положении. Это — линия простирания.

Для определения азимута простирания данной линии необходимо, закрепив отвес, приложить компас одной из длинных его сторон к линии простирания и тогда северный и южный концы стрелки будут показывать азимуты простирания плоскости. Для выяснения азимута падения необходимо компас приложить короткой стороной к линии простирания так, чтобы северная сторона компаса была направлена в сторону склона (падения) определяемой плоскости (рис. 23, а). Северный конец стрелки покажет азимут падения. Угол падения плоскости определяется путем приложения компаса (с закрепленной стрелкой) короткой стороной к линии простирания. Затем, не смещая компас, его ставят вертикально на длинное ребро пластины, так чтобы его длинная сторона с градуировкой для клинометра была прислонена к определяемой плоскости по нормали к линии простирания (см. рис. 23, а). Линия соприкосновения компаса с плоскостью будет являться линией падения. Показания отвеса компаса отвечают углу падения определяемой плоскости.

Второй способ. Для замеров элементов залегания длинной стороной, на которой нанесена градуировка для отвеса, горный компас ставим на ребро вертикально, примерно по линии падения. Двигая компас по определяемой плоскости, берем наибольшее показание отвеса, которое и будет соответствовать углу падения. Линия соприкосновения длинной стороны компаса с плоскостью является линией падения. Затем компас из вертикального положения постепенного наклоняем и кладем основанием на определяемую плоскость так, чтобы его длинная сторона не смещалась с линии падения. В таком положении верхняя короткая (южная) сторона компаса отмечает линию простирания. Если привести компас в горизонтальное положение, чтобы северная сторона его была направлена в сторону падения (ската), то по северному концу магнитной стрелки мы отмечаем азимут падения плоскости (см. рис. 23, а).

При достаточном навыке работы с горным компасом для определения элементов залегания геолог обычно не применяет ни первый, ни второй способы последовательного определения элементов залегания, а поступает следующим образом: прикладывает горный компас горизонтально к определяемой плоскости так, чтобы северная сторона его была направлена в сторону падения плоскости, и отмечает показания азимута падения по северному концу магнитной стрелки. Затем замеряет угол падения путем вертикального приложения компаса длинной его стороной с градуировкой для отвеса примерно к линии наи-

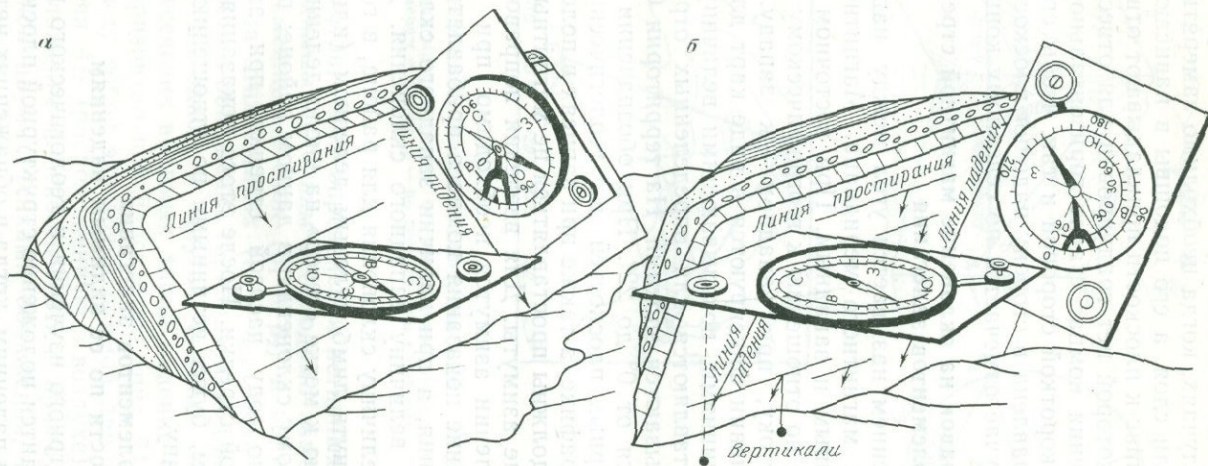


Рис. 23 — Определение элементов залегания:

а — при нормальном наклонном положении слоев; б — при запрокинутом положении слоев

большого ската, меняя его положение и отмечая наибольшее показание отвеса, что соответствует значению угла падения плоскости. В тех случаях, когда необходимо измерять элементы залегания не кровли слоя, а его подошвы в нависающей части (рис. 23, б), то компас к плоскости прикладывают отвесно длинной стороной, на которой нет градуировки для отвеса. Для замера азимута падения компас ставят горизонтально к определяемой плоскости короткой стороной и так, чтобы его северная сторона была направлена в сторону падения плоскости. Азимут падения в этом случае отмечается по северному концу стрелки.

§ 4. Внесение поправок на склонение магнитной стрелки при определении элементов залегания

Магнитным склонением называется угол между направлением географического и магнитного меридиана. Магнитное склонение бывает восточным и западным. При восточном склонении магнитная стрелка по отношению к географическому меридиану отклоняется к востоку, при западном — к западу. Данные о магнитном склонении фиксируются в виде карт для крупных территорий с изолиниями, показывающими величину их склонения. Карты составляются для определенных отрезков времени, которые называются эпохами. На территории СССР угол склонения меняется от 0° до 22° . При обозначении элементов залегания структурных плоскостей на геологических картах, планах и другой графике, а также при записях в полевых книжках и дневниках должны проставляться не магнитные, а истинные географические азимуты. Для введения поправок на склонение при определении азимутов необходимо при восточном склонении к величине показания компаса прибавлять величину восточного склонения, а при наличии западного склонения необходимо вычесть величину западного склонения. Для этого, зная характер и величину склонения для района, в горном компасе можно повернуть лимб нулевым делением (или делением 360°) по отношению к метке «север» на число делений, соответствующих магнитному склонению в данном районе: при восточном склонении — по ходу часовой стрелки, при западном — против хода часовой стрелки. После этого показания азимутов, даваемые компасом, будут истинными по отношению к географическому меридиану.

§ 5. Определение элементов залегания структурной плоскости по ее видимым падениям

В практике структурного изучения и геологического картирования нередко приходится положение структурной плоскости определять по видимым падениям, когда в обнажениях нет для этого естественных площадок. Видимый угол падения плоскости не может быть больше ее истинного угла падения. В каждой из стенок обнажения наблюдается видимое падение плоскости

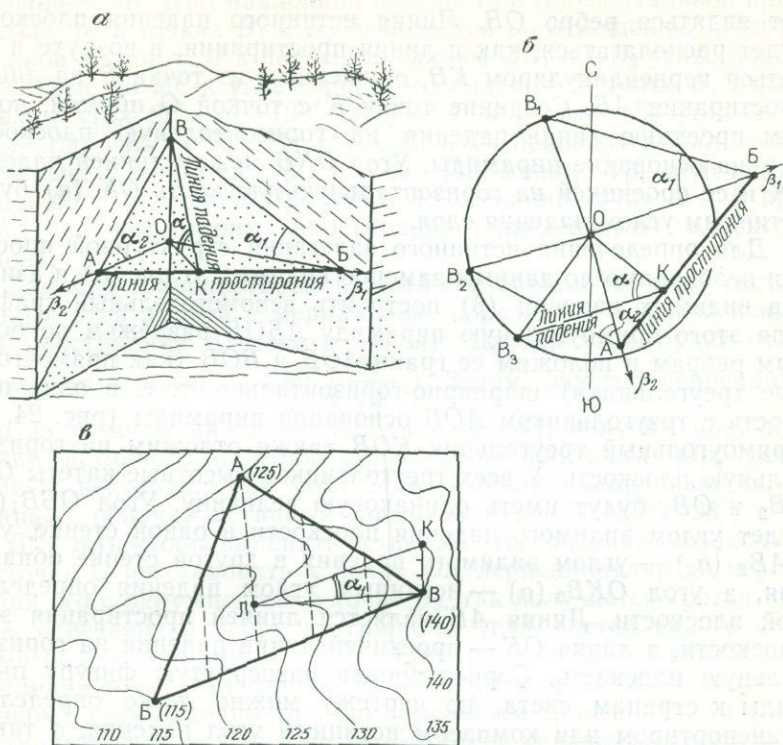


Рис. 24. Определение элементов залегания слоя (плоскости):

a — по двум видимым падениям; *б* — графическое определение истинных элементов залегания по замерам в шурфе; *в* — по трем точкам в рельефе

слоев (пластов). Для определения истинных элементов залегания по видимым падениям необходимо измерить азимуты простирания смежных стенок (β_1 и β_2) и видимые углы падения плоскости на этих стенках (α_1 и α_2). Если мысленно пересечь эту плоскость в обнажении горизонтальной плоскостью на любой высоте, то на одной и другой стенках обнажения получим точки пересечения видимых линий падения определяемой плоскости с горизонтальной плоскостью (рис. 24, *a*). Мысленно соединив между собой эти точки прямой линией, получим линию простирания AB (расположенную в воздухе); необходимо определить положение плоскости ABV в прямоугольной пирамиде, образованной двумя стенками обнажения, плоскостью ABV и горизонтальной плоскостью. Основанием фигуры будет служить треугольник со сторонами: AB — линия простирания, OB — линия простирания одной стенки обнажения (β_1) и OA — линия простирания другой стенки (β_2). Высотой пирамиды бу-

дет являться ребро OB . Линия истинного падения плоскости будет располагаться, как и линия простираания, в воздухе и являться перпендикуляром KB , опущенным из точки B на линию простираания AB . Соединив точку K с точкой O прямой, получим проекцию линии падения на горизонтальную плоскость, т. е. на основание пирамиды. Угол OKB между линией падения BK и ее проекцией на горизонтальную плоскость OK (α) будет истинным углом падения слоя.

Для определения истинного залегания структурной плоскости необходимо по данным замеров видимых углов (α) и азимутов видимых падений (β) построить вспомогательный график. Для этого прямоугольную пирамиду $ABOV$ разрежем по боковым ребрам и положим ее грани AOB и BOB (как прямоугольные треугольники) шарнирно-горизонтально, т. е. в одну плоскость с треугольником AOB основания пирамиды (рис. 24, б). Прямоугольный треугольник KOB также отложим на горизонтальную плоскость. У всех треугольников высотные катеты OB_1 , OB_2 и OB_3 будут иметь одинаковую величину. Угол OBV_1 (α_1) будет углом видимого падения плоскости в одной стенке, угол OAB_2 (α_2) — углом видимого падения в другой стенке обнажения, а угол OKB_3 (α) — истинным углом падения определяемой плоскости. Линия AB является линией простираания этой плоскости, а линия OK — проекцией линии падения на горизонтальную плоскость. Ориентировав развернутую фигуру пирамиды к странам света, по чертежу можно легко определить транспортиром или компасом истинный угол падения, а также азимуты падения и простираания плоскости (слоя).

На местности это делается следующим образом: непосредственно компасом замеряется азимут простираания одной стенки выработки (обнажения) β_1 и видимый угол ее падения α_1 , затем азимут направления другой стенки β_2 и видимый угол падения на ней α_2 . Получились, например, такие результаты: $\beta_1 = \text{СВ } 70^\circ$, $\alpha_1 = 35^\circ$, $\beta_2 = \text{ЮВ } 165^\circ$, $\alpha_2 = 65^\circ$. Далее истинное падение плоскости определяется графическим способом (см. рис. 24, б). Для этого на листе бумаги проводят вертикальную линию, соответствующую географическому меридиану. Из произвольной точки O (в средней части листа) при помощи транспортира по азимуту β_1 (СВ 70°) проводят линию, затем из точки O наносят другую линию по азимуту β_2 (ЮВ 165°). Эти два направления соответствуют простираанию стенок обнажения или горных выработок. Произвольным радиусом из точки O описывают дугу или окружность и восстанавливают из этой же точки к линии β_1 перпендикуляр OB_1 до пересечения его с окружностью и равный ему по длине перпендикуляр из точки O к линии β_2 — OB_2 (ребро между стенками); линии $O\beta_1$ и $O\beta_2$ — линии простираания стенок. Затем в точке B_1 откладывают транспортиром угол видимого падения плоскости на стенке β_1 , а в точке B_2 угол видимого падения на стенке β_2 . Но так как истинный угол

падения — это угол наклонной плоскости с горизонтальной плоскостью, то в точках B_1 и B_2 отлагаются по отношению к вертикальной линии, т. е. к перпендикулярам OB_1 и OB_2 углы, дополнительные до 90° к углам видимого падения. В точке B_1 откладывают угол $90^\circ - \alpha_1 = (90^\circ - 35^\circ) = 55^\circ$ и в точке B_2 угол $90^\circ - \alpha_2 = (90^\circ - 65^\circ) = 25^\circ$. Из точек B_1 и B_2 проводят линии до пересечения с линиями $O\beta_1$ и $O\beta_2$. На линии $O\beta_1$ отмечают точку B , а на линии $O\beta_2$ точка A . Соединив точку A и B прямой, получим линию простирания определяемой плоскости (слоя).

Замерив транспортиром правый векториальный угол, составленный этой линией с меридианом, определяем один из азимутов простирания плоскости (слоя). Другой угол будет отличаться от первого на $180^\circ \left(\frac{38^\circ}{218^\circ} \right)$. Затем, опустив перпендикуляр из точки O на линию AB (в точку K), получим проекцию линии истинного падения структурной плоскости. Определив правый векториальный угол ее с северным направлением меридиана, получим истинный азимут ее падения (ЮВ 128°).

Для того чтобы выяснить истинный угол падения, необходимо из точки O восстановить к линии OK перпендикуляр до пересечения его с окружностью в точке B_3 , так получается третья прямая, отвечающая ребру двугранного угла, составленного стенками обнажения. Линия OB_3 будет параллельна прямой AB . Соединив точку B_3 с точкой K , получим угол OKB_3 , равный истинному углу падения (α). Он замеряется транспортиром (57°). Истинный угол падения не может быть меньше каждого в отдельности угла видимого падения.

Таким же вспомогательным построением можно решать и обратную задачу определения видимых углов падения по известному истинному азимуту падения и углу падения, а также по данным истинного падения направление (азимут), в котором структурная плоскость (слой) будет иметь тот или иной заданный видимый угол падения.

§ 6. Определение элементов залегания структурной плоскости (слоя)

по трем ее точкам, выходящим на поверхность

Если на поверхность выходят три точки структурной плоскости, то приходится замерять два азимута видимых направлений. Берутся они обычно от наиболее высокой точки выхода структурной плоскости по направлению к двум другим выходам. Полученные два азимута (то же, что на рис. 24, а, BA и BB) будут направлениями видимого падения (или на рис. 24, в, BA и BB). Затем визированием при помощи клинометра определяют углы видимых падений плоскости из точки B в точки A и B . Определять азимуты двух направлений и углы видимого

падения можно и из нижних по склону рельефа точек выхода структурной плоскости. Графическое определение истинного залегания плоскости производится так же, как при определении по данным в двух стенках выработки или обнажения.

Элементы залегания плоскости по трем ее точкам, выходящим на дневную поверхность, можно определять и по топографической основе, когда три точки выхода строго привязаны к рельефу (см. рис. 24, в). Например, абсолютные отметки точек 125, 115 и 140 м (на карте масштаба 1 : 5 000). Соединив точки прямыми, получим треугольник *АВВ*. Для выяснения положения линий простираения и падения на данной плоскости по сторонам треугольника необходимо наметить высотные точки с интервалом, равным сечению горизонталей. Сторону *АВ* следует разбить на три равных отрезка, сторону *ВВ* на пять, а сторону *АВ* на два отрезка. Соединив попарно точки с одинаковыми высотными отметками, расположенными на сторонах треугольника прямыми линиями, получим линии простираения плоскости (см. на рис. 24, в — пунктир), или изолинии высот структурной плоскости. Если изолинии располагаются на плоскости наслоения, например на кровле или подошве слоя, то они называются *стратозогипсами*. Измерив транспортиром азимут параллельных линий, мы узнаем азимут простираения плоскости. Перпендикуляр, опущенный из точки *В* на любую линию простираения, например *ВЛ*, будет проекцией линии падения (*КЛ*) на горизонтальную плоскость. Определив правый векториальный угол, составленный линией меридиана и этой линией, узнаем азимут падения плоскости.

Угол падения определяется путем построения на карте треугольника *ВЛК*. Для нанесения линии падения необходимо в масштабе топографической основы определить превышение точки *В* на линии падения над точкой *Л*. Например, превышение точки *В* с отметкой 140 м над точкой *Л* с отметкой 125 м будет равно 15 м, а в масштабе карты (1 : 5000) оно будет составлять величину, равную 3 мм. Отложив отрезок такой величины из точки *В* на линии простираения 140 м и соединив конец этого отрезка (точка *К*) с точкой *Л*, получим угол падения *КЛВ*. Замерив его транспортиром, определим угол падения плоскости.

Обычно при определении элементов залегания плоскости по трем точкам не требуется наносить все линии простираения, достаточно определить только одну из них и, построив линию падения, как и в предыдущем случае, определить угол падения.

Определение элементов залегания плоскости по двум видимым падениям или по трем точкам ее выхода можно произвести с помощью сетки Баумана (рис. 25, а). Круговая сетка Баумана состоит из концентрических окружностей, нанесенных от центра пропорционально котангенсам вертикальных углов и радиусов, проведенных через 1°. Азимуты элементов залегания

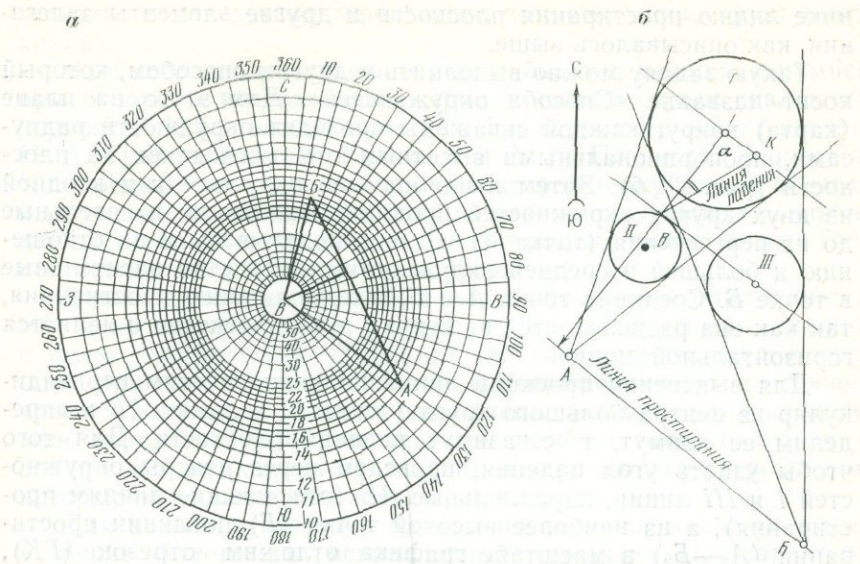


Рис. 25. Определение элементов залегания слоя:
 а — по сетке Баумана; б — с помощью окружностей абсолютных отметок (или по скважинам)

ния плоскостей показывают на сетке точками. Периферическая (наружная) окружность в сетке соответствует 0° падения, а центр круга — углу, равному 90° . Азимут падения отсчитывается по окружности, а угол падения по соответствующему радиусу от наружной окружности.

Истинное падение по двум видимым определяют следующим способом: данные о видимых падениях наносят на сетку, получают две точки (А, В). Соединив их между собой прямой и опустив на нее из центра круга перпендикуляр, получаем проекцию линии падения на горизонтальную плоскость, а затем по диаграмме определим азимут и угол падения. На примере рис. 25 можно убедиться, что видимое падение будет равно СВ $15^\circ \angle 20^\circ$, ЮВ $125^\circ \angle 15^\circ$, истинное падение — СВ $66^\circ \angle 28^\circ$.

§ 7. Определение элементов залегания структурной плоскости по данным бурения

Истинные элементы залегания структурной плоскости по данным трех буровых скважин, расположенных не на одной прямой, определяются уже знакомым способом, т. е. по абсолютным высотным отметкам точек подсечения определяемой плоскости буровыми скважинами. Соединив на топографической карте или плане точки прямыми линиями, находим в треуголь-

нике линию простирания плоскости и другие элементы залегания, как описывалось выше.

Такую задачу можно выполнить и другим способом, который носит название «Способа окружностей». Для этого на плане (карте) вокруг каждой скважины проводят окружности радиусами, пропорциональными высотным отметкам точек на плоскости (рис. 25, б). Затем к наибольшей окружности и к одной из двух других окружностей проводят две общие касательные до их пересечения (точка A), то же проделываем и по отношению к большей и средней окружностям, пересекая касательные в точке B . Соединив точки A и B , получим линию простирания, так как она располагается на структурной плоскости и является горизонтальной линией.

Для выяснения проекции линии падения опустим перпендикуляр из центра большого круга (точка Γ) к линии AB и определим ее азимут, т. е. азимут падения плоскости. Для того чтобы узнать угол падения, проведем через центры окружностей I и III линии, параллельные AB (отвечающие линиям простирания), а из наиболее высокой точки (Γ) по линии простирания (A_2-B_2) в масштабе графика отложим отрезок (ΓK), равный превышению одной линии над другой, например 100 м (в масштабе 1 : 5000 это будет 2 мм). Проведя линию падения (KB), получим угол между ΓB и KB (α), т. е. истинный угол падения. Все построения делаются на накладываемых на карту или план листах кальки.

Для определения элементов залегания структурных плоскостей, залегающих на глубине, приходится использовать *кернометрию и искривление скважин*. Колонковое бурение скважин позволяет на глубине выяснять элементы залегания слоев или различных структурных плоскостей. При всех видах направленного бурения, кроме эксплуатационного, можно получить ориентированный керн и по нему установить элементы залегания слоев и структурных плоскостей.

Структурное колонково-разведочное бурение скважин с отбором ориентированного керна применяется для выяснения расположения на глубине поверхностей маркирующих горизонтов и массивов, контактовых зон, зон тектонических нарушений, поверхностей древнего рельефа и других стратиграфических, петрографических и структурно-тектонических элементов.

Получаемый в результате бурения керн (оторванный столбик породы) входит втуль колонкового снаряда и извлекается на поверхность. Горные породы по трудности взятия керна относятся к различным группам. Не всегда можно получить представительный керн с максимальным его выходом. Главная задача кернометрии состоит в том, чтобы взять ориентированные пробы пород с глубины, которые позволят установить пространственную ориентировку структурно-тектонических и стратиграфических элементов и изготовить из пород ориентированные

шлифы, впоследствии производя по ним микроструктурный анализ.

Наиболее распространенными приборами, применяющимися при отборе и исследовании керна в нашей стране, являются керноскоп К-5 с особой приставкой и кернометр КР-2 (авторы Н. А. Грибский, М. И. Казанцев и А. С. Пеньков). Керноскоп К-5 предназначен для отбора ориентированного керна в плотных, сцементированных породах из наклонных буровых скважин любой глубины и наклона, но диаметром не менее 89 мм. Точность измерения угломерного прибора $\pm 3^\circ$.

В последние годы в СССР и за рубежом широко применяется методика исследования стенок и забоя буровых скважин с целью определения элементов залегания слоев, жил и трещин, при этом стенки скважин фотографируют. В настоящее время электронная техника позволяет с любых глубин из скважин передавать изображение при помощи особого бурового зонда с телевизионным объективом и передающим устройством, которые опускают в скважины.

Для познания структур на глубине большое значение имеет изучение естественно искривленных скважин. По характеру искривления скважин можно определить залегание структурных плоскостей. Известно, что зенитное искривление скважин происходит при всех видах колонкового бурения и зависит в первую очередь от геологических условий. Оно происходит с выполаживанием или с выкручиванием (увеличивание угла наклона) в сторону увеличения зенитного угла. Значительно реже имеет место уменьшение угла или сохранение его без изменений. Угол искривления скважин в основном зависит от величины угла встречи скважины со структурными поверхностями. Определение элементов залегания структурной плоскости по керну может быть неправильным, если мы не знаем углов искривления скважины.

С. С. Сулакшин указывает следующие случаи искривления скважин: 1) скважины, имеющие направление против падения слоев и по падению слоев, но заданные со стороны лежащего бока, а также вертикальные скважины, пересекающие наклонные слои, искривляются обычно в сторону выполаживания слоев; 2) скважины, имеющие направление по падению структурных поверхностей со стороны всякого бока, стремятся к увеличению угла наклона (выкручивание) и нередко переходят через зенит, меняя азимут на 180° ; после этого они начинают выполаживаться, приобретая направление против падения структурной поверхности; 3) скважины, имеющие угол встречи со структурной поверхностью меньше критического значения (т. е. меньше $3-5^\circ$), могут пройти параллельно с этой поверхностью или совпасть с ней. Азимутальное искривление происходит в основном в сторону вращения снаряда, скважина стремится занять положение вкрест простирания структурной

поверхности. Установлено, что наибольшим искривление бывает при углах встречи со структурной плоскостью, равных 45° или близких к этому значению. Минимальное отклонение происходит при углах встречи 0° — 20° и 70° — 90° .

Для преднамеренного отклонения ствола скважины (выполживание, выкручивание, изменение азимута), позволяющего вести искривленное бурение, существуют специальные снаряды отклонители. При бурении без применения кернометрии, т. е. без взятия ориентированного керна, естественное искривление скважин может явиться указателем на положение структурных поверхностей, пересекаемых скважиной.

§ 8. Определение элементов залегания структурной плоскости в стенках разведочных выработок

Элементы залегания структурной плоскости в разведочных выработках определяют по зарисовкам или фотоснимкам, сделанным в шурфе, канаве, штольне, карьере или в шахтных выработках. Определение производится по развернутому чертежу выработки методом, предложенным А. В. Меркурьевым. Для этого необходимо сделать точную зарисовку или фотоснимок стенок выработки с измерением видимых углов падения плоскости на стенках или на дне (полу), определить ориентировку стенок выработки (рис. 26, а). По двум смежным вертикальным стенкам выработки, в углу которых след пересечения плоскостью занимает наиболее высокое положение (I, II), проводится горизонтальная линия, пересекающая след плоскости на обеих стенках в точках A и B (рис. 26, б, в). Из точки O (на ребре шурфа) радиусом OB описываем дугу до пересечения ее со следом плоскости в точке B и D . Точку D соединяем с точкой A и получаем линию простирания структурной плоскости— AD (см. рис. 26, в). Азимут линии простирания определяется путем прибавления величины угла DAB к азимуту стенки I выработки (OA). Опустив из точки O перпендикуляр на прямую AD в точку E , получим проекцию линии падения EO плоскости. Определить азимут падения можно путем прибавления к азимуту простирания (линия AD) 90° . Истинный угол падения определяется по углу OEB_1 , построенному путем восстановления перпендикуляра из точки O к линии EO величиной OB и соединения точки B_1 с точкой E . Истинный угол падения можно определить и иначе. Если радиусом OE провести дугу до пересечения с AO и соединить точки $Ж$ и B , то получится угол $BЖO$ — истинный угол падения плоскости.

Определить элементы залегания по видимым падениям можно и тригонометрическим способом. Приведем пример. Структурная поверхность в виде плоскости $АЛМВ$ (рис. 26, г), падающей в направлении $КГ$, имеет линию простирания $ЛМ$ или $АВ$, угол истинного падения $ГКВ$ и угол видимого падения $Г_1КВ_1$. Угол отклонения видимого падения от истинного падения

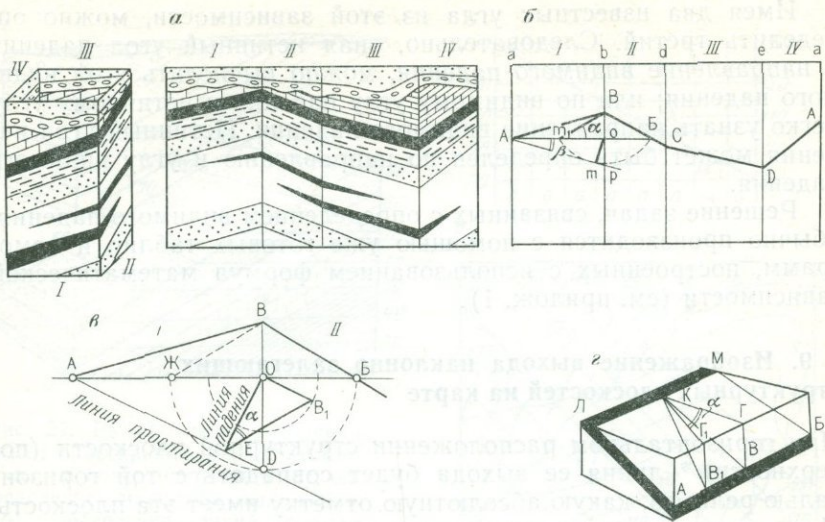


Рис. 26. Определение элементов залегания плоскости (слоя):
 а — в — по зарисовкам в стенках разведочных выработок; г — тригонометрическим способом по формуле. I — IV — стенки выработки; а — е — ребра выработки

$\Gamma K \Gamma_1 (\alpha)$. Математическая зависимость этих величин выводится следующим образом. Из треугольника $K \Gamma \Gamma_1$ имеем:

$$\cos \angle \Gamma K \Gamma_1 = \frac{K \Gamma}{\Gamma_1 K}, \quad (1)$$

$$\text{отсюда } \Gamma_1 K = \frac{K \Gamma}{\cos \angle \Gamma K \Gamma_1}; \quad (2)$$

$$\text{из } \triangle K \Gamma B \text{ имеем } \operatorname{tg} \angle \Gamma K B = \frac{\Gamma B}{K \Gamma}; \quad (3)$$

$$\text{из } \triangle K \Gamma_1 B_1 \operatorname{tg} \angle \Gamma_1 K B_1 = \frac{\Gamma_1 B_1}{\Gamma_1 K}, \quad (4)$$

отсюда $\Gamma B = \Gamma_1 B_1$,

$$\operatorname{tg} \angle \Gamma_1 K B_1 = \frac{\Gamma B}{\Gamma_1 K}. \quad (5)$$

Подставляя вместо $\Gamma_1 K$ из (2), получаем

$$\operatorname{tg} \angle \Gamma_1 K B_1 = \frac{\Gamma B}{K \Gamma} \cdot \cos \angle \Gamma K \Gamma_1; \quad (6)$$

подставляя вместо $\frac{\Gamma B}{K \Gamma}$ из (3), получаем

$$\operatorname{tg} \angle \Gamma_1 K B_1 = \operatorname{tg} \angle \Gamma K B \cdot \cos \angle \Gamma K \Gamma_1.$$

видимый
угол

истинный
угол

отклонение

Имея два известных угла из этой зависимости, можно определить третий. Следовательно, зная истинный угол падения и направление видимого падения, можно вычислить угол видимого падения; или по видимому углу падения и истинному углу легко узнать направление видимого падения. Истинный угол падения может быть определен по направлению и углу видимого падения.

Решение задач, связанных с определением видимого падения, обычно производится с помощью уже готовых таблиц и номограмм, построенных с использованием формул математической зависимости (см. прилож. 1).

§ 9. Изображение выхода наклонно залегающих структурных плоскостей на карте

При горизонтальном расположении структурной плоскости (поверхности) * линия ее выхода будет совпадать с той горизонталью рельефа, какую абсолютную отметку имеет эта плоскость. При вертикальном ее нахождении проекция на горизонтальную плоскость всегда является прямой линией (линия простирания). Наклонная структурная плоскость, пересекающая местность с ровным горизонтальным рельефом, имеет выход также в виде прямой линии (линии простирания). Линия выхода наклонной плоскости при сложно расчлененном рельефе будет иметь конфигурацию, зависящую от форм рельефа и элементов залегания плоскости.

Для того чтобы построить на карте выход наклонной структурной плоскости, необходимо иметь топографическую основу в горизонталях и данные о залегании структурной плоскости, замеренные хотя бы в одной, привязанной к рельефу, точке. Если однообразно наклоненную структурную плоскость пересечь рядом горизонтальных плоскостей, расположенных с равным высотными интервалами, то на наклонной плоскости получим серию горизонтальных параллельных линий, линий простирания, отстоящих одна от другой на равном расстоянии (рис. 27, а). Проекции этих линий на горизонтальную плоскость (план, карта) выглядят в виде параллельных, также отстоящих на одинаковом расстоянии друг от друга, линий. Эти линии являются изолиниями высотных отметок — изогипсами. На поверхности наклонного слоя (в кровле или подошве) эти изолинии, как уже указывалось, называются стратоизогипсами. Чем меньше угол падения структурной плоскости, тем больше будет расстояние между изогипсами на горизонтальной плоскости, и чем больше угол падения, тем чаще будут изогипсы, проведен-

* Структурные поверхности слоев горных пород кровли и подошвы, поверхностей смесителей интрузивных тек на небольшой площади всегда можно принять за плоскость.

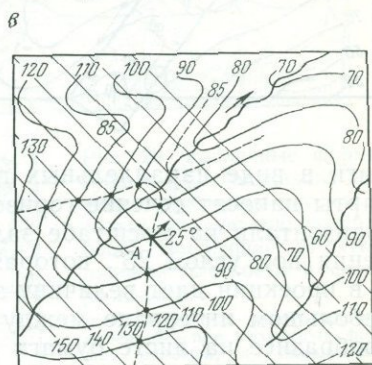
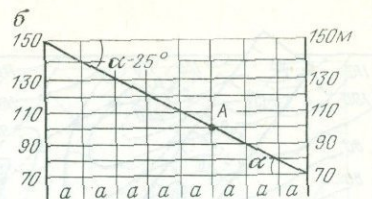
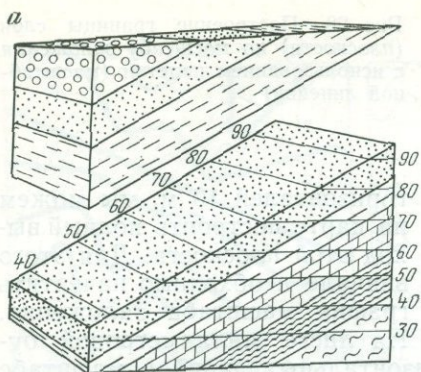


Рис. 27. Расположение изолиний высот простираций, или стратоизогипс, на поверхности слоя (а), определение масштаба заложения (б), построение линий выхода плоскости (слоя) на дневную поверхность (в)

ные с тем же вертикальным интервалом. Расстояния между проекциями изогипс или линий простираения, проведенных с одинаковым вертикальным интервалом, называются заложением. Величина заложения пропорциональна косинусу угла падения плоскости.

График заложения носит наименование *масштаба заложения* и представляет собой отображение расстояний между проекциями изогипс (линий простираения), проведенных на структурной плоскости с одинаковым высотным интервалом (рис. 27, б). Характерным свойством всех линий простираения (изогипс) наклонных структурных плоскостей при выходе на дневную поверхность является пересечение их с одновысотными горизонталями рельефа (рис. 27, в). Следовательно, если найти на топографической основе точки пересечения всех одноименных линий простираения плоскости и горизонталей местности и последовательно соединить их, то получим *линию выхода структурной плоскости на дневную поверхность*. Форма линии выхода структурной плоскости на дневную поверхность (ее изгибы) зависит от элементов залегания плоскости и рельефа местности, т. е. от частоты расположения линий простираения плоскости и от конфигурации горизонталей.

Поэтому для построения карты выхода наклонной структурной плоскости необходимо иметь топографическую основу в горизонталях и данные о залегании плоскости хотя бы в одной точке ее выхода, привязанной к рельефу. Например, зная падение структурной плоскости в точке А (аз. пад. СВ $50^\circ \searrow 25^\circ$), отмеченной на карте масштаба 1 : 5000 (рис. 28), с сечением

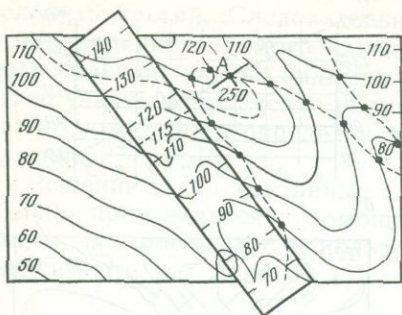


Рис. 28. Построение границы слоя (плоскости) по масштабу заложения с использованием палетки (масштабной линейки)

горизонталей 10 м, мы можем на карте построить полный выход этой плоскости. Для этого вначале необходимо начертить график масштаба заложения. На листе миллиметровой бу-

маги в виде параллельных горизонтальных линий в масштабе карты наносят сечение горизонталей (через 2 мм). От верхней горизонтали на масштабе заложения вниз проводят линию падения под углом 25° , которая пересечет горизонтальные линии и в проекции даст величину заложения, равную отрезку a . При небольшом интервале между горизонталями на чертеже целесообразнее на листе бумаги нанести линии через 5 или 10 горизонталей и полученные отрезки, равные $5a$ или $10a$, разделить соответственно на 5 или 10 частей.

Величину заложения можно определить и математически. Из прямоугольного треугольника с углом α катет будет равен

$$a = \frac{\delta}{\operatorname{tg} \alpha}, \text{ или } a = \delta \operatorname{ctg} \alpha.$$

Подставляя угол падения и величину сечения горизонталей в масштабе карты, получим величину заложения, равную $\frac{2}{0,364} = 5,5$ мм, или $2 \cdot 2,75 = 5,5$ мм.

После того как определена величина заложения, необходимо на карту в горизонталях нанести линии простираения (стратозоигипсы) с отметками, кратными 10 (сечение горизонталей), отметить точки пересечения одноименных линий простираения (зоигипс) и горизонталей, соединить последовательно все эти точки плавной линией. Эта линия и будет линией выхода плоскости на земную поверхность (см. рис. 27, штриховая линия). Наносить линии простираения (зоигипсы) структурной плоскости из точки A на карте следует по линии падения как в сторону падения, так и в сторону восстания. Каждая линия простираения имеет свою высотную отметку: расположенная в сторону падения плоскости от точки A (100 м) будет иметь отметки, снижающиеся на 10 м, а в сторону восстания — повышающиеся. Все вспомогательные линии при построении полного выхода плоскости на поверхность, на карте или плане проводятся простым карандашом тонкими линиями и после построения линии выхода плоскости стираются.

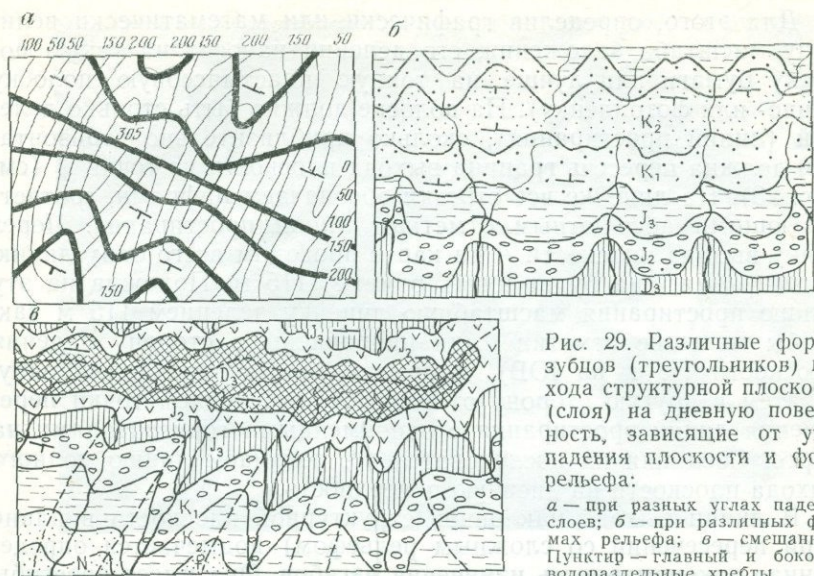


Рис. 29. Различные формы зубцов (треугольников) выхода структурной плоскости (слоя) на дневную поверхность, зависящие от угла падения плоскости и форм рельефа:

а — при разных углах падения слоев; б — при различных формах рельефа; в — смешанные. Пунктир — главный и боковые водораздельные хребты

При последовательном соединении точек на карте плавная линия выхода плоскости должна проводиться только через точки пересечения равных по высоте линий простираения (изогипс) и горизонталей. Если расстояние от одной точки выхода до другой значительное и не ясен изгиб линии выхода в промежутке между двумя горизонталями, то следует наметить расположение промежуточных точек выхода. Для этого между известными точками выхода путем простой интерполяции проводим промежуточную горизонталь (см. рис. 28) с отметкой, например, 115 м и промежуточную линию простираения (с отметкой 115 м), точка их пересечения и будет точкой выхода плоскости. Можно провести еще по две промежуточные горизонтали и линии простираения для нахождения еще двух дополнительных точек. Промежуточные горизонтали определяются также путем смыкания линий выхода структурной плоскости на гребнях возвышенностей или на дне долин.

Нередко точка выхода структурной плоскости на поверхности располагается не на горизонтали, а имеет промежуточную высотную отметку. В таком случае необходимо перед тем, как начать строить полный выход плоскости, определить величину масштаба заложения и с его помощью найти точку выхода плоскости на ближайшей (более высокой или низкой) горизонтали. И затем уже, имея точку выхода плоскости на горизонтали, строить карту обычным способом. Однако чаще всего вспомогательные линии и точки на карту не наносятся, а при построении применяются палетки, или линейки масштаба заложения.

Для этого, определив графически или математически величину масштаба заложения, его деления наносят на узкую полосу бумаги или лучше на тонкую пластмассовую полосу (кино- или фотопленку). На полоске должно быть столько делений (линий простирания), сколько приблизительно горизонталей должна пересечь граница выхода плоскости из точки *A* (см. рис. 28). На линейке все отрезки обозначаем цифрами, соответствующими абсолютным отметкам линий простирания. Через точку выхода плоскости *A* на карте проводим всего одну линию простирания, она будет иметь отметку 115 м. Положив на эту линию простирания масштабную линейку делением 115 м так, чтобы меньшие отметки были направлены в сторону падения плоскости (т. е. на ЮВ), и двигая линейку сначала в одну, а затем в другую сторону от точки *A*, определяем точки пересечения линий простирания с одноименными горизонталями на карте. Соединяя их последовательно, получаем линию полного выхода плоскости на дневную поверхность.

В линии выхода наклонной структурной плоскости в плане (при пересечении со сложным рельефом) подмечается определенная закономерность изменения изгибов. Она имеет перегибы в виде зубцов в местах перехода одного склона рельефа в противоположный, т. е. в долинах, оврагах, балках, депрессиях на гребнях, отрогах гор, возвышенностях и на других формах рельефа.

Изгибы линии выхода плоскости на поверхность (зубцы) в плане в зависимости от рельефа могут быть острыми, узкими, длинными, зубцеобразными, короткими, широкими, трапецевидными и другими, нередко очень сложной формы (рис. 29, а, б, в). Зубцы линий выхода значительно изменяются по форме в зависимости от угла падения плоскости. Если структурная плоскость имеет крутое падение, то зубцы будут плоскими, низкими, широкими и направлены в долинах в сторону падения структурной плоскости, а на водоразделах — в сторону ее восстания. При относительно более пологом падении плоскости линия выхода на поверхность будет иметь в плане более длинные, узкие зубцы, направленные также в долинах в сторону падения и на водоразделах в сторону восстания.

Эти закономерности справедливы, за исключением лишь случая, когда линия водоразделов и тальвеги разделяющих их долин имеют более крутой наклон в ту же сторону, куда падает и структурная плоскость. Тогда зубцеобразные изгибы линий выхода плоскости будут обращены в сторону падения на водоразделах и в сторону восстания в разделяющих их понижениях. В районах иных форм рельефа крупные овальные или трапецевидные зубцы могут осложняться более мелкими изгибами, обусловленными наличием на водоразделе мелких форм рельефа. На аэрофотоснимках соотношения наклона структурных



Рис. 30. Различные формы пластовых треугольников — зубцов на аэрофотоснимках (а, б)

плоскостей с разными формами рельефа и типами зубцов очень хорошо видны (рис. 30, *а б*); они обычно называются структурными треугольниками.

§ 10. Определение элементов залегания структурной плоскости на карте с горизонталями

Для определения залегания структурной плоскости по геологической карте в горизонталях необходимо вначале на карте найти линию простираения плоскости обычным путем, т. е. путем нахождения на линии выхода плоскости двух точек с одинаковыми высотными отметками, точек пересечения линии выхода с одной и той же горизонталью (рис. 31). Соединив эти точки (*А* и *Б* с отметками, например, 130 м) прямой линией, затем точки *В* и *Г* (с отметками, 120 м) и точки *Д* и *Е* (с отметками 140 м), получим три линии простираения. Они параллельны и располагаются на одинаковом расстоянии друг от друга, значит падение поверхности (плоскости) выдержанное, не изменяется.

Для определения угла падения на одну из линий простираения, например на *ВГ*, опустим перпендикуляр из точки *Д*, получим проекцию линии падения. В масштабе карты, например, 1 : 5000 отложим из точки *Д* по линии простираения *DE* или по перпендикуляру к проекции линии падения превышение ее над линией простираения *ВГ*. В масштабе карты это превышение будет равно 4 мм. Точку *Ж* соединим с точкой *З*, получим линию падения плоскости *ЖЗ*. Угол *ДЗЖ* между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость будет являться углом падения. Определив направление линии *ДЗ* по отношению к меридиану, узнаем азимут падения, а замерив угол *ДЗЖ* транспортиром, определим угол падения.

До сих пор мы разбирали способы определения элементов залегания структурных плоскостей и построение на карте линии выхода плоскости, не указывая, частью какой структурной поверхности и формы являлись эти плоскости. Слой как элементарное тело, сложенное главным образом осадочной или вулканогенной горной породой, представляет собой такую форму, которая в идеальном случае условно принимается ограниченной двумя параллельными поверхностями: подошвой и кровлей. В природных условиях слой очень часто ограничен не плоскостями, а неровными поверхностями, то сходящимися, то расходящимися между собой. Нередко слой оса-

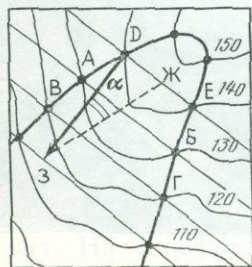


Рис. 31. Определение элементов залегания слоя по карте в горизонталях

дочных пород обладают выдержанной на значительном расстоянии параллельностью ограничивающих их поверхностей. Такое идеальное тело мы и будем предполагать при анализе мощности слоев, их ширины и форм выхода. Остановимся на определении мощности.

§ 11. Мощность слоя

Какое бы положение слой горной породы не имел, всегда кратчайшее расстояние (перпендикуляр) между его кровлей и подошвой будет называться *истинной мощностью*. Кроме истинной мощности в наклонных слоях определяются видимая мощность, вертикальная мощность, ширина выхода слоя на поверхность и горизонтальная мощность (рис. 32, а, б).

Видимой мощностью слоя считается кратчайшее расстояние от кровли до подошвы на срезе слоя рельефом. *Вертикальная мощность* слоя — это расстояние между кровлей и подошвой по вертикали. *Шириной выхода* слоя называется проекция видимой мощности на горизонтальную плоскость или ширина слоя на геологической карте или плане. По ширине выхода слоя и падению пород выясняют истинную и другие мощности.

В некоторых случаях приходится определять горизонтальную мощность слоя. *Горизонтальной мощностью* наклонного слоя считается расстояние от кровли до подошвы слоя в горизонтальном направлении, перпендикулярном к простиранию. В других случаях при изучении разрезов слоистых толщ приходится измерять неполную мощность слоя, т. е. его видимую обнаженную часть. У такого закрытого наносами, осыпями или задернованного слоя обнажены нижняя или верхняя части. *Неполная мощность* — это мощность слоя без его верхней эродированной части.

В зависимости от угла падения слоя и характера его среза рельефом (угла склона) ширина выхода слоя может очень сильно изменяться. При горизонтальном рельефе ширина выхода слоя зависит только от его истинной мощности и угла падения. При одном и том же угле падения ширина выхода слоя больше в том случае, когда больше его истинная мощность. Ширина выхода слоя при горизонтальном срезе будет представлять собой видимую и в то же время горизонтальную мощность. При одной и той же истинной мощности ширина выхода слоя полностью зависит от угла падения. Если слой имеет вертикальное падение (стоит на голове), то ширина выхода равна истинной мощности и в то же время горизонтальной. Чем положе падает слой, тем видимая мощность (ширина его выхода) и горизонтальная мощность будут большими. В этом случае вертикальная мощность слоя будет все больше приближаться к истинной мощности. Наоборот, чем круче падение слоя, тем больше вертикальная мощность по сравнению с истинной мощностью.

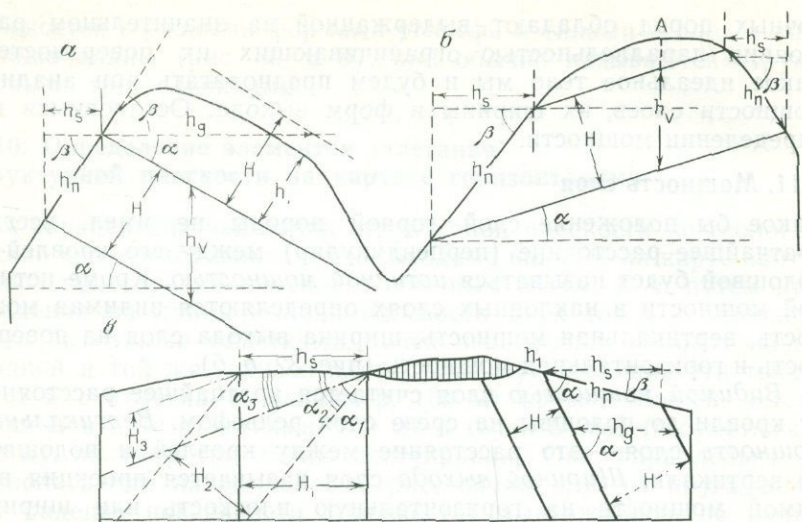


Рис. 32. Определение мощностей наклонного слоя при разном рельефе и падении.

Мощности: H — истинная; h_v — вертикальная; h_g — горизонтальная; h_s — ширина выхода; h_n — расстояние по склону; h_1 — неполная мощность; α — угол падения

Истинную мощность наклонного слоя в разрезе можно определить путем непосредственного замера кратчайшего расстояния между кровлей и подошвой в срезе по падению пород рулеткой. Ее можно вычислить и по формуле, зная угол падения и ширину выхода (или горизонтальную мощность),

$$H = h_s \sin \alpha,$$

где H — истинная мощность, h_s — ширина выхода.

Исходя из этой формулы, можно по истинной мощности слоя и ширине его выхода горизонтальной мощностью определить угол падения. Истинную мощность слоя можно вычислить также и по формуле

$$H = h_v \cos \alpha,$$

где H — истинная мощность, h_v — вертикальная мощность.

Зная вертикальную и истинную мощность, можно по последней формуле узнать угол падения; зная истинную мощность и угол падения, можно определить вертикальную мощность.

При наклонной поверхности среза слоя его мощность определяется иначе.

1. На наклонную поверхность выходит слой, падающий в противоположную сторону (см. рис. 32, б). Его истинная мощность определяется по формуле

$$H = h_n \sin(\alpha + \beta),$$

где H — истинная мощность, h_n — видимая мощность, α — угол падения слоев, β — угол наклона поверхности рельефа.

Из этой зависимости, зная две величины, можно определить третью. Эти формулы зависимости величин дают нулевое значение ширины выхода слоя на поверхность при его вертикальном срезе.

2. При выходе слоя, падающего в ту же сторону, что и наклон склона, но с большим углом падения (рис. 32, в), если залегание определяют по формуле

$$H = h_n \sin(\alpha - \beta).$$

Эта формула дает возможность по трем известным величинам определить четвертую.

3. При выходе слоя на наклонной поверхности с падением в ту же сторону, что и скат, но с меньшим углом падения (см. рис. 32, б) определение одной из величин по трем другим производится по формуле

$$H = h_n \sin(\beta - \alpha).$$

Определение вертикальной мощности слоя (h_v) по углу падения и истинной мощности (H) при любых формах поверхностей рельефа, пересекающих наклонный слой, может быть сделано по формуле

$$h_v = \frac{H}{\cos \alpha}, \text{ или } h_v = \frac{H}{\sin(90^\circ - \alpha)}.$$

Из этих зависимостей можно также определить по двум другим известным величинам третью.

Горизонтальную мощность (h_g) наклонного слоя, истинную мощность (H) и угол падения (α) можно определить по двум из них из соотношения

$$h_g = \frac{H}{\sin \alpha}.$$

На практике истинная мощность наклонного слоя по данным ширины выхода, угол падения, горизонтальная мощность, вертикальная мощность, угол среза слоя определяются графически по разрезам, построенным вкрест простирания слоя.

§ 12. Изображение наклонно залегающих слоев на карте

Границы серии наклонно залегающих слоев горных пород на карте проводят тем же способом, что и выход одной наклонной структурной плоскости. Если необходимо изобразить серии или пачки слоев, то на карту наносят граничные плоскости между слоями, сериями или пачками (т. е. границы подошвы и кровли). В линии, разграничивающей два стратиграфически соседних слоя, совместятся кровля нижележащего и подошва вышележащего слоев. Если серия имеет однообразное, т. е. выдержанное моноклинальное залегание, то, нанося на карту точное положение точки выхода одной из граничащих плоскостей, обозначают элементы ее залегания. Затем по определенному мас-

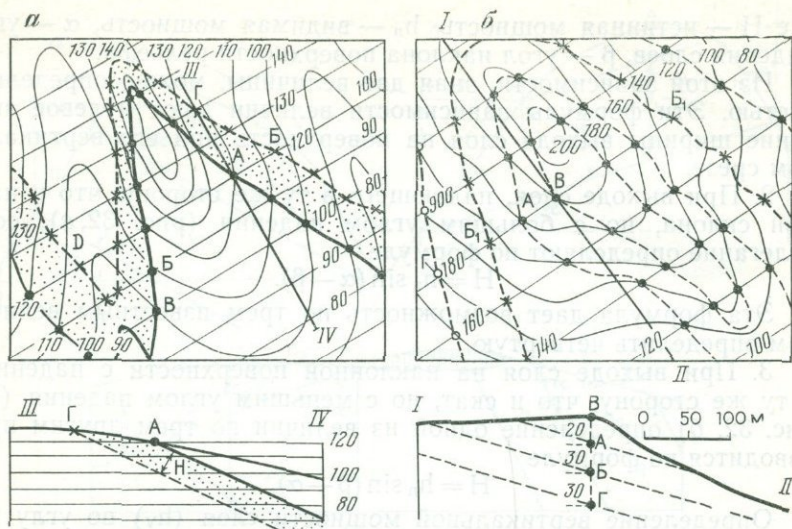


Рис. 33. Построение выхода наклонных слоев на карте в горизонталях: *a* — по данным элементов залегания в одной точке; *б* — по данным поверхностных обнажений и скважины (B)

штабу заложения на карте в горизонталях проводят границу слоя (кровлю или подошву) и по его мощности или известному обнажению наносят точку выхода другой граничащей плоскости и тем же методом по масштабу заложения строят линию выхода второй граничащей плоскости. Заключенный между первой и второй границей слой будет иметь на карте (в плане) ширину выхода. Аналогичным способом по точкам выхода строят следующие границы между слоями с сторону падения и восстания слоев.

При пологом падении слоя, когда истинная мощность мало отличается от вертикальной, найти точку выхода другой граничащей плоскости (по кровле — подошву или, наоборот, по подошве — кровлю) можно, отложив на линии простираения слоя, проходящей через точку *A*, точку *B* выхода подошвы, отстоящую по вертикали от границы (выше или ниже) на величину истинной мощности слоя, например, 15 м (рис. 33, *a*) в точке *B*. Прикладывая к линиям простираения, проходящим через точки *A* и *B* (120 и 105 м), масштабную линейку (палетку) соответствующими делениями и передвигая ее по линиям простираения, находим в каждом случае пересечение любых делений линейки с одноименными горизонталями и отмечаем точки выхода границ слоя (т. е. его кровли и подошвы). Линия кровли должна пройти через точку *B*, а подошвы через точку *D*, т. е. через точки выхода слоя на поверхность.

При относительно крутом падении слоя найти точку линии выхода подошвы (или по подошве — кровли) по истинной мощ-

ности можно только после вычисления вертикальной мощности слоя для данного падения слоя. Переводить истинную мощность слоя в вертикальную при данном падении можно по формуле

$$h_v = \frac{H}{\cos \alpha},$$

где h_v — вертикальная мощность, H — истинная мощность, α — угол падения слоя.

При определении точки выхода другой границы слоя необходимо по вертикали на линии простираения отложить значение полученной вертикальной мощности.

В практике построения карты наклонного слоя или серии слоев приходится пользоваться графическим способом нахождения по одной границе точек выходов других границ. Построив границу слоя по данным падения хотя бы одной точки выхода, на карте проводят от нанесенной линии выхода слоя линию по падению (если строим линию кровли) или по восстанию слоя (если строим границу подошвы) и по этой линии на отдельном листе бумаги строят топографический профиль в масштабе карты, а затем на профиле в точке (A) пересечения границы (кровли) слоя (см. рис. 33, a) показывают угол падения слоя. Затем проводят параллельную линию к кровле слоя на расстоянии, равном мощности слоя, и получают в месте пересечения второй линии с кривой рельефа точку Γ , т. е. точку выхода подошвы. По горизонтальному расстоянию между точками A и Γ (т. е. ширине выхода слоя) на плане определяется, по линии восстания положение точки Γ . Из точки Γ обычным способом по масштабу заложения строим границу (подошву) картируемого слоя. При построении карты моноклиальной серии слоев по данным падения и мощности слоев определяем графически положение точек выхода по линии профиля других границ в сторону выше- и нижележащих слоев и из них по масштабу заложения проводим кровлю и подошву ниже- и вышележащих слоев.

Для построения геологической карты серии моноклиальных слоев по данным буровой скважины и хотя бы одному выходу слоя на поверхность (рис. 33, b) необходимо определить в скважине абсолютные отметки границ слоев, построив разрез через скважину по линии падения. Нанести точки слоев на линию разреза на карте и из этих точек по масштабу заложения провести границы слоев.

§ 13. Определение наклонного залегания слоев на аэрофотоснимках

При определении залегания слоев по аэрофотоснимкам следует обращать внимание на формы изгибов границ слоев (зубцы, треугольники) и их положение по отношению к фор-

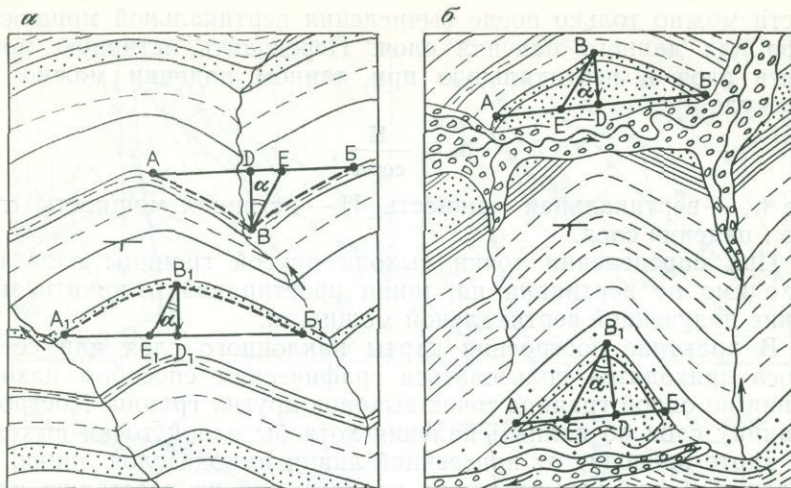


Рис. 34. Определение элементов залегания слоев по структурным зубцам — треугольникам (а) и по останцам (б). Рисунок по аэрофотоснимкам

мам рельефа. Нередко расположение линии подошвы слоя отличается от конфигурации линии кровли. Если рельеф местности имеет большой наклон и слой наклонен в ту же сторону, но с меньшим углом падения и кровля его размыта, то на аэрофотоснимке будет прослеживаться только граница подошвы слоя (рис. 34, а, б). Слой будет залегать в виде останца не полной мощности. Установление формы и размеров зубцов при дешифрировании аэрофотоснимков позволяет определять направление и угол падения слоев и других структурных плоскостей.

При геологическом дешифрировании с использованием стереоскопа вначале детально изучаются формы рельефа местности, выясняются относительные превышения отдельных точек водоразделов и разделяющих их пониженных зон. Затем породы расчленяются на стратиграфические единицы (слои, пачки, горизонты и т. п.) по характерным тоновым отличиям, формам рельефа, типам зубцов, образованных ими, растительному покрову и формам выветривания. При структурном дешифрировании обязательно следует выделять тонкие маркирующие горизонты, протягивающиеся на местности в виде грибов или образующие отрицательные формы рельефа на фоне общего простираня пород, заключающих их. Определение элементов залегания слоев при резко расчлененном рельефе и хорошей обнаженности пород упрощается наличием зубцевидных границ слоев, тогда как при ровном сглаженном горизон-

тальном рельефе лучше выделяется общее простирание пород и хуже — углы падения или направление падения.

Для установления элементов залегания слоистых пород на аэрофотоснимке выбирается участок, где выход слоя имеет наиболее четко выраженное зубцевидное очертание в форме треугольника, полуэллипса или трапеции. На снимке под стереоскопом на линии подошвы или кровли слоя отмечают две точки, расположенные на одной высоте. Они могут находиться или на противоположных склонах возвышенности, или на противоположных склонах долины. Соединив их прямой линией, получим линию простирания слоя. Направление падения слоя устанавливается, как было описано выше, по расположению зубцов. При вертикальном залегании слоя его выход на аэрофотоснимке будет прослеживаться по простиранию в виде прямой полосы, ширина которой равна истинной мощности слоя.

Для определения азимута падения и угла падения слоев от линии простирания слоя или, наоборот, к линии простирания из вершины зубца проводим перпендикуляр, т. е. проекцию линии падения слоя в плане. Направление перпендикуляра указывает азимут падения или восстания, в зависимости от того, в каком зубце проведен перпендикуляр, в водораздельном или долинном. По нему измеряют величину азимута. Точно определить угол падения слоя по аэрофотоснимку без специальных приборов или линеек очень трудно. Обычно ошибка здесь достигает $\pm 10^\circ$. Поэтому при дешифрировании предварительно выделяют углы падения в 90° (вертикальное залегание), 70° (крутое падение), 50° (среднее), 30° (пологое), 10° (слабое или весьма пологое).

Для определения угла падения слоя по аэрофотоснимку необходимо, пользуясь стереоскопом, определить по рельефу превышение одного конца перпендикуляра (линии падения BD или B_1D_1) над другим. Затем, отложив величину превышения в масштабе аэрофотоснимка от точки D в ту или другую сторону по линии простирания AB или A_1B_1 , получим точку E . Соединив ее с точкой B , получим угол падения слоя EBD , или $E_1B_1D_1$, который определяется транспортиром.

Значение угла падения слоя может быть определено тригонометрическим способом из соотношения $\operatorname{tg} \alpha = \frac{DE}{DB}$. Пользуясь стереоскопом, параллактической линейкой или стереомером, можно вычислить углы падения с точностью, более 5° , что вполне достаточно при структурном дешифрировании аэрофотоснимков.

Следует, однако, учитывать весьма возможные и грубые ошибки при измерении углов падения, если пластовые зубцы находятся на краю аэрофотоснимка, где велико искажение изображений форм рельефа за счет косого, а не ортогонального их проектирования на снимке. Создается параллакс изо-

бражения, поэтому при определении угла падения слоя необходимо выбирать соответствующие зубцеобразные изгибы границ слоя в центральных частях снимка.

§ 14. Построение линий выхода наклонно залегающих структурных поверхностей с изменяющимися элементами залегания

По данным одной точки выхода поверхности слоя, пользуясь масштабом заложения, невозможно провести линию выхода

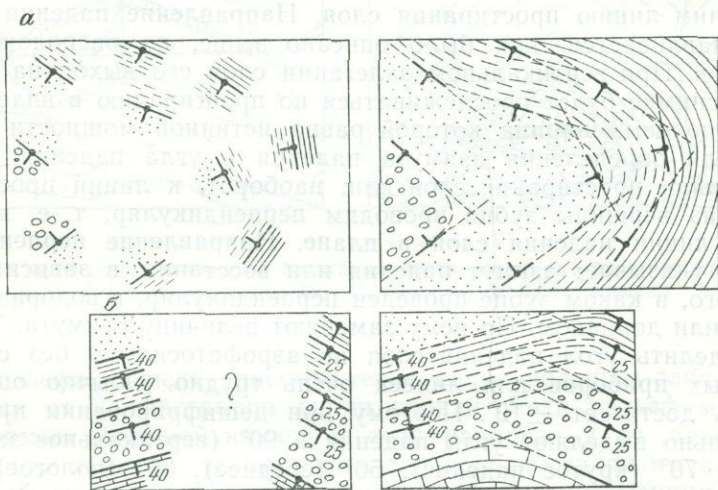


Рис. 35. Построение линий выхода наклонно залегающих слоев с изменяющимся простиранием:

а — без изменения угла падения; *б* — с изменением углов падения

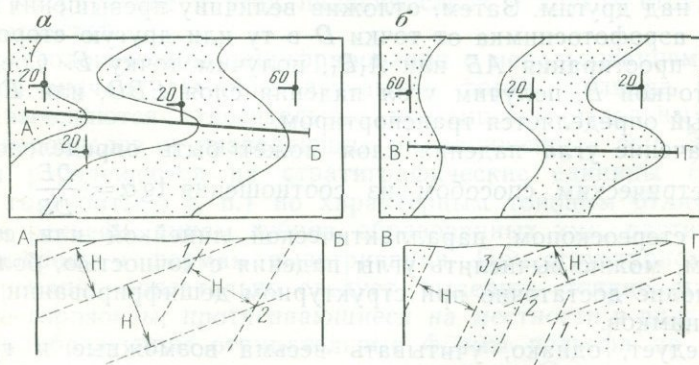


Рис. 36. Построение геологических разрезов с изменяющимся углом падения слоев:

а — при выполаживании углов падений; *б* — при увеличивающихся углах падения. 1 — 3 — точки перегибов слоев

этой поверхности на всем картируемом пространстве, если простираение слоя меняется неоднократно. При хорошей обнаженности лучшим способом построения границы слоя будет прослеживание ее на местности или протягивание на аэрофотоснимках. Линию выхода поверхности слоя при отсутствии выходов между обнаженными участками следует проводить, используя все вспомогательные данные и интерполяцию. Так как граница выхода в этом случае будет предположительной, то на карте она должна быть показана пунктиром. Чем меньше расстояние между точками выхода границы, тем точнее будет интерполяция (рис. 35, а, б).

Если рельеф расчлененный, то интерполяция границы между двумя точками проводится с использованием масштабов заложения, характерных для залегания слоя в близлежащих точках. Отметив точки пересечения одинаковой высоты линий простираения и горизонталей местности, получим точки выхода границы слоя по данным падения в двух соседних выходах. Соединив их плавной линией, получим линию выхода подошвы или кровли наклонного слоя.

Нередко в разрезе серии слоев прослеживается постоянное простираение, а угол падения меняется в направлении простираения или падения в сторону уменьшения или увеличения (рис. 36, а, б). В этом случае масштаб заложения для серии более древних пород (т. е. нижележащих) должен быть одним, а для серии более молодых пород — другим. Для слоев, имеющих относительно более крутое падение, масштаб заложения, вычисленный по элементам залегания и масштабу карты, для каждого слоя должен быть одним по одну сторону от границы перегиба (измерения угла падения) и другим по другую сторону.

Определение положения линий перегиба, ограничивающих слои поверхностей, можно произвести с помощью построения геологического разреза через известные точки выхода слоев по падению (А—В и В—Г), как это показано на рис. 36.

§ 15. Определение стратиграфической последовательности наклонно залегающих слоев

Стратиграфическая последовательность наклонно залегающих слоев определяется обычно непосредственно во время полевой работы как по обнажениям, так и по аэрофотоснимкам, а предварительно перед выездом в поле выбираются по аэрофотоснимкам и отчетам предыдущих работ естественные обнажения, в которых прослеживаются наиболее полные разрезы отложений в виде сплошных выходов или разрозненных, но увязывающихся между собой частей разреза.

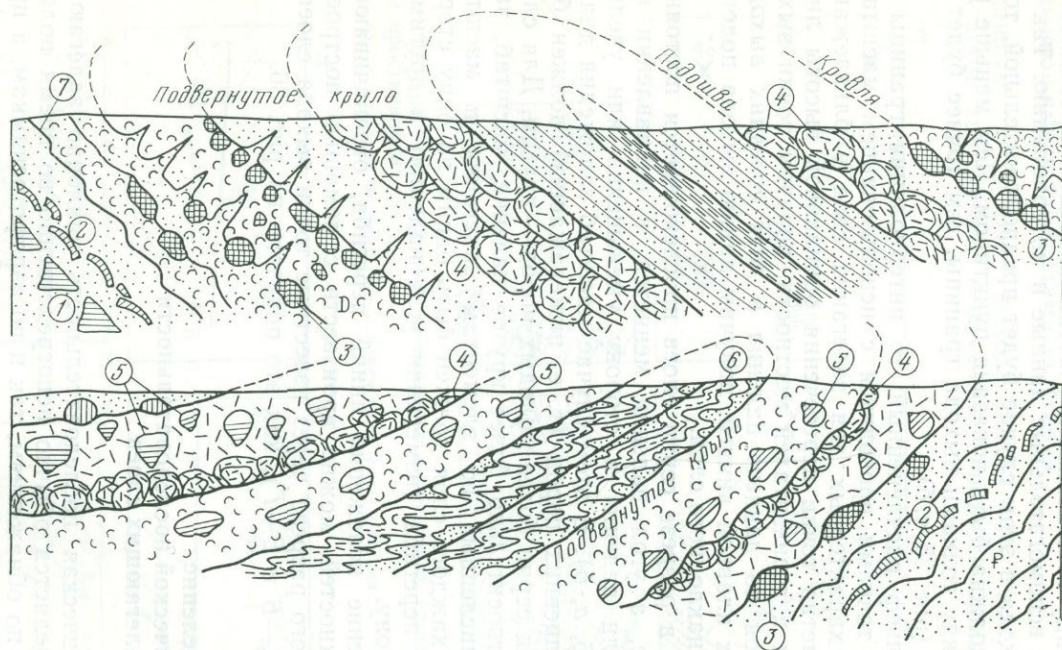


Рис. 37. Определение стратиграфической последовательности наклонно залегающих слоев в нормальном и опрокинутом залегании.
 1 — дракантеры; 2 — такырные плитки; 3 — бомбы; 4 — шаровые лавы; 5 — миндалины в лаве; 6 — складки сползания; 7 — рябь

При составлении стратиграфического разреза по обнажениям и искусственным выработкам внимание обращается на все характерные признаки, по которым можно было бы сравнивать, скоррелировать породы разрозненных выходов и увязывать их в сводный нормальный разрез. Особое внимание нужно обращать на аэрофотоснимки, используя такие признаки, как цветовая тональность, трещиноватость, отдельность, выветрелость, водоносность, растительный покров и т. п., чтобы они могли служить достаточным основанием для сопоставления пород и отнесения их к одному и тому же или разным возрастным горизонтам. От внимания геолога не должны ускользать возрастные контакты, перерывы в отложении осадков и типы несогласий.

Опрокинутое, или перевернутое, положение слоев отличается от нормального тем, что подошвы перевернутых слоев располагаются над их кровлями. Падение опрокинутых слоев наблюдается на денудированной поверхности в сторону относительно более древних пород, тогда как при нормальном падении — в сторону выхода более молодых слоев (рис. 37). Отличить опрокинутое залегание от нормального можно по остаткам ископаемых организмов. Относительно более молодые породы будут располагаться стратиграфически ниже более древних пород. По измененному (перевернутому) положению остатков организмов (раковин), камнеточцев, по зарывающимся в ил животным, водорослям и многим другим легко установить перевернутое положение слоев.

В породах флишевой серии перевернутое положение слоев устанавливается по обратной вертикальной последовательности слоев. Нередко зернистость материала (от тонкозернистого до грубозернистого) в вертикальном разрезе изменяется не в перевернутых сериях слоев, а в регрессивных. На контактах между слоями иногда заметны вымоинки в кровле подстилающего слоя, заполненные галькой, плитками или обломками подстилающего слоя. В опрокинутых слоях все эти признаки будут наблюдаться в обратном порядке. В песчано-глинистых отложениях на положение подошвы и кровли слоя могут указывать «иероглифы», т. е. следы ползания животных, оплывины, борозды и струйки размыва, грязевые струи и другие образования, создающие микрорельеф на поверхности наслоения. В опрокинутых слоях они будут располагаться ниже их первичных положительных или отрицательных форм. О положении кровли и подошвы слоя могут свидетельствовать и другие признаки, например: знаки ряби течения, волнения или ветровой ряби. Трещины усыхания или отдельности выветривания, заполненные материалом покрывающего слоя своими суживающимися клиньями, указывают направление к подошве слоя. Такырные обломки подстилающего глинистого слоя выпуклыми сторонами направлены в сторону подстилающих слоев. Ниж-

ними плоскими частями эоловые трехгранники направлены в сторону подошвы слоя, в котором они заключены. В туфогенных или туффитовых отложениях грубозернистый материал, нередко с вулканическими бомбами, залегает в подошве ритма слоев. Смятые, вдавленные прослои туфогенного или туффитового материала под бомбами указывают на нижнюю часть слоя (см. рис. 37).

Подводные оползни в процессе сингенетического осадкообразования образуют мелкие складчатые формы, заключенные между двумя наклонными слоями. По перевернутому положению этих складок легко определить опрокинутое положение слоев (см. рис. 37). В опрокинутых слоях трещины кливажа имеют более пологое падение, чем падение заключающих их слоев. Мелкие дисгармоничные складочки или гофрированность слоев, а также складки течения (волочения) указывают на запрокидывание слоев, если их осевые поверхности имеют более пологий наклон, чем падение заключающих их слоев.

При налегании одного эффузивного потока на другой их кровли можно отличить по пузырьчатому, миндалекаменному и шлаковому строению или по обломочному брекчированному сложению. Подошва нижнего потока с зоной закала могла создавать метаморфические изменения в подстилающих породах. В нормально падающей массе эффузивных пород пузырьки газа имеют расширяющуюся кверху каплеобразную форму. В некоторых газовых пузырьках нижняя часть в нормальном залегании бывает заполнена минеральной массой и представляет собой полуминдалины. Пустая часть пузырька направлена к кровле. В крупных лавовых пустотах или газовых пещерках наблюдаются натечные лавовые формы в виде сталактитов, или «сосков», направленных в сторону подошвы потока.

В шаровых, подушечных лавах (см. рис. 37) подошва шаров часто вдавленная от выпуклой поверхности подстилающей подушки, или в форме поверхности двух соседних подушек. Пузырьки газа располагаются внутри шаров, главным образом по их периферии в верхней их выпуклой части. Обратная ориентировка всех перечисленных признаков указывает на перевернутое положение пластов потока.

В лавовых потоках породы кровли могут быть выветрелыми, трещиноватыми. Продукты выветривания иногда заполняют углубления или трещины в кровле потока. Налегавшие на них лавовые породы могут отчасти проникать в трещины кровли и образовывать брекчии из обломков подстилающих пород. На поверхностях лавовых потоков часто сохраняются следы волнистого натекания лавы.

Все описанные признаки перевернутого (опрокинутого) положения слоев и пластов пород имеют большое значение при структурном изучении и особенно для построения нормальной геологической колонки наклонно залегающих слоев.

§ 16. Построение стратиграфической колонки наклонно залегающих слоев

При составлении стратиграфической колонки наклонно залегающих пород определяется последовательность наложения, мощность каждого литологического и возрастного слоя и выясняются типы контактов между слоями. В колонке слои горных пород приводятся в первоначальное горизонтальное положение. Стратиграфическая колонка составляется по данным дешифрирования аэрофотоснимков, путем непосредственных полевых наблюдений, а также по полевой геологической карте. На колонке изображаются все слои горных пород в их возрастной последовательности от наиболее древних к молодым и обозначается их истинная мощность.

Составление колонки моноклинально залегающей толщи пород по разрозненным обнажениям связано в первую очередь с увязкой этих обнажений (рис. 38). Для составления стратиграфической колонки вначале строится разрез по геологической карте по линии (А—Б) вкрест простирации пород в месте, где могут быть подсечены все выделяемые стратиграфические горизонты. На линию разреза с учетом рельефа местности сносятся границы выделяемых слоев по простирацию до пересечения с линией разреза. Проводить границы из точек следует обязательно с использованием масштаба заложения и учетом рельефа местности. Иначе из разреза могут исчезнуть слои или мощность некоторых слоев окажется значительно завышенной. Углы падения и мощности слоев на геологическом разрезе, составленном по падению, будут истинными. Измерив мощности слоев, далее строят стратиграфическую колонку по общепринятому способу (см. рис. 38).

Более сложные построения приходится делать при составлении стратиграфической колонки по отдельным выходам при изменяющихся углах падения пород в направлениях, не перпендикулярных к простирацию. Для такого построения разреза по карте необходимо точнее нанести на линию профиля точки выхода границ слоев описанным выше способом по масштабу заложения, учитывая рельеф местности. Затем, используя так называемые радиусы кривизны слоев, показать дугообразно параллельными линиями границы слоев на разрезе в зависимости от изменяющихся углов падения (рис. 39, а), допуская, что мощность слоев постоянна. Так составляют геологический разрез для плавного и резкого изменения падения слоев (по В. В. Веберу).

При плавном перегибе слоев из точек замера углов падения на разрезе проводятся линии падения и к ним перпендикуляры в сторону кровли и под подошву слоя. Из точек соседних перпендикуляров как из центров, на разрезе проводятся границы слоев в виде дуг. Для каждого слоя наносится дуга своим ради-

α	Отделы системы	Ярусы и их индексы	Колонка	Мощность, м	Описание пород
Верхний мел	Сенаман	Турон K _{2t}		75	Песчаники с галькой
		Верхний K _{2c2}		92	Мергели песчаные
		Нижний K _{2c1}		55	Мергели
Нижний мел	Альб	K _{1a1}		90	Известняки
		Апт K _{1a}		85	Глины
		Баррем K _{1b}		80	Песчаники
		Готерив K _{1г}		100	Песчаники глинистые

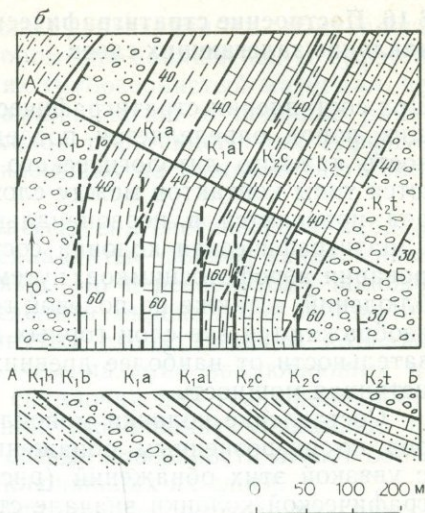


Рис. 38. Построение нормальной стратиграфической колонки (а) наклонно залегающих слоев по полевой карте и геологическому разрезу (б).

усом из точки пересечения перпендикуляров двух соседних выходов границ.

Если разрез строится от точки выхода молодых пород с меньшим углом падения к точке выхода более древних пород и с более крутым падением, то центры проводимых дуг располагаются в направлении кровли слоев, кверху, за пределами разреза. На разрезе, где относительно более молодые породы имеют углы падения больше, чем углы падения в относительно более древних породах, центры кривизны будут располагаться на глубине, т. е. на самом профиле или под ним. Границы слоев должны быть параллельными, а переходы одного наклона в другой плавными, постепенными (рис. 39, а).

На разрезе с разным изменением углов падения слоев (рис. 39, б) допускается, что от точек выхода границ верхних слоев в сторону нижележащих действуют элементы залегания подстилающего слоя. Так, от точки 1 до точки 2 следует показывать наклон слоев по элементам залегания в точке 2, от точки 2 до точки 3, по элементам залегания в точке 3 и т. д. Резкие перегибы или переломы слоев показываются в точках, где границы слоев пересекают перпендикуляры мощностей.

При наклонном залегании слоев нередко для определения их мощностей приходится строить геологический разрез не по линиям падения слоев и с преувеличенным вертикальным масштабом. На разрезах, не перпендикулярных залеганию слоев,

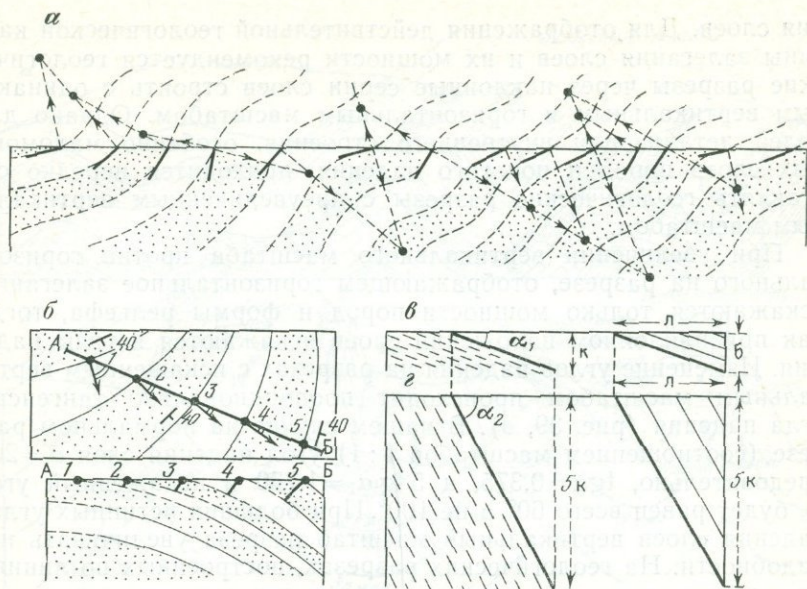


Рис. 39. Построение разрезов с меняющимися углами падения слоев (а), не по линиям падения слоев (б), с равными вертикальным и горизонтальным масштабами (в), и с увеличенным в пять раз масштабом (г)

углы падения и мощности слоев, как известно, будут отличаться от истинных. Углы падения будут тем меньше, чем больше будет угол между линией падения слоев и линией разреза. При всех углах падения слоев, меньших 90° , на разрезе, проведенном по линии простирания, слои будут выглядеть горизонтальными, а мощность их будет вертикальной. Практически, если угол между направлением падения и линией разреза не более 20° , то видимые углы на разрезе мало отличаются от истинных. При построении геологического разреза через моноклиналиную серию слоев, не по линии падения, мощность каждого в отдельности слоя будет больше, чем истинная. Для переноса слоев с геологического разреза, проведенного не вкрест простирания, на стратиграфическую колонку мощности должны быть пересчитаны на истинные*. На геологическом разрезе, проведенном через серию наклонных слоев, меняющих простирание, истинные углы падения и мощности будут искажаться различно, в зависимости от углов пересечения линий простирания слоев линией разреза.

При построении геологических разрезов с преувеличенным вертикальным масштабом по сравнению с горизонтальным необходимо учитывать закономерность изменения углов паде-

* Пересчеты обычно делаются по готовым таблицам (см. прилож. 2).

ния слоев. Для отображения действительной геологической картины залегания слоев и их мощности рекомендуется геологические разрезы через наклонные серии слоев строить с одинаковым вертикальным и горизонтальным масштабом. Однако для целей детализации внутреннего строения, особенно маломощных слоев пород и пологого падения, приходится нередко составлять геологические разрезы с преувеличенным вертикальным масштабом.

При увеличении вертикального масштаба против горизонтального на разрезе, отображающем горизонтальное залегание, искажаются только мощности пород и формы рельефа, тогда как при наклонном положении слоев искажаются и углы падения. Изменение углов падения на разрезах с искаженным вертикальным масштабом происходит пропорционально тангенсам угла падения (рис. 39, в). В нашем случае на нормальном разрезе (соотношением масштабов 1 : 1) угол падения слоя $\alpha = 20^\circ$, следовательно, $\operatorname{tg} \alpha = 0,375$, а $5 \operatorname{tg} \alpha_1 = 1,750$ и искаженный угол α_2 будет равен всего 60° , а не 100° . При больших истинных углах падения слоев вертикальный масштаб разреза увеличивать нет надобности. На геологических разрезах, построенных по линиям не вкрест простирания слоев и с преувеличенным вертикальным масштабом, следует вначале пересчитать истинные углы падения на искаженные, а затем изменять их в зависимости от вертикального масштаба (рис. 39, г).

Глава IX

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

§ 1. Общие понятия о складках

Складками называются изгибы слоев. Они могут иметь любое положение в земной коре. Каждая складка в отдельности, т. е. один изгиб слоя, пласта, тела магматической породы и т. п., может быть направлена изгибом вверх, вниз или в любую сторону по отношению к странам света и иметь различные формы. Складки встречаются в виде изолированных структур или группы структур, а обычно — обширными поясами, так называемыми зонами складчатости.

При образовании складчатых форм большую роль играют процессы перераспределения материала горных пород внутри слоистых масс и изменение мощности слоев. Складчатые формы возникают в процессе формирования слоев, непосредственно вслед за осадкообразованием и в значительно отдаленные последующие геологические эпохи, как в моменты отрицательных

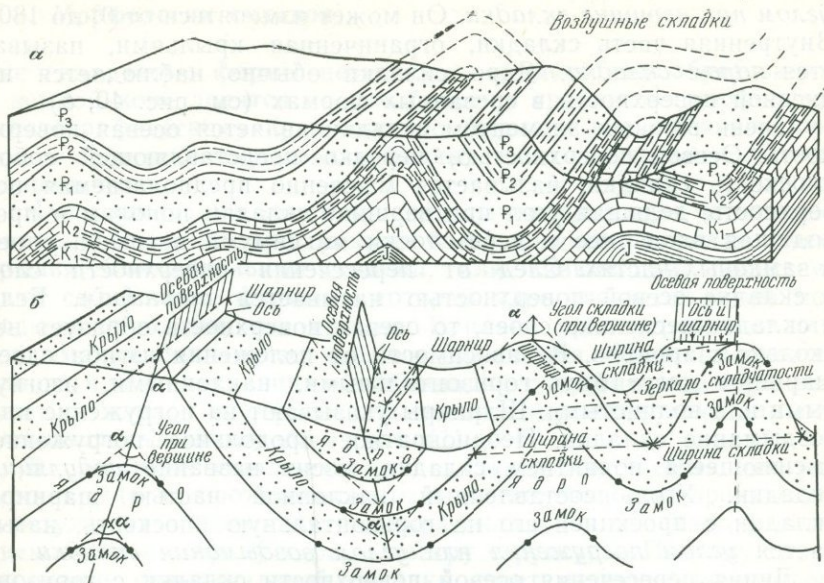


Рис. 40. Складчатый блок с воздушными денудированными складками (а) и элементы складки (б)

и положительных вертикальных движений, так и при горизонтальных перемещениях масс земной коры. Складчатые формы обладают различными размерами, или порядками, нередко крупные формы первого порядка осложняются складками более мелкими. Какое бы положение не имела складка, она всегда обладает определенными морфологическими элементами. По анализу положения элементов складок нередко приходится восстанавливать общую складчатую форму. В природных условиях складчатые формы редко встречаются на поверхности земли в сохранившемся, неденудированном виде (рис. 40, а).

§ 2. Элементы складок

Различают следующие *основные элементы складок*: боковые части, отходящие от места перегиба слоев или сходящиеся в месте их перегиба; они называются *крыльями*. По своей форме крылья представляют собой плоские или в той или иной степени изогнутые части (рис. 40, б). Место, где крылья сходятся, называется *замком складки*. Точка максимума перегиба на замке складки в поперечном ее разрезе называется *вершиной*. Двугранный угол, образованный продолжением плоских частей крыльев складки или плоскостей, спрямляющих поверхность двух смежных крыльев, называется *углом складки* (α), или

углом при вершине складки. Он может изменяться от 0° до 180° . Внутренняя часть складки, ограниченная крыльями, называется *ядром складки*. Ядро складки обычно наблюдается на дневной поверхности в срезанных формах (см. рис. 40, б).

Очень важным элементом складки является осевая поверхность. Осевой поверхностью, нередко представляющей собой плоскость складки, называется мысленно предполагаемая поверхность, делящая угол при вершине складки пополам и проходящая вдоль нее и через точки максимума перегиба слоев в замковых частях. След от пересечения поверхности слоя в складке осевой поверхностью называется *шарниром*. Если в складке несколько слоев, то осевая поверхность образует несколько шарниров. В зависимости от положения изгиба слоев шарниры могут быть горизонтальными, наклонными, изогнутыми или волнистыми. Шарниры указывают на погружение или воздымание складки. Неоднократное продольное погружение, сменяющееся поднятием складки, носит название *ундуляции* складки. Угол, составленный наклонной частью шарнира складки с проекцией его на горизонтальную плоскость, называется *углом погружения* или *углом воздымания складки*.

Линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной плоскостью называется *осью складки*, или *осевой линией*. Ось складки имеет горизонтальное положение и указывает на направление простираения складки, но не на ее погружение или воздымание. Осевая линия проходит в срезанной складке, через все ее слои, выходящие на поверхность, а шарниры расположены всегда на поверхности каждого складчатого слоя.

Наивысшие точки на перегибе складчатого слоя, соединенные линией, называются *гребнем складки*, а точки с наименьшим положением, соединенные линией называются *килем* складки. Эти линии не всегда совпадают с шарнирами.

При определении или описании складок употребляют некоторые условные элементы, показывающие размер складок в поперечном сечении. *Высота складки* — это превышение выпуклой части свода над смежной вогнутой частью прогиба. *Длиной складки* называют расстояние по оси складки между точками противоположных погружений одних и тех же слоев, а *шириной складки* — ширину складки по средней линии или поперечные расстояния в сводах от двух точек максимума перегиба в смежных прогибах или, наконец, ширину в прогибах от двух точек максимума перегиба в соседних сводах, т. е. расстояния между осевыми линиями соседних складок. Последнее определение ширины складки дает более полное представление о размахе крыльев складок. Оно связывается и с определением высоты складок и их размахом. Реставрированные срезанные части складчатых структур называются *воздушными складками* (см. рис. 40, а).

§ 3. Морфология складок

Все складчатые формы независимо от места их образования в земной коре делятся на две большие группы по морфолого-стратиграфическому принципу (по форме и расположению пород в ядре и на крыльях складки) — антиклинальные и синклинальные.

Антиклинальные складки, или антиклинали, — это такие формы, у которых ядро сложено более древними породами, чем крылья. *Синклинальные складки*, или синклинали, представляют собой такие формы, у которых ядро слагается более молодыми породами, чем крылья. В плане при погружении или воздымании складок их крылья смыкаются. Место смыкания одного крыла антиклинальной складки с другим, где слои падают от ядра к периферии, называется *периклиалью*, или *периклиальным окончанием* (рис. 41).

В срезанных синклинальных складках место смыкания одного крыла с противоположным на поверхности происходит в результате воздымания шарнира складки и отмечается падением слоев в сторону ядра, к центру структуры. Поэтому такое окончание синклинальной складки носит название *центриклинали*, или *центриклинального замыкания*.

По положению осевой поверхности выделяются следующие типы складок: *симметричные*, или *прямые* (рис. 41, 1), имеющие вертикальное положение осевых поверхностей; *асимметричные* с наклонным положением осевых поверхностей и складки *горизонтальные*, или *лежащие*, характеризующиеся горизонтальным положением осевых поверхностей. Симметричные складки в разрезе имеют одинаковый угол наклона слоев на противоположных крыльях и в случае горизонтального их среза ширина выхода одних и тех же слоев на противоположных крыльях в плане должна быть одинаковой и тем больше, чем больше падение крыльев.

Асимметричные формы складок обладают различным падением крыльев и соответственно в горизонтальном срезе таких складок ширина выхода слоев на крыльях различная. Складки, у которых осевая поверхность наклонена, а крылья падают в противоположные стороны (у антиклиналей от ядра, а в синклиналях к ядру), называются *косыми* (2). Косые складки имеют различное падение крыльев и одно крыло всегда наклонено круче, чем другое. Поэтому в горизонтальном срезе ширина выхода слоев на крыльях косой складки разная. Складки, у которых осевые поверхности наклонены и крылья падают в одну и ту же сторону под одним или разными углами, называются *наклонными* (3), или *опрокинутыми*.

В опрокинутых складках нижнее крыло является подвернутым с перевернутой последовательностью наложения пород, тогда как в верхнем крыле слои имеют нормальную страти-

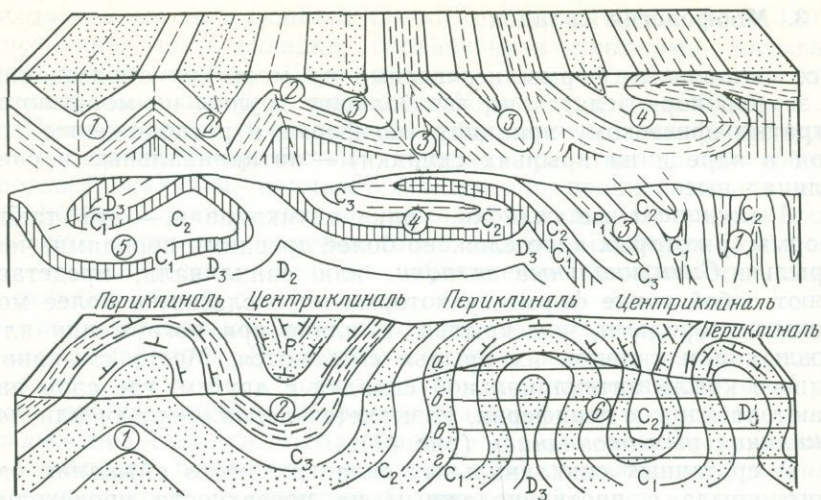


Рис. 41. Основные формы складок:

1 — прямые; 2 — косые; 3 — наклонные; 4 — лежащие; 5 — ныряющие; 6 — веерообразные

графическую последовательность. Переход от нормального падения крыла к перевернутому в плане совершается через вертикальное положение слоев. В этом месте ширина слоя равна истинной его мощности.

Лежачей складкой называется такая, у которой осевая поверхность имеет горизонтальное или близкое к этому положение (4). Подвернутое, или опрокинутое, ее крыло будет представлять серию слоев с обратной стратиграфической последовательностью. В антиклинальной опрокинутой и лежачей складках те их части, в которых ядро приобретает вертикальное положение, называется *корнем складки*. Антиклинальная опрокинутая, или лежачая, складка, у которой вершина направлена в сторону основания, т. е. в сторону корня складки, называется *ныряющей складкой* (5). У ныряющей складки осевая поверхность и крылья изогнуты в виде свода.

По положению своих крыльев складки делятся на простые, или открытые складки, изоклиналильные (сжатые) и веерообразные с пережатыми ядрами. *Простые складки* — это такие складки, у которых крылья расходятся от замка в стороны и ядро расширяется от вершины складки. Простые складки могут быть прямыми, косыми, наклонными (рис. 42, а, б) и иметь горизонтальные наклонные или вертикальные шарниры. *Изоклиналильные складки* имеют параллельное расположение крыльев. У них угол и азимут падения крыльев смежных складок одинаковы. Изоклиналильные складки иногда называют *сжатыми*. Изоклиналильные складки по форме могут быть прямыми, или симметричными, наклонными, или опрокинутыми, горизонталь-

ными, или лежачими. Изоклиналильные косые складки не существуют, так как в косых складках (см. рис. 41, 2) крылья должны иметь различный наклон к горизонту. Разновидностью изоклиналильных сжатых складок являются гребневидная и килевая складки. *Гребневидной складкой* называется антиклинальная килевая складка, у которой крылья параллельны или почти параллельны, а в ядре на глубину слою выполаживаются. *Килевидная складка* синклиналильного типа характеризуется параллельными крыльями и выполаживанием слоев в серии более молодых пород. Гребневидные и килевые складки обычно имеют простые, слабо скошенные и реже наклонные формы.

Для *веерообразных складок* (см. рис. 41, 6) свойственны относительно более широкие и полого изогнутые замки и пережатые ядра. Их крылья падают к осевой поверхности в антиклиналях и от осевой поверхности в синклиналиях. В зависимости от горизонтального среза веерообразной складки падение крыльев у нее будет меняться от положения, характерного для антиклиналей, до положения, характерного для синклиналей.

По форме замка выделяются складки угловатые, округлые, сундучные, или коробчатые, и стулообразные, или коленообразные, т. е. флексуры (рис. 43). *Угловатые складки* (1) имеют плоские крылья, узкий замок, нередко сходящий до линейного перегиба крыльев и совпадающий в этом случае с шарниром складки. Угловатые складки могут быть острыми с углом при вершине до 90° и тупыми с углом, имеющим более 90° . В *округлых складках* (2) в вертикальном разрезе наблюдаются плавные волнообразные изгибы слоев с относительно широкими замками и плоскими частями на крыльях. *Сундучные, или коробчатые, складки* (3) характеризуются широкими пологими или горизонтальными замками и крутыми крыльями. Крылья в них образуют коленообразные угловатые перегибы. Среди сундучных складок встречаются симметричные прямые, косые (когда одно колено круче другого) и наклонные, в которых одно крыло с нормальным падением слоев, а другое опрокинутое, с подвернутым положением, так называемые стулообразные складки (4). Сундучные складки в плане имеют угловатые формы периклиналильных и центриклиналильных окончаний. В стратиграфически более высоких слоях угловатость этих складок сглаживается.

Коленообразные перегибы слоев называют *флексурами*. Флексуры образуются на фоне горизонтального или пологонаклонного залегания слоев. Фактически они представляют собой сочетание двух угловатых складок. На относительно более полого падающих слоях могут формироваться горизонтальные (стулообразные), наклонные (6) и опрокинутые (7) флексуры. В наклонных флексурах выделяются прямая и обратная формы. *Прямая флексура* имеет наклон крутой части колена в сторону общего падения слоев: у *обратной флексуры* приподнятое

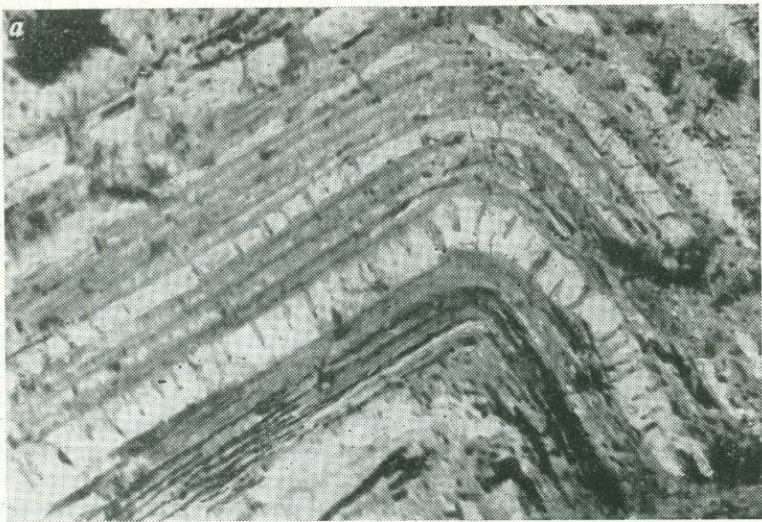


Рис. 42. Формы складок
в разрезе:
а — косяя; б — наклонная
(опрокинутая)

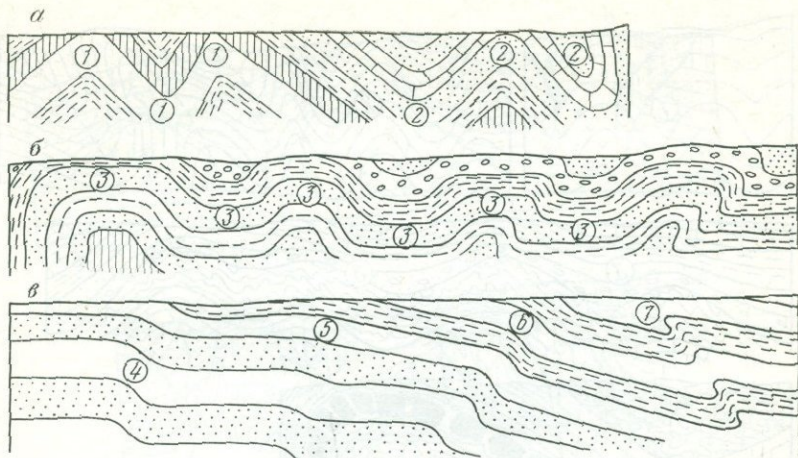


Рис. 43. Различные типы складок и флексур.

Складки: 1 — угловатые, 2 — округлые, 3 — синдучные (коробчатые). Флексуры: 4 — горизонтальная, 5 — выполаживающаяся, 6 — наклонная, 7 — опрокинутая

крыло запрокинуто на ниже расположенную ее часть. В опрокинутых флексурах (в горизонтальных и наклонных слоях) наблюдаются подвернутые крутые крылья.

§ 4. Сложные формы складок

При изучении любой складчатой формы следует обращать внимание на изгибы слоев на разных глубинах и на различном удалении от ядра складки (рис. 44). В ядре складки может иметь одно строение и принадлежать к одному типу, а на глубине — другое и принадлежать к иному типу.

Складки подразделяются на разные типы по соотношению слоев и изменению их мощностей на крыльях и в местах перегиба. *Концентрические*, или *параллельные*, складки (1) имеют характерную неизменяющуюся мощность слоев. Слои в них образуют правильные концентрические дуги, описанные различным радиусом из одного центра, расположенного в ядре такой складки. Кверху и на глубину такие складки выполаживаются. В ядре концентрические складки приобретают килеобразное или гребневидное строение. *Подобные складки* (2) представляют собой формы, в которых изгибы слоев имеют одинаковую (подобную) кривизну. В результате однообразных изгибов слоев в различных горизонтах, слагающих подобные складки, мощность слоев на пережатых крыльях меньше увеличенной мощности (от нагнетания) в замковых частях складок. Подобные складки могут быть симметричными и асимметричными. *Выполаживающиеся складки* (3) имеют уменьшенные мощно-

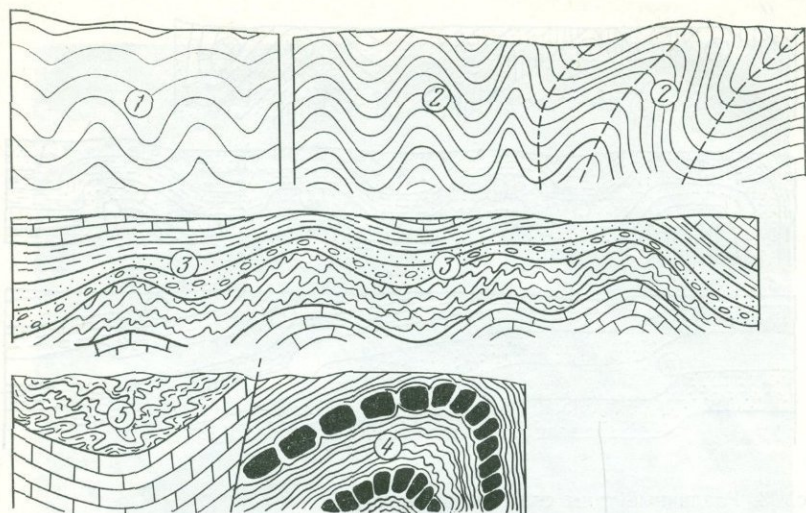


Рис. 44. Сложные формы складок:

1 — концентрические; 2 — подобные. Дисгармоничные: 3 — выполаживающиеся, 4 — будинажные 5 — складки оползания

сти слоев в сводах. Поэтому наклон крыльев с глубиной в ядре увеличивается, а кверху уменьшается. Все складки, которые с глубиной не меняют своего строения, называются *гармоничными*.

Дисгармоничные складки представляют собой сочетание в одной и той же толще в вертикальном разрезе различных по форме складок. Слои более мощные и массивные бывают изогнуты в более крупные простые складки, а заключенные между ними относительно тонкие слои пластических пород образуют значительно более сложные и мелкие складки. Разрушенные части жестких слоев в виде блоков могут растягиваться, разрываться, раздвигаться. В таком случае возникают так называемые *дизъюнктивные*, или *будинажные складки* (4).

К разновидности дисгармоничных складок принадлежат *складки течения* (5), которые иногда называют складками волочения. Это мелкие складки в слоях пластических пород, заключенных между слоями жестких пород в более крупных формах. Осевые поверхности запрокинутых мелких складок течения параллельны осевой поверхности более крупной складки. В крупных синклиналях и в их центриклинальных окончаниях эти складки веерообразно наклонены в сторону от замков; в поверхностных — открытых прогибах складки сползания наклонены к центру прогиба.

Диapiroвые складки (правильнее их называть структурами) обладают резко выраженным дисгармоничным внутрен-

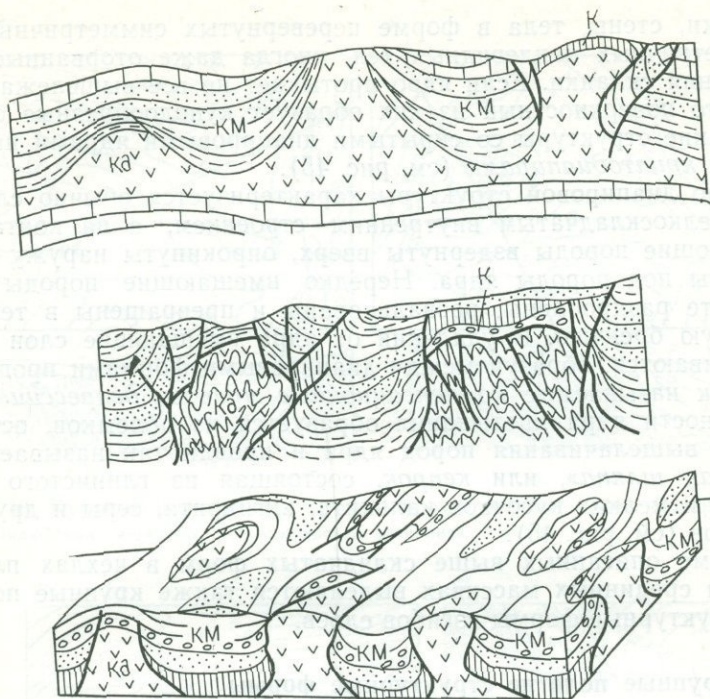


Рис. 45. Диапировые структуры.

КМ — компенсационная муфта; Кд — криптодиапир; К — кепрок

ним строением и представляют собой комбинированные по механизму образования формы. В них обычно выделяются три комплекса пород с разными физико-механическими свойствами: средний (стратиграфический) комплекс представлен по отношению к подстилающим и покрывающим образованиям наиболее пластическими породами (соль, ангидрит, гипс, мягкая глина и др.), верхний комплекс образует свод, или купол, частично или полностью прорванный нагнетенными (инжецированными) пластическими породами среднего комплекса (рис. 45). В периферической части диапировой структуры мощность пластического слоя уменьшается или он полностью выдавливается в ядро свода. Внутренняя штокообразная часть диапировой структуры называется *ядром протыкания*. От ядра нередко отходят мелкие штоки и шипы.

Мощность слоев покрывающего комплекса над диапировым ядром уменьшается, слои часто разрываются и отдельные их блоки взбрасываются, меняя свое положение. Ядра протыкания имеют весьма разнообразные формы. Среди них наблюдаются или расширяющиеся на глубину или колоннообразные формы, усеченные или куполообразные конусы, линзовые тела,

подушки, стены, тела в форме перевернутых симметричных и асимметричных каплевидных тел, иногда даже оторванные от основания складки. Если ядро протыкает не все вышележащие слои, то поверхностный из них образует куполообразные формы. Такие структуры со скрытыми диапировыми ядрами называются *криптодиапирами* (см. рис. 45).

Ядро диапировой структуры характеризуется обычно сложным мелкоскладчатым внутренним строением, а на контакте вмещающие породы вздернуты вверх, опрокинуты наружу или подмяты под породы ядра. Нередко вмещающие породы на контакте раздроблены, развальцованы и превращены в тектоническую брекчию. В удалении от ядра вмещающие слои выполаживаются, образуя между диапировыми формами прогибы или так называемые *компенсационные мульды, депрессии*. На поверхности ядра протыкания образуется из обломков, остатков от выщелачивания пород ядра и кровли так называемая «*соляная шляпа*», или *кепрок*, состоящая из глинистого вещества и мелких кусочков кальцита, ангидрита, серы и других остатков (см. рис. 45).

Кроме описанных выше складчатых форм в чехлах платформ и срединных массивах выделяются также крупные пологие структурные формы изгибов слоев.

§ 5. Крупные пологие структурные формы изгибов слоев

Крупные антиклинальные и синклинальные структурные формы более или менее пологие, широко распространенные, располагающиеся в относительно устойчивых областях спокойного залегания пород (платформы), выделяются в особый структурный тип. А. П. Павлов пологим поднятиям дал наименование *антеклизы*, а прогибам — *синеклизы*. Антеклизы представляют собой обширные выгибы (по В. В. Белоусову) первого порядка поверхностной части земной коры в форме антиклинали с очень пологим (доли градусов или несколько градусов), симметричным или асимметричным наклоном слоев на их крыльях. Мощности слоев к центру поднятий уменьшаются или слои выклиниваются (рис. 46, а, б).

Сводовые поднятия, или *своды*, имеют размеры меньшие, чем антеклизы. Это структуры второго порядка. Падение слоев на их крыльях также измеряется долями или единицами градусов, но иногда оно достигает 45—75°, особенно во внутренних частях структур, где прослеживаются односторонние взбросы. На своде в разрезе наблюдаются выклинивания некоторых стратиграфических горизонтов. Овальные, удлиненные в плане формы, обычно асимметричные и осложненные на одной стороне разрывным нарушением, называются *валами* (рис. 47, а). Более пологие купольные обособленные поднятия (иногда ос-

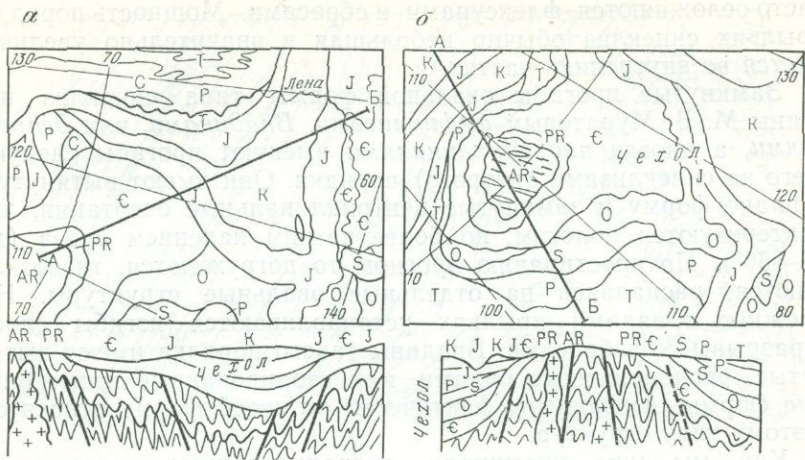


Рис. 46. Крупные пологие структурные формы изгибов слоев платформ:
 а — Вилуйская синеклиза; б — Анабарская антеклиза

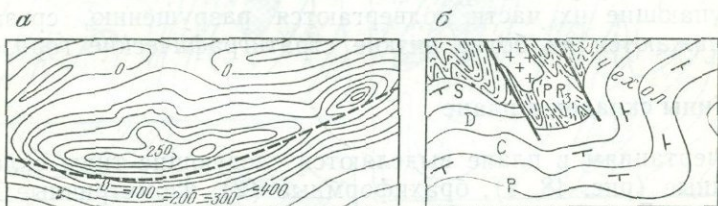


Рис. 47. Структурная карта вала (а) и план структурного носа (б)

ложненные мелкими складками) на теле структур первого порядка названы Н. С. Шатским *плакантиклиналями*. В. Е. Хаин именует их *платформенными антиклиналями*. Поперечные сводовые поднятия чехла на склонах синеклизы или антеклизы, переходящие в моноклиналиное залегание слоев, называются *структурными носами* (рис. 47, б).

Обширные прогибы, или синеклизы, представляют собой прогибы чехла с весьма пологим падением слоев на их крыльях, с наклоном, определяющимся долями метра или немногими метрами на километр по падению. В плане они имеют различную конфигурацию. Форма их неправильная, изометричная, плавно-угловатая, несколько открытая, расширяющаяся в определенном направлении. Размер синеклиз в поперечнике — сотни и первые тысячи километров. Сложены они мощными толщами, достигающими 3—4 км и больше (до 12—15 км). В поперечном разрезе синеклизы имеют симметричные или асимметричные формы. Относительно более глубокие горизонты пород на крыльях синеклиз имеют относительно больший угол падения и

часто осложняются флексурами и сбросами. Мощность пород на крыльях синеклиз обычно небольшая и значительно увеличивается во внутренних частях.

Замкнутые прогибы овальной формы типа синеклиз названы М. В. Муратовым *амфиклизами*. *Впадинами*, или *депрессиями*, а иногда *пласинклиналями* именуют прогибы следующего за синеклизами (второго) порядка. Они имеют вытянутую в плане форму и замкнутые центриклинальные очертания, характеризуются пологим, но более четким падением слоев (до 25—30°). По простиранию прогибы то погружаются, то воздымаются, распадаясь на отдельные овальные структуры. На смежных с валами крыльях устанавливаются изгибы слоев и разрывы со сбросами. Впадины такого порядка имеют вытянутые, расположенные рядами, или изолированные изометричные формы. Амфиклизы фактически по своей форме относятся к этому типу структур.

Как мы уже упоминали, неэродированные складки на геологических картах не проявляются, если не указываются элементы залегания самого верхнего слоя. В природе редко складчатые формы остаются неденудированными. Наиболее выступающие их части подвергаются разрушению, срезанию, и обнажаются их более низкие стратиграфические горизонты.

§ 6. Типы складок в плане

По очертаниям в плане выделяются следующие типы складок: линейные (рис. 48, 1), брахиформные (2), изометричные и угловатые. *Линейные складки* имеют вытянутые, длинные формы, ширина их во много раз меньше длины (соотношения 1 : 5, 1 : 7 и больше). В плане эти складки могут иметь неоднократные изгибы осевых линий, приобретать дугообразные формы и реже угловатые переломы, а в поперечном разрезе они могут быть всех типов, встречаются и линейные диапировые структуры.

Брахиформные складки (брахискладки) в горизонтальном сечении имеют форму эллипса. У них соотношение ширины к длине колеблется от 1 : 2 до 1 : 7. Шарниры брахискладок представляют собой дугообразные линии, концами погружающиеся в направлении периклинальных окончаний антиклиналей и воздымающиеся к краям синклиналей. Среди них асимметричные формы с подвернутым крылом встречаются значительно реже, чем косые и прямые; некоторые брахиантиклинали обладают веерообразным строением и диапировым ядром. При ундуляции шарниров наблюдаются четкообразные цепочки складок, когда слои в плане линзообразно сходятся и расходятся.

Изометричные складки в плане характеризуются примерно одинаковыми поперечными и продольными размерами и концентрическим расположением слоев. Антиклинальные изомет-

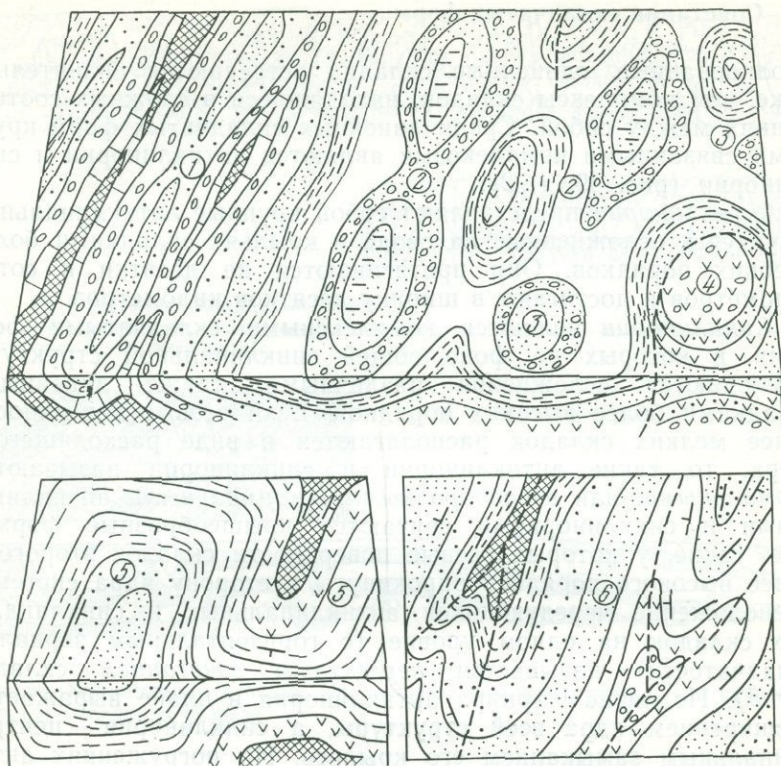


Рис. 48. Формы складок в плане (складчатость полная и прерывистая).
Складчатость: 1 — полная линейная, 2 — прерывистая, 3 — купола, 4 — диапировая, 5 —
коробчато-сундучная, 6 — виргация складок (осей)

ричные формы называются *куполами* (3), крупные формы — купольными сводами, а синклинали — *чашами*, *мульдами*, крупные — чашеобразными впадинами, или прогибами. К числу изометричных форм могут относиться синеклизы и антеклизы. Изометричные складчатые формы бывают прямыми и косыми, реже наклонными. Среди куполов широко распространены диапировые (4) (открытые и закрытые) формы, нередко осложненные разрывами.

Угловатые (коробчато-сундучные; 5) формы складок в плане имеют различные размеры, но преобладающими среди них являются формы II и III порядков. Ядро таких складок может быть закругленным, а периферические части — угловатыми, или наоборот. Нередко на одном конце угловатая складка имеет характерный коробчатый вид, а на другом, сужаясь, оканчивается обычной линейной формой, даже с разветвлением (виргацией) оси (6).

§ 7. Сочетания складчатых форм

Изолированные, одиночные складки встречаются значительно реже, чем комплексы складок, находящиеся в сложных соотношениях между собой. Среди линейных складчатых форм крупными связанными комплексами являются антиклинории и синклинории (рис. 49, 1, 2).

Антиклинории представляют собой крупные антиклинальные структуры, осложненные на своде и крыльях складками более высоких порядков. Они протягиваются на десятки и сотни километров и достигают в ширину десятков километров.

Синклинории являются комплексными складчатыми формами, в которых на фоне общей синклинальной структуры наблюдаются осложнения различными, также линейными складками более высоких порядков. Если осевые поверхности более мелких складок располагаются в виде расходящегося веера, то такие антиклинории и синклинории называются *нормальными*, или *веерообразными*. *Аномальными* антиклинориями и синклинориями считаются крышеобразные формы, т. е. такие, у которых осевые поверхности складок второго и более высокого порядков опрокинуты в сторону ядра системы. Расположение чередующихся антиклинальных и синклинальных складок на одном уровне (с горизонтальным зеркалом складчатости) называется *вергентным сочетанием* складок (3—5). Поднятие шарнира антиклинория в плане выражается расширением ядра всей структуры, а синклинория — центриклинальным замыканием его крыльев. На погружениях антиклинориев и на их сложных периклинальных окончаниях нередко располагаются брахиформные и куполовидные складки. При параллельном расположении линейных складчатых форм в крупных сочетаниях шарниры антиклинальных и синклинальных складок иногда испытывают одновременные поднятия или погружения на одних и тех же поперечниках. Такие поднятия называются *кульминациями складок* (рис. 50, 1), а одновременные опускания *поперечными прогибами*. Более крупное сочетание складчатых форм, состоящих из нескольких параллельных антиклинориев и синклинориев, образующих общую форму поднятия, называется *мегаантиклинорием*, а комбинацию параллельных антиклинориев и синклинориев в виде общей синклинальной структуры называют *мегасинклинорием*.

Сочетание складчатых форм, расположенных примерно на одном уровне и состоящих из чередующихся широких коробчатых синклиналей и гребневидных узких антиклиналей, называется *килевым* (2). Иногда такие антиклинали осложнены разрывами и диапирами, синклинали имеют коробчатые формы с эллиптическими в плане ядрами. Сочетание широких антиклинальных складок сундучного типа с узкими, килевидными синклиналями называется *коробчатым* (3). Параллельные ряды

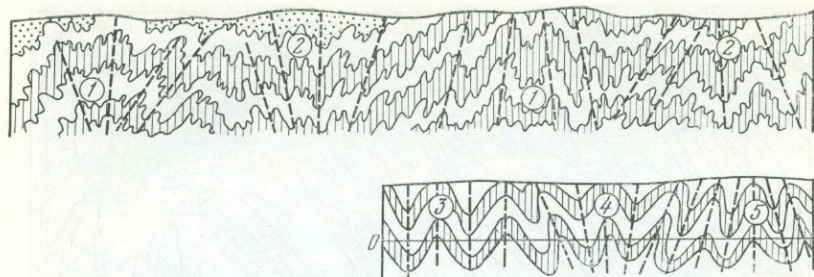


Рис. 49. Сочетание складчатых форм:

1 — антиклинории; 2 — синклинории. Вергентные формы: 3 — конвергентные, 4 — дивергентные, 5 — антивергентные

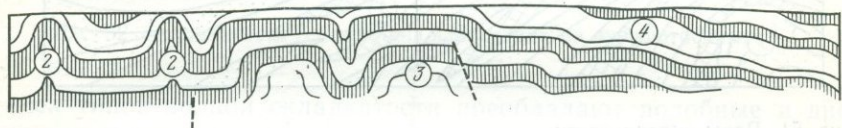
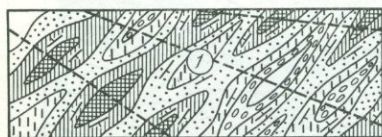


Рис. 50. Кульминация в плане (1), килевые (2), коробчатые (3) и ступенчатые (4) складки в разрезе

линейных флексурных перегибов принято называть *ступенчатыми рядами* (4). В синеклизах флексурные осложнения крыльев создают ступенчатые синеклизы. Погружения и поднятия антиклинальных и синклинальных складок любого типа образуют в плане то расширения, то сужения в их ядрах. Ряды складок могут иметь *линейные* и *цепочечные* формы (рис. 51, 1).

Кулисообразные ряды складок, или *эшелонированные складки*, располагаются параллельно между собой, но складки соседнего ряда несколько выступают вперед по простиранию, как кулисы на сцене. Ряды кулисных складок (2), расположенные под углами друг к другу, образуют *перистые комплексы* (3) кулисных складок. Сближение или как бы пережим комплекса параллельных складок называется *скучиванием* (4). Скучивание может наблюдаться как в одну, так и в другую сторону по простиранию рядов складок и образовывать *пучок параллельных складок*.

Ветвление складок в плане называется *виргацией* (5). Разветвление, сменяющееся новым схождением в плане складок в один ряд, называется разветвленным *миндалевидным пучком складок* (6). Серия параллельных дугообразных в плане складок называется *сигмоидальным пучком* (7). В районах распро-

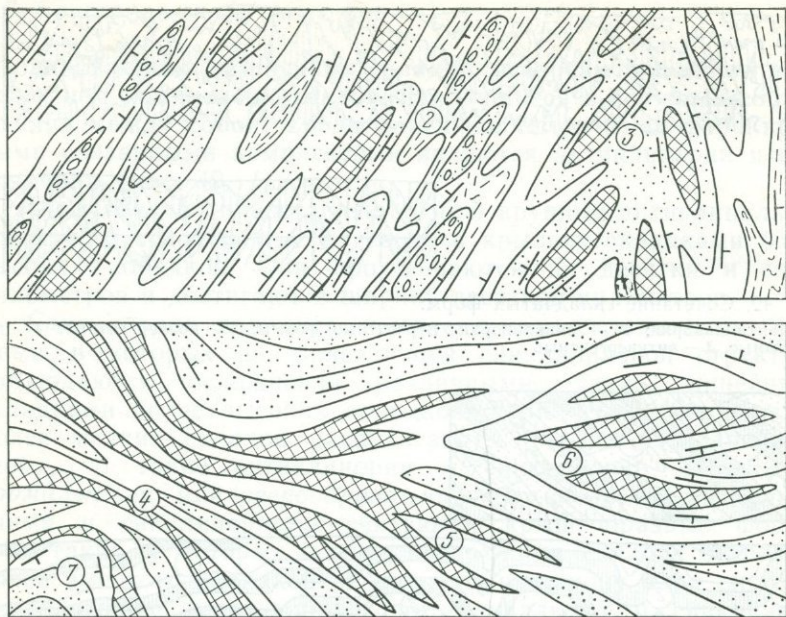


Рис. 51. Ряды складчатости:

1 — цепочечный; 2 — кулисный; 3 — перистый; 4 — ссучивания; 5 — виргация; 6 — минда-
левидный пучок; 7 — сигмоидальный пучок

странения диапировых складок встречаются кольцевые или полукольцевые синклинали, окружающие куполовидное поднятие, которые обусловлены прогибами слоев в результате оттока пластических масс к ядру протыкания. Встречаются также *радиальные пучки складок*, характерные лучистым расположением и разветвлением складок вокруг какого-либо центра поднятия или опускания.

§ 8. Складчатость и механизм ее образования

Под складчатостью, или складчатой структурой, понимается закономерная совокупность складчатых форм, развитых на значительной территории земной коры. Выделяются два основных типа складчатости: полная и прерывистая. В качестве третьего типа выделяется промежуточная складчатость.

Полная (голоморфная) складчатость иначе называется линейной, или геосинклинальной. Для нее характерны непрерывное распространение антиклинальных и синклинальных складок и отсутствие внутри нее широких участков горизонтального залегания пород. У параллельных складок простираение выдержанное. Направление их меняется широкими рядами. Среди



Рис. 52. Складчатость геосинклинального типа на аэрофотоснимке

всех типов полной складчатости преобладают подобные и дисгармоничные формы, нередко осложненные взбросами, надвигами и покровами. Полная складчатость прослеживается широкими поясами однотипных структур на сотни и тысячи километров в длину в пределах геосинклинальных областей (рис. 52).

Прерывистая (идиоморфная) складчатость характеризуется локальностью развития отдельных складок в области горизонтально или полого-наклоннозалегающих пород, неодинаковым развитием антиклиналей и синклиналей и отсутствием выдержанной линейности. Эти типы складок Н. С. Шатский назвал *плакантиклиналями* и *плаксинклиналями*. Среди них выделяются брахиантиклинали, сложные диапировые структуры и широкие синклинальные и антиклинальные формы, а также купола, валы, сундучные складки и флексуры. Каждая в отдельности складка не похожа на другую, даже соседнюю.

Промежуточная складчатость, по В. В. Белоусову, представлена формами с признаками полной и прерывистой складчатости. Внутренние части складок принимают вид эллипсов или изометричные формы. В промежуточной складчатости сочетаются вытянутые линейные и прерывистые складки. Линейные структуры тяготеют к зоне полной складчатости, а прерывистые к зоне идиоморфной (рис. 53, а, б, в).

Механизм образования различных типов складок обуславливается свойствами материала, подвергшегося деформации, типами тектонических движений и условиями среды, в которой происходит деформация горных пород. Сама по себе форма

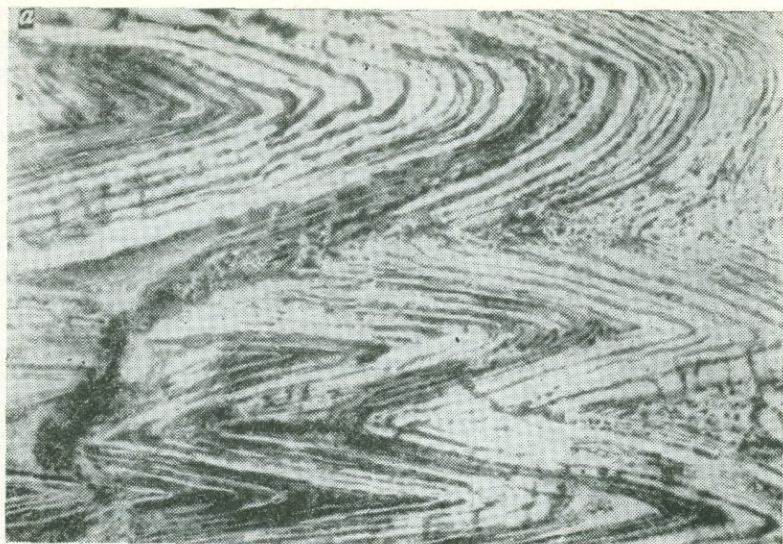


Рис. 2. Слизистая оболочка кишечника у лягушки.



Рис. 6. Слизистая оболочка кишечника у лягушки.

складок не указывает на их происхождение. Морфологические типы складок могут возникать и развиваться в результате изгиба слоев, скалывания и пластического течения пород. Обычно выделяются два главнейших способа образования складок: в результате поперечного и продольного изгиба (рис. 54, *а*, *б*, *в*). К первому типу складок относятся штамповые складки (по В. В. Бронгулеву), т. е. складки, образованные движением жестких блоков или глыб и смятием перекрывающих слоев. Ко второму типу относятся формы общего смятия мощной толщи пород в линейные складки. Выделяется и третий, более сложный тип структур, который возникает от нагнетания пластичных масс между двумя менее пластичными слоями (диапиризм). Для него характерны поднятия и прорывы вышележащих слоев. Вообще складки могут образоваться в результате изгиба, послойного течения, скалывания (кливажа) или штампа, вертикального поднятия жестких блоков и их смятия и от смещения по различным разломам. В качестве особого типа выделяются сложные складки, возникающие от сочетания различных воздействий (диапирические и дисгармоничные формы).

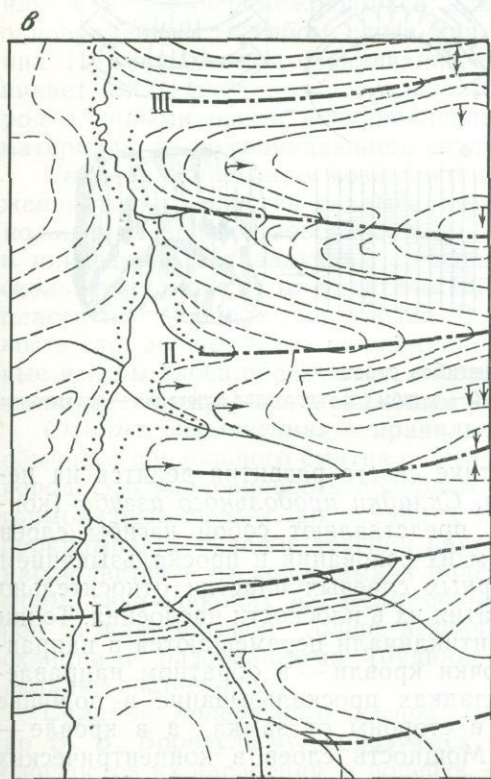


Рис. 53. Периклиналиные и центриклиналиные формы промежуточной складчатости на аэрофотоснимках (*а*, *б*) и дешифрованные структуры снимка (*в*)

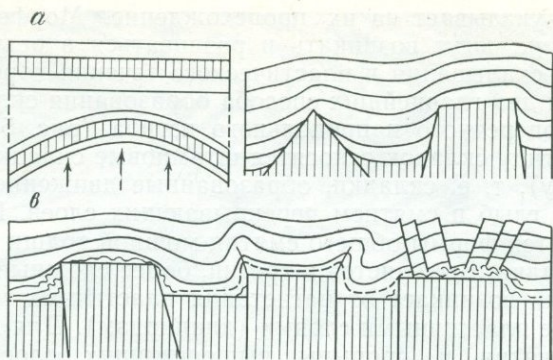


Рис. 54. Механизм образования штамповых складок без укорочения основания: *а* — поднятие жесткого блока; *б* — растяжение и разрыв перекрывающих пород; *в* — поперечный изгиб, в результате которого образовались блоковые и штамповые складки

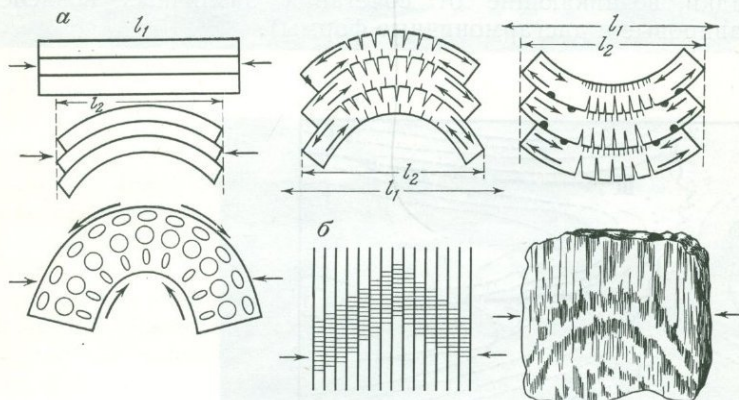


Рис. 55. Механизм образования изгибов слоев: *а* — изгибы с укорочением основания; *б* — изгибы без укорочения основания — скальвание

Все складки по кинематике своего развития делятся на несколько характерных типов. *Складки продольного изгиба* (концентрические и подобные) представляют собой изгибы слоев горных пород с укорочением их основания и проскальзыванием друг друга в результате сжатия их в плоскости наслонения. Точки подошвы каждого слоя в антиклинали перемещаются в направлении замка складки, а точки кровли — в обратном направлении. В синклинальных складках проскальзывание в подошве каждого слоя происходит в стороны от замка, а в кровле — к замку (рис. 55, *а*, *б*). Мощность слоев в концентрических складках не изменяется.

Концентрические пологие изгибы образуются в жестких породах легче в тех случаях, когда однородные породы относительно более тонкослоисты. Дальнейшее их смятие приводит к разломам в замках антиклинальных складок от растяжения в кровлях к сдавливанию в подошвах слоев. В синклиналиях закономерность сжатия и растяжения слоев обратная.

Пластичные породы среди жестких слоев будут деформироваться путем пластического течения. Но на первом этапе плоского изгиба и пластичные слои проходят через стадию упругой деформации. Распространенным типом складок продольного изгиба являются подобные складки. На крыльях таких складок породы раздавливаются, «текут» и нагнетаются в замковые части. Раздувы замковых частей складок происходят также от отслаивания пород и образования между слоями зазоров или полостей. На крыльях подобных складок пластичные породы пережимаются, уменьшаются в мощности от оттока, а жесткие породы разбиваются сколами на обломки со скошенными краями или на линзы и будины отрыва. Складки общего непослойного пластического течения или кливажные складки скальвания образуются в мощной толще пластичных слоистых пород или в толще перемежающихся пластичных и жестких пород одновременно с изгибом слоев при течении материала внутри них. При продольном сдавливании складчатых слоев в них возникает плоскопараллельное расположение частичек горных пород длинными осями в направлении вытягивания или течения материала, но не совпадающего со слоистостью.

Складки скальвания возникают при дифференциальном движении тонких пластин скальвания, совпадающих в своем расположении с осевой поверхностью общего изгиба (см. рис. 55, б) и никогда не совпадающих со слоистостью. Толщина пластин скольжения зависит от пластического состояния пород: в более пластичных породах они тоньше. В складках скальвания мощность слоя меняется так же, как в подобных складках, но подобные изгибы слоев образуются, очевидно, и при пластическом течении масс от крыльев к замковым частям.

Складки «волочения» — правильнее называть их складками обычного продольного смятия с послойным течением пластичных пород; это разновидность подобных складок, вписанных в дисгармоничные формы, но имеющих более высокий порядок. Запрокидывание складок течения внутри пластичного слоя всегда наблюдается в сторону замков более крупных дисгармоничных форм, заключающих их. Если мощность жестких прослоев пород в пластической толще незначительная, то развиваются складки с разорванными (будинированными) прослоями или складки с кливажем.

Складки поперечного изгиба (надблоковые) — штамповые, по В. В. Бронгулееву, образуются от смятия пород не вдоль плоскостей их наслоения, а поперек — «по мощности» — силами,

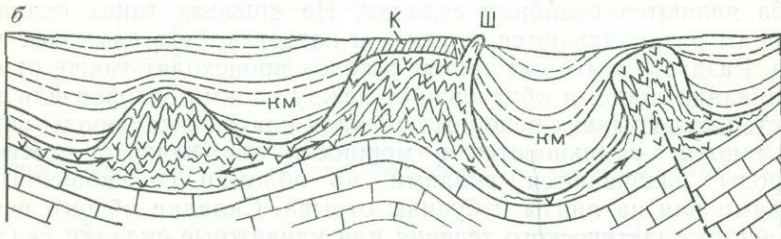
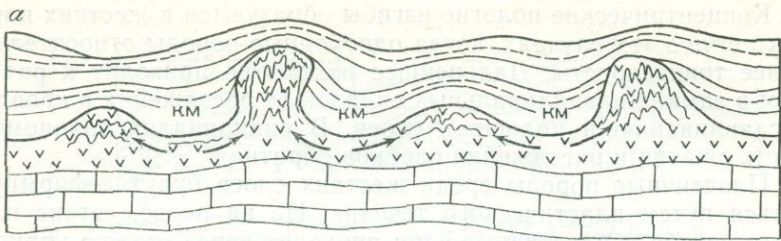


Рис. 56. Механизм образования диапировых структур и компенсационных мульд (а, б).

КМ — компенсационная мулда; К — кепрок; Ш — шип

направленными преимущественно вертикально. Штамповые складки образуются без сокращения горизонтальной протяженности слоев (см. рис. 54), но с увеличением площади поверхности деформированных пород и уменьшением мощности слоев.

Штамповые складки В. В. Белоусов называет глыбовыми, Г. Д. Ажгирей — складками растяжения, В. Е. Хаин — отраженными, А. Е. Михайлов — складками облекания. Впервые такие складки были отмечены А. П. Карпинским для европейской части России и объяснялись вертикальными движениями глыб жесткого фундамента платформы.

Надблоковые штамповые, или глыбовые, складки образуются в результате поднятий или опусканий блоков, перекрытых чехлом относительно более пластичных пород. Нередко на глубине они осложняются разрывами типа сбросов или взбросов. Надблоковые складки на поверхности образуют широкие своды, антеклизы, валы, структурные носы, коробчатые, или сундучные, складки и реже купола. На скатах сундучных блоков поднятий иногда образуются ушеобразные килевидные складки — «уши», расположенные также над флексурами или над контактами глыб. Такие складки могли формироваться при некотором обратном вертикальном движении подкладчатого блока (см. рис. 54).

Комбинированные кинематические типы структур продольного смятия нередко сопровождаются следами поперечного изгиба (течения) и диапиризма, концентрические складки преоб-



Рис. 57. Аэрофотоснимок солянокупольной структуры:
а — выход соли

разовываются в складки с изменением мощности слоев. На складки с послойным течением материала могут накладываться кливажированные и другого типа складки при смене одного типа деформации другим.

Диапиризм состоит из двух процессов: течения пластичной породы, ее нагнетания и всплывания (по В. В. Белоусову) в виде ядер протыкания и образования сводов с разрывами слоев в покрывающих породах (рис. 56, а, б).

Линейные диапировые структуры распространены на западном склоне Южного Урала, в нефтеносных районах Румынии и в других областях. Они представляют собой сложные формы продольного изгиба и нагнетания. Там, где диапировые формы располагаются среди горизонтально или спокойно залегающих пород, их образование объясняется поперечным изгибом слоев от поднятия на глубине по разломам блока нижнего структурного этажа или выжиманием от неуравновешенного давления мощной толщи перекрывающих пластичный слой горных пород в участки с относительно меньшей мощностью перекрывающих отложений.

Опыты показывают, что текучесть соли, гипса, ангидрита, пластичных глин отчетливо проявляется под давлением вышележащих пород мощностью в несколько сот метров*. Мощность

* По вычислениям Ю. А. Косыгина, мощность пластичных пород должна быть не менее 120 м, а мощность покрывающих пород — более 300 м.

слоев под массой соляного ядра в результате раздавливания и растяжения уменьшается. Покрывающие породы с боков ядра при диапиризме разрываются и слои сильно задираются вверх, взбрасываются, запрокидываются и перетираются, образуя брекчин. Соль выжимается по разломам в стороны и вверх, возникают жилы, «дайки» или боковые ответвления значительных размеров в форме штоков. Над соляным ядром в закрытых диапирах располагаются породы шляпы (кепрок; см. рис. 56, а). Дальнейшее нагнетание и поднятие пород диапирового ядра в закрытой структуре приводит к прорыву ими оставшихся перекрывающих слоев, обнажению и даже расплыванию на дневной поверхности пластичных масс (рис. 57). Соляная масса приобретает куполообразную или грибообразную форму. На месте оттока соли в ядро вокруг структуры образуются прогибы кольцевой и дугообразной формы, иногда с внутренними поднятиями в них.

Над мощной «каменной шляпой» (кепрок) в результате выщелачивания пород могут возникать прогибы, сопровождающиеся сбросами. Внутренняя тектоника соляных штоков очень сложна. Бурением и геофизическими работами под соляными диапирами устанавливаются своды, купола, прогибы или мульды, блоки или уступы от разломов. Гребневидные стенообразные линейные соляные диапиры располагаются чаще всего над вытянутыми поднятиями или более крутыми флексурными склонами и разломами.

В настоящее время большое значение для восстановления динамики образования складок и складчатых поясов приобретают тектонофизический анализ и лабораторные эксперименты, которые приближают нас к пониманию явлений динамики складкообразования. Одинаковые складчатые формы могут возникать в результате различно ориентированных сил и разных типов деформаций. Главные оси деформации, максимальные скалывающие напряжения и их ориентировку в складчатых слоях приходится устанавливать по сланцеватости, кливажу, мелким дисгармоничным складкам, трещинам скола и отрыва, ориентировке элементов удлинения частиц пород деформированного слоя и другим признакам.

В областях линейной складчатости продольного сжатия малая ось деформации (ось сокращения) располагается горизонтально по нормали к простираению складчатости; большая ось (ось удлинения) имеет вертикальное положение и указывает на поднятие складчатых толщ. В направлении простираения складчатости происходит удлинение, вытягивание масс пород, но с сохранением ширины основания за счет изгибов слоев и ундуляции складок. По положению главных осей деформации вообще невозможно установить направление и величину действующих усилий и место их приложения, так как одни и те же деформации и одинаковые по форме складки могут возникать в результате приложения различных усилий. Следовательно, судить о направле-

нии и величинах действующих усилий, создавших те или иные складчатые структуры, очень трудно. Реставрация динамических условий должна основываться на детальном изучении физических, механических и химических свойств пород, подвергшихся деформации, а также на анализе общей тектонической обстановки, тектонического поля напряжений и истории развития структур во времени.

§ 9. О генетической классификации складок

Классификация складок по морфологическому и кинематическому признакам не дают полного представления об их образовании. Генетическая классификация должна строиться с учетом динамического развития структур, развития их во времени и во взаимодействии со средой, в которой они образовались. Однако в существующих классификациях предпочтение отдается или морфологии или кинематике, или геотектонической обстановке, в которой происходило формирование складок. Ю. А. Косыгин отмечает, что геологи пока дают материал только для генетической классификации складчатости. Проблема происхождения геосинклинальной складчатости продолжает составлять одну из узловых проблем геотектоники. При классификации складчатых форм по генетическому принципу нередко образование мелких складок отождествляют с образованием крупных складчатых систем.

Первые генетические схемы образования складчатых форм строились исходя из учета общей контракции Земли и развития только тангенциальных сил. Последующие гипотезы геотектонического развития земной коры: гипотеза изостазии и геосинклинальная, горизонтального перемещения материков и орогенно-кратогенная, осцилляционная и радиоактивного распада, радиомиграционная и, наконец, геосинклинальная гипотеза разрешили многие вопросы генезиса складчатых форм с точки зрения кинематики их развития. В более ранних классификациях складок по генетическому признаку деление их производилось по глубине формирования структур. Э. Арган, например, выделял «глубинные» и «покровные» складки, Э. Хаарман, Р. Ван Бемелен — «первичные» и «вторичные» формы. В некоторых классификациях в основу генетического подразделения складок была положена принадлежность форм к геотектоническим элементам земной коры. По этому принципу выделялись складчатые формы геосинклинальных областей, платформ и зон, переходных между ними.

Принимая за первопричину формирования складчатости вертикальные движения земной коры, некоторые ученые склонны считать общую складчатость вторичной, образовавшейся в результате гравитационного соскальзывания слоев с первичных поднятий (туморов) или вследствие «всасывания» на глубину

в первичных крупных прогибах земной коры поверхностных толщ по разломам и смятия при этом слоев в линейные складчатые системы.

Первичные и вторичные тектонические складчатые образования выделяются многими исследователями. Первичные, по их мнению, образовались от вертикальных глубинных движений, а вторичные — в результате трансформации вертикальных движений в горизонтальные. В генетической классификации складчатых форм, таким образом, наметилось разделение складок по происхождению на две группы: складчатость, обусловленная преимущественно радиальными движениями, и складчатость, связанная в основном с горизонтальными движениями масс земной коры. Нет больших разногласий также при разделении складчатых форм на складки платформ (и других устойчивых областей), геосинклинальных областей и переходных зон. В качестве особого типа В. В. Белоусов выделяет складчатость глубинного, или метаморфического, происхождения, образующуюся при гранитизации и формировании гранито-гнейсовых и мигматитовых куполов, при подъеме «глубинных диапиров» магмы.

По классификации Г. Д. Ажгирея, все складчатые формы делятся на два типа: складки, образовавшиеся при тангенциальном сжатии земной коры, и складки, возникшие при тангенциальном растяжении на значительных участках земной коры. Внутри каждого из этих типов выделяются региональные складки первого порядка и более высоких порядков. Первое место занимают складки коры, а на них накладываются складки геосинклинальные, складки возрожденных подвижных зон и платформенных областей.

В. В. Бронгулеев выделил три основных типа складок платформ и геосинклинальных областей: а) штамповые складки, как результат поперечного растяжения слоев от вертикального движения блоков; б) складки коробления от продольного изгиба слоев; в) складки течения, как результат дифференцированного течения пород под действием разности давления. Совокупность этих типов складок называется складчатостью.

В классификации складок, предложенной В. Е. Хаиним, они подразделены на две группы: 1) эндогенные складки; 2) экзогенные складки.

Среди *эндогенных складок* выделены следующие типы: 1) складки сжатия, одновременные с осадкообразованием (смятие слоев происходило при поднятии их между двумя боковыми упорами — через хорду); 2) складки сжатия, образовавшиеся от поднятий прогибов при сокращении площади прогибов; 3) складки свободного гравитационного скольжения по срывам; 4) складки раздавливания и выжимания в стороны, возникшие от вертикальных усилий при восходящих движениях; 5) диапировые складки; 6) отраженные складки, сформировавшиеся

в мощном осадочном покрове от подвижек блоков фундамента по разрывам; 7) магматогенные складки, связанные с механическим воздействием интрузирующей магмы на вмещающие породы; 8) метаморфогенные складки, являющиеся причиной смятия пород от увеличения объема масс при их метаморфизме.

Экзогенные складки делятся на следующие типы: 1) складки облекания; 2) складки неравномерного уплотнения пластичных горных пород; 3) складки выпирания под давлением вышележащих пород от увеличения объема масс при их метаморфизме; 4) складки разбухания от изменения объема пород; 5) складки обрушения; 6) складки оползания от нарушений гравитационного равновесия; 7) ледниковые складки от смятия слоев под напором льдов.

В заключение можно сказать, что единой классификации складок по их генезису пока нет и это обусловлено отсутствием единого подхода при подразделении складок на генотипы. Сейчас уже наметилась общая предварительная схема, которая должна быть положена в основу разделения складчатых форм на генетические типы. Последние, очевидно, следует выделять в зависимости от приуроченности их к главнейшим геотектоническим элементам земной коры, глубины и механизма образования, а также от типов тектонических движений, морфологии структур и термодинамической обстановки. Нерешенным пока остается вопрос *глубины образования складчатости*. Поверхностные складки возникают вблизи дневной поверхности или на сравнительно небольшой глубине, глубинные — приурочены к средним и нижним зонам земной коры. Глубина образования каждого типа складчатости определяется многими причинами, из которых главнейшей является приуроченность к тому или иному геотектоническому элементу земной коры.

Глубина заложения складок и их преобразование могут проявляться вплоть до горизонтов переплавления горных пород. Эта критическая граница располагается на различной глубине. Нередко она может быть локальной. Нижней границей тектонических дислокаций, где формируются складчатые тектонические формы, будет нижний предел метаморфических преобразований. По мнению одних исследователей, складчатость геосинклинального типа (голоморфная, общего или продольного смятия и т. д.) усложняется с глубиной, по мнению других, она с глубиной переходит в более простые формы, подобные концентрическим складкам.

Считается, что в глубинных условиях земной коры преобладают структуры течения, выше — структуры разлома и течения, и в приповерхностном чехле — деформации типа разлома, продольного и поперечного изгибов и в меньшей степени — течения. Древние образования отличаются от молодых относительно большей смятостью, которая является результатом неоднократных деформаций. Однако более простые складчатые формы

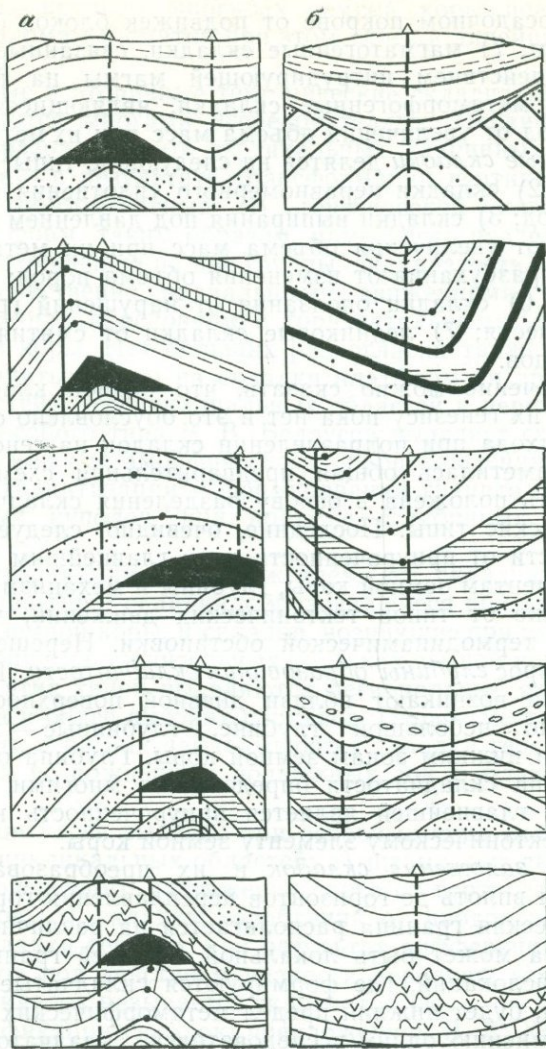


Рис. 58. Формы смещения замков складок с глубиной:

a — смещение замков антиклиналей, по В. Е. Хайну; *б* — смещение замков синклиналей, по В. Н. Павлинову. Черное — нефтегазоносные залежи

встречаются и в древних породах, расположенных ниже складок более молодого возраста. В некоторых участках земной коры наблюдаются поверхности срыва и пластины складчатого смятия. Таким образом, складчатость может перемежаться, сменяясь то более сложной, то относительно простой. Часто наблюдаются несоответствия в расположении замковых частей поверхностных складок и складок более глубоких горизонтов.

Смещение замков складок с глубиной. Известны смещения замков складок с глубиной в антиклиналях и в синклиналях. Установление такого несоответствия имеет большое значение при поисках и разведке полезных ископаемых. Типы смещения сводов антиклинальных складок, по В. Е. Хаину (рис. 58, а), образуются в результате следующих причин: 1) медленного роста асимметричного поднятия; 2) послезерозийного смещения; 3) миграции центра поднятия во времени; 4) стратиграфического изменения мощностей; 5) смещения над эродированным сводом, нарушенным разрывом; 6) послезерозийного прислонения; 7) прислонения к разрыву; 8) перехода от одной эпохи складкообразования к другой; 9) общей первичной дисгармонии; 10) механической дисгармонии; 11) асимметрии складок; 12) послесбросового смещения.

Ю. А. Косыгин приводит более простую схему типов смещения сводов, образовавшихся в результате: 1) наклона осевой поверхности; 2) дисгармоничного смещения; 3) регионального изменения мощностей; 4) поверхностного накопления осадков над растущими антиклиналями при неравномерных поднятиях и денудации.

Необходимо также выделять следующие различные типы смещения замковых частей и в синклинальных формах (рис. 58, б): а) в асимметричных синклиналях; б) в заблокированных синклиналях; в) в синклиналях, образовавшихся в мигрирующей области прогиба; г) в слоях, мощность которых изменяется неравномерно; д) в синклиналях с увеличенной мощностью слоев в центральной части и с асимметричной формой изгиба; е) в разноярусных синклиналях, с эрозийным несогласием. Среди последних выделяются также разновидности: 1) несогласно наложенные синклинали; 2) двухфазно заблокированные формы; 3) ингрессивно вложенные синклинали; 4) облекающие наложенные формы; 5) дисгармоничные формы, обусловленные несколькими фазами эрозии и смятия; ж) эрозийно наложенные формы над разломами; з) внутри вложенно-прилегающие ингрессивные формы; и) прислоненные по разрывам; к) складки механической дисгармонии.

Осадкообразование и складчатые нарушения. Складчатые формы могут быть доседиментационными, конседиментационными и постседиментационными. В ряде случаев они формируются в процессе осадконакопления. Осадкообразование влияет на образование форм складчатых нарушений. Изменение литологического состава пород, слагающих складчатую толщу, позволяет восстанавливать направленность осадочного процесса и характер тектонических движений, обуславливающих рост, разрушение или погребение складчатых форм, расположение зон поднятий и размыва. Изучение изменения мощностей отложений в складчатых толщах дает возможность выявлять тип и амплитуду тектонических движений.

Процессы складкообразования протекают непрерывно или прерывисто. Перерывы в тектонических нарушениях в моменты осадкообразования приводят к образованию структур облекания, прислонения и несогласных перекрытий более молодыми отложениями. Следы тектонических движений и признаки образования складчатых форм указывают на медленное развитие складчатости, захватывающее целые эпохи и геологические периоды. К такому выводу впервые в отличие от существовавшего мнения быстрого складкообразования пришел в 1924 г. Н. С. Шатский. Формирование антиклинальных прерывистых складок или крупных поднятий при одновременном осадконакоплении приводит к уменьшению на сводах мощности отложений, увеличению грубозернистости материала или размыву отложений. В синклинальных прогибах, развивающихся одновременно с осадконакоплением, наблюдается увеличение мощности отложений во внутренних частях прогибов. Центры поднятия и опускания перемещаются во времени, что является следствием перераспределения литофаций отложений. Перерывы в отложении осадков, внутрiformационные размывы, несогласия, смещения сводов, резкие изменения мощностей пород в складчатых формах — все это указывает на неравномерность, пульсационность развития тектонических движений.

§ 10. Методы изучения складчатых форм

Складчатые формы могут изучаться с точки зрения морфологии, размеров составляющих их элементов (частей), расположения их в пространстве и во взаимосвязи. В морфологическое изучение складчатых структур входит также восстановление процесса образования окончательной формы по отдельным сохранившимся частям, выходам слоев на дневную поверхность и залеганию последних на глубине.

Поверхностное распространение складок или их картина на топографической карте могут не давать полного и ясного представления о морфологии складок, поэтому складчатые формы восстанавливаются до возможной глубины путем построения геологических разрезов. Для того чтобы отобразить морфологию складчатых форм на геологических разрезах, вначале необходимо установить стратиграфическую последовательность отложений, слагающих складки, определить их мощность и другие свойства. Отобразить морфологию складчатых форм можно на блок-диаграммах и структурных картах, показывающих в изолиниях высотные отметки рельефа складчатых поверхностей.

Для восстановления механизма образования складчатых форм требуются детальные исследования следов деформаций горных пород в различных частях складчатых структур, выяснение взаимосвязей между элементами складок и установление палеополей напряжения, в которых образовались складки.

Поля напряжений даже внутри отдельных складчатых форм при их образовании и преобразовании имели различную местную ориентировку и разное значение, что и отразилось на характере деформации слоев. Механизм образования складчатых форм обычно изучается при специальных тематических исследованиях, но в их основе лежат общие методы исследования.

В нашей стране большое значение приобрело изучение механизма образования складчатых форм экспериментальным путем, т. е. путем моделирования складчатых структур и восстановления полей тектонических напряжений (В. В. Белоусов, М. В. Гзовский и др.). Экспериментальное изучение началось еще в первой половине прошлого столетия. Для выяснения механизма складкообразования от бокового сдавливания брались такие материалы, как глина и сукно. Позже при экспериментах стали изучать не только тангенциальное сдавливание, но и вертикальную нагрузку. В конце прошлого и начале текущего столетия опыты по воспроизведению складок на пластических материалах (глина, воск, парафин, масло, мед, асфальт, озокерит, зубной порошок и др.) проводились в качестве иллюстрации формирования складчатых форм при действии горизонтальных сил на основе развития земной коры по контракционной гипотезе. Однако в опытах создать условия, близкие к природным, невозможно. Эксперименты проводятся в значительно уменьшенных масштабах, т. е. условия подбираются по принципам подобия. В их основе лежит условие подобия, определяемое по формуле

$$C\eta = C\rho C\varepsilon C_t,$$

где $C\eta$ — отношение величины вязкости модели и моделируемого объекта, $C\rho$ — отношение плотностей материала модели и объекта, $C\varepsilon$ — отношение геометрических размеров модели и объекта, C_t — отношение продолжительности развития процесса на модели и в природе. Однако данный принцип не учитывает инерционные силы и вязкость. Для моделирования складчатых дислокаций применялись нефтепродукты (петролатум, пшечная смазка, битум, канифоль) или влажная глина.

При образовании складок большую роль играют мощности деформирующихся слоев и нагрузки вышележащих пород. В. В. Белоусовым ставились опыты по выяснению условий перераспределения или нагнетания материала в слое вследствие пластических течений при деформациях, изучению напряжений в сминаемых слоях, формированию разлинзованных прослоев (будин), образованию складок нагнетания и других форм. Он подчеркивал, что «метод моделирования, конечно, нельзя рассматривать как самостоятельный», его можно считать важнейшей составной частью в комплексе тектонофизических исследований, т. е. в комплексе изучения тектонических дислокаций геологическими и физическими методами. Экспериментальные

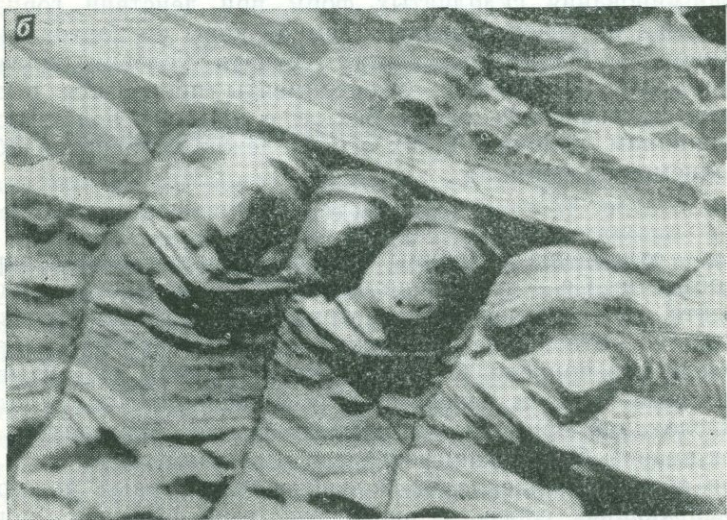
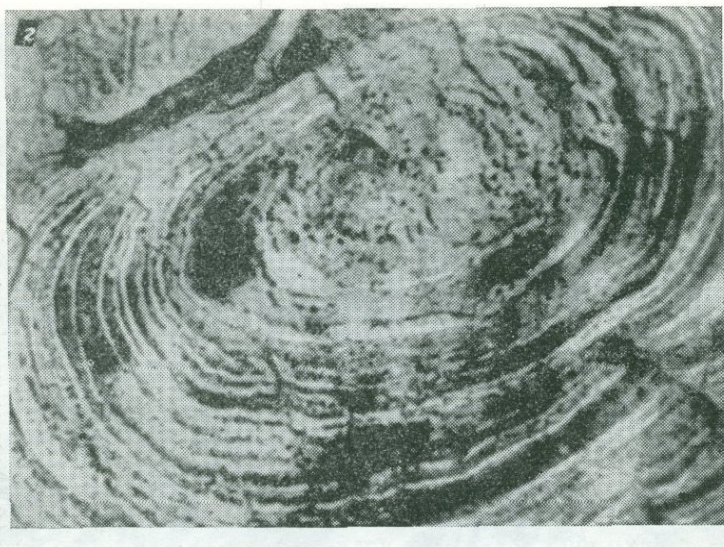


Рис. 59. Складчатые формы на аэрофотоснимках:

a — периклираль; *б* — синклираль; *в* — периклираль и центриклираль; *г* — брахиформная синклираль (косая)

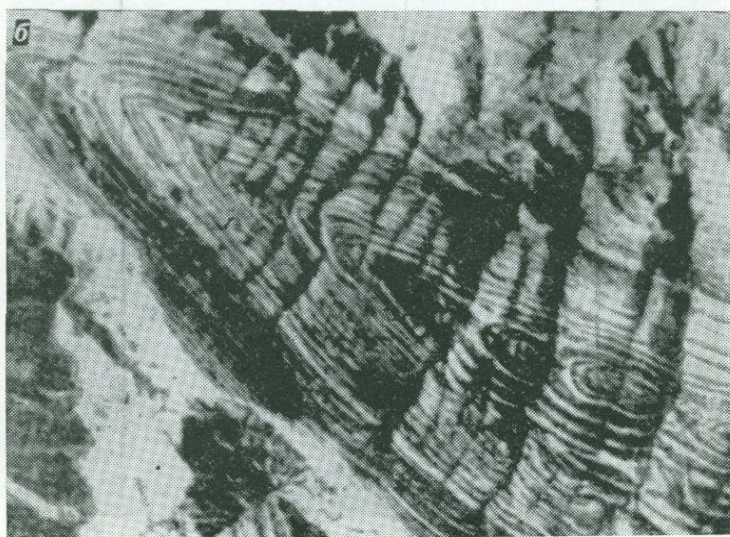
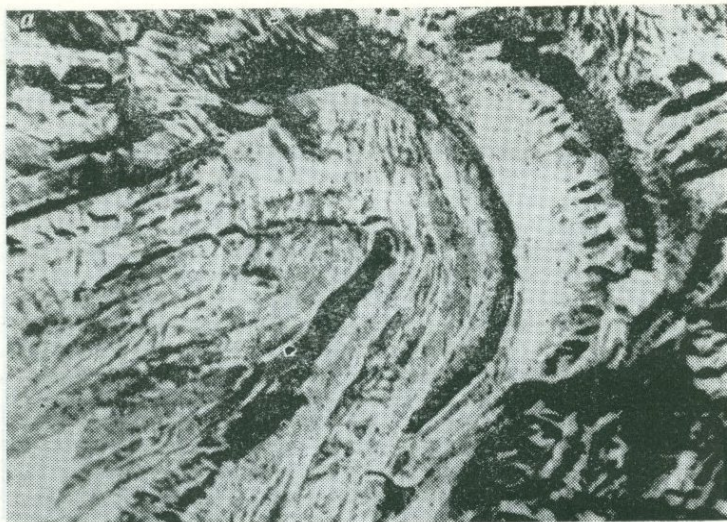
исследования, подтверждающие генезис типов складчатости, как и гипотезы складкообразования, разработаны слабо.

Дешифрирование складчатых форм по аэрофотоснимкам. Складчатые формы залегания горных пород хорошо проявляются на аэрофотоснимках в тех районах, где покров молодых рыхлых отложений распространен ограниченно. Но в некоторых слу-



чаях даже при значительном по мощности перекрывающем чехле складчатые формы, особенно на космических снимках, проявляются довольно отчетливо. Обычно на аэрофотоснимках складчатые формы выглядят так же, как на геологической карте (рис. 59, а, б, в, г).

Аэрофотоснимок складчатых структур дает фактическую геологическую картину с отображением границ слоев, которые хорошо видны благодаря цветовым или тоновым различиям



пород, различным формам рельефа, создаваемым разными типами пород. Все эти границы механически фиксирует фотоаппарат. При ровном плоском горизонтальном срезе складчатых форм даже при сплошной обнаженности структур, когда отсутствуют структурные зубцы-треугольники, очень трудно отличить антиклинальные складки от синклинальных, если не произведено предварительное литолого-стратиграфическое возрастное (тоновое) дешифрирование пород. В районах расчле-



Рис. 60. Замыкания крыльев складок на аэрофотоснимках:
а — центриклинальное (коробчатое); *б* — угловатое; *в* — стереопара периклинального
 окончания складки

ненного рельефа складчатые формы на аэрофотоснимках вырисовываются довольно отчетливо и легко дешифрируются (рис. 60, *а*, *б*, *в*).

По аэрофотоснимку можно определить общий тип складчатости и соотношение складок в плане, отличить линейную складчатость от прерывистой, а также выявить расположение рядов складок. По периклинальным и центриклинальным смыканиям крыльев складок легко определяются килевидные, сундучные, веерообразные и другие формы. На аэрофотоснимке хорошо видны осевые линии и шарниры, проходящие через точки максимумов перегиба слоев на периклинальных и центриклинальных окончаниях складок. По положению осевых линий и шарниров, а также по форме зубцов устанавливается симметричность и асимметричность строения складок и их типы.

Для определения типа складок на аэрофотоснимках в первую очередь необходимо провести литологическое и стратиграфическое дешифрирование с целью составления хотя бы общей схемы возрастной последовательности слоев. Затем, выбирая складчатые формы сначала по лучшему их выражению на снимках, следует приступать к определению залегания пород в различных частях складок.

Элементы залегания слоев по фотоснимкам определяются описанным ранее способом с помощью слоевых или пластовых зубцов (треугольников).

Антиклинальные прямые и косые складки отличаются от синклиналильных тем, что слоевые водораздельные зубцы у них вершинами обращены к ядру, тогда как в синклиналильных складках они направлены от ядра. В наклонных складках, в отличие от прямых и косых, слоевые зубцы обращены в одну сторону (если складки выходят на одном склоне горы). В сундучных формах на своде наблюдаются слоевые останцы или длинные зубцы. На крутых склонах крыльев, расположенных ближе к замку, зубцы плоские, широкие, дальше от свода, у основания антиклинальной сундучной складки, снова прослеживаются слоевые останцы или длинные зубцы. Флексурные изгибы или ступенчатые флексуры на аэрофотоснимках отличаются от сундучных форм отсутствием симметрии в расположении зубцов и останцов и незамкнутостью контуров структуры (отсутствием периклиналей и центриклиналей). При дешифрировании должны учитываться все данные, свидетельствующие о форме складок, например: резкое изменение мощности слоев по простиранию и падению, трансгрессивные или угловые несогласия, которые отчетливо проявляются на аэрофотоснимках, а при наземной съемке часто бывают незаметны. Несмотря на большое значение геологического дешифрирования, оно, однако, не может быть самостоятельным методом, обособленным от полевых наблюдений.

Определение возрастной последовательности пород в складках. Общую стратиграфическую последовательность пород нужно выяснять одновременно со структурным изучением и составлением геологической карты района. В тех случаях, когда в одном обнажении или в сплошном разрезе вскрыта вся толща пород, слагающих район, изучить последовательность наслоения значительно проще, чем тогда, когда имеются разрозненные обнажения (рис. 61). При изучении разрезов и дешифрировании аэрофотоснимков особо следует выделять маркирующие горизонты, необходимые для составления геологической карты и сопоставления слоев при сведении местных колонок в общую сводную (рис. 61).

В разрезах сложно складчатодислоцированных толщ, которые плохо или совсем палеонтологически не охарактеризованы, и в однообразно падающих прямых или наклонных изоклинальных складках необходимо выделять все повторяющиеся в разрезе маркирующие горизонты. Для примера можно привести простую на первый взгляд геологическую карту выхода на поверхность нескольких одинаковых маркирующих горизонтов с однообразным падением (см. рис. 61). Однако на ней можно показать многочисленные варианты залегания слоев и структуры (рис. 61, 1—9). При таком положении слоев большое значение имеет установление подошвы и кровли каждого маркирующего горизонта способами, описанными выше (кливаж, осевые поверхности дисгармоничных складок и др.), и выяснение нормального и перевернутого их положения.

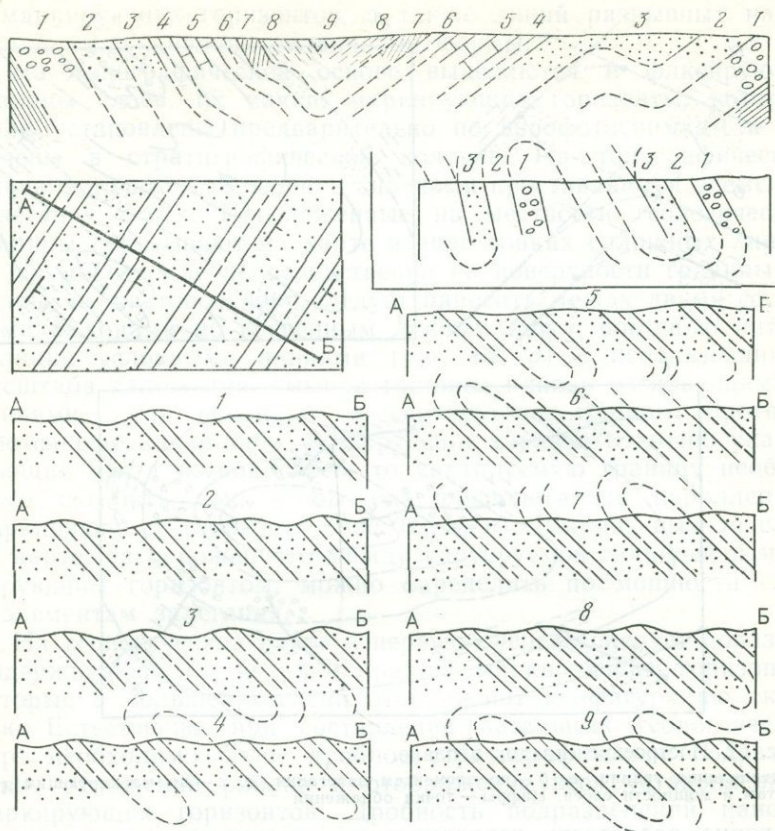


Рис. 61. Определение стратиграфической последовательности пород в складчатых формах и варианты возможных складчатых форм (1—9) в разрезах с неустановленным относительным возрастом слоев, составленных по геологической карте

Разрывные нарушения, не замеченные в складчатых формах, могут искусственно увеличить или уменьшить мощность отдельных горизонтов или срезать их, создавая ложное впечатление отсутствия их в разрезах. Составление нормального стратиграфического разреза следует начинать с участков наиболее простого складчатого строения и хорошей обнаженности. Возрастную последовательность слоев проще всего определить на периклинальном или центриклинальном замыкании крыльев складок.

При бурении в скважинах и в горноразведочных выработках последовательность наложения приходится определять по ориентированному керну. Параллельное расположение осевых поверхностей складок и плоскостей кливажа разлома помогает установлению положения слоев по керну. Если, например,

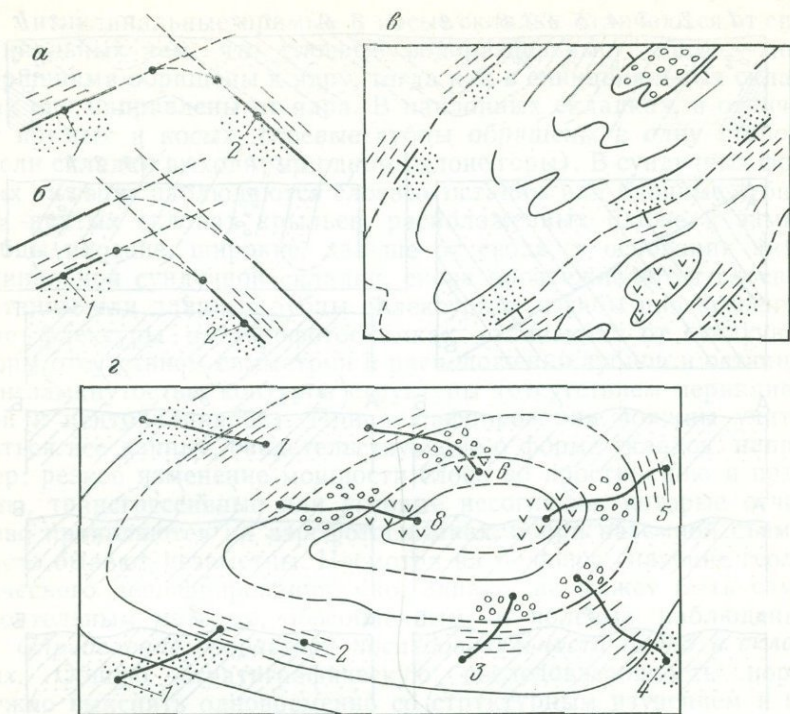


Рис. 62. Построение складок в плане.

Интерполяция границ: а, б — по элементам залегаания, в, г — по маркирующим горизонтам и мощности слоев. Цифры — точки обнажений

в кернах слоистость горизонтальна, а кливаж вертикален, то скважина пересекает замок прямой складки. Породы, расположенные выше, являются относительно более молодыми, чем подстилающие их слои. Если в кернах слоистость наклонная, а кливаж имеет вертикальное расположение, то скважина проходит крыло прямой складки. В случае наклонного положения слоистости и поверхностей кливажа (но последние имеют более крутой угол) скважина проходит нормальное крыло асимметричной складки. В косых складках более пологое крыло характеризуется падением слоев и плоскостей кливажа разлома под разными углами, но в одну сторону, тогда как более крутое крыло определяется падением кливажа в сторону, противоположную падению слоистости. В наклонных складках кливаж в кернах из подвернутого крыла будет иметь угол падения меньше, чем угол падения слоистости. Осевые поверхности мелких складок дисгармоничных структур (складок течения) будут располагаться так же, как кливаж в складчатых формах.

Методы отображения складок в плане, на карте, топооснове сводятся к нанесению выделенных геологических границ

и маркирующих горизонтов, а также линий разрывных нарушений, осложняющих складчатые формы.

На топографической основе выделяются и фиксируются границы слоев, их пачки, маркирующие горизонты, которые были установлены предварительно по аэрофотоснимкам и отмечены в стратиграфической колонке. На топографической основе в точках наблюдения значками проставляются элементы залегания слоев. Прослеженные на местности геологические границы показывают на карте в виде тонких сплошных линий. В тех местах, где непосредственно на поверхности границы не видны, их на топооснову следует наносить между двумя соседними выходами по косвенным данным или с помощью интерполяции условными линиями (рис. 62, а) с использованием масштаба заложения, смыкая границы плавно изгибающимися линиями. Если недалеко от картируемой границы протягиваются еще какие-либо маркирующие горизонты, точно указывающие места изгиба слоев, то картируемую границу необходимо изгибать так, чтобы она располагалась параллельно маркирующему горизонту (рис. 62, б, в). Ширину выхода слоя на карте, расположенного между картируемой границей и маркирующим горизонтом, можно определить по мощности слоя и элементам залегания.

На геологической карте в первую очередь следует показать выдерживающиеся по простиранию маркирующие горизонты, которые в большей степени отображают конфигурацию складок. Естественно, при составлении детальных геологических карт необходимо более дробное стратиграфическое подразделение отложений района и отображение всех установленных маркирующих горизонтов. Дробность подразделений наносимых на карту толщ горных пород зависит от нескольких причин. Главными из них являются следующие: масштаб составляемой карты и допустимость отображения отдельных подразделений на карте (частота, скучность границ), возможная детальность стратиграфического расчленения, мощность выделяемых горизонтов и размеры складчатых форм.

В процессе структурного изучения нередко приходится менять границы выделяемых стратиграфических подразделений на основании обработки материала и определения макрофауны или микрофауны, сравнения отдельных локальных разрезов и других материалов. Некоторые новые границы не будут совпадать с отдешифрированными по снимкам или прослеженными на местности и нанесенными на карту границами. В уточнении складчатых форм большую помощь окажут нанесенные маркирующие горизонты внутри картируемых толщ. По определению мощности отложений, на которую передвинулись вверх или вниз по разрезу новые границы, и элементам падения пород исправляются контуры их распространения на карте. Дешифрирование аэрофотоснимков значительно сокращает

время и количество наземных исследований и помогает устанавливать детали складчатых форм, которые при наземном изучении не выявляются, так как часто перекрыты чехлом рыхлых отложений или водными бассейнами. Так, например, на склонах Воронежской антеклизы дешифрирование аэрофотоснимков различными методами позволяет устанавливать границы пород, перекрытых чехлом молодых отложений мощностью более 400 м.

Выявление несогласий в залегании слоев внутри складчатых форм и установление типов несогласий имеет большое значение при изучении истории формирования дислоцированных толщ. С поверхностью несогласия могут быть связаны различные полезные ископаемые. При скрытом стратиграфическом несогласии границы слоев обоих комплексов на карте протягиваются как границы непрерывного разреза. Установленная по аэрофотоснимкам, космическим снимкам, а также при поверхностном изучении граница несогласия должна быть показана на топооснове соответствующей условной линией. Несогласия в залегании между двумя структурными этажами отчетливо видны при трансгрессивных налеганиях с большими углами, когда они выражаются и азимутальными различиями. Налегание нижних слоев молодого комплекса на различные стратиграфические горизонты подстилающего нижнего структурного этажа при трансгрессивном угловом несогласии выражается в виде перекрытия границ нижнего комплекса, которые как бы упираются на поверхности в границы молодых перекрывающих пород (рис. 63, а).

При географических и местных угловых несогласиях трансгрессивность молодого комплекса по отношению к более древнему проявляется в частичном перекрытии границ нижнего комплекса нижним слоем верхнего комплекса только на значительной территории (рис. 63, б).

По сложности смятия породы нижнего комплекса могут значительно отличаться от пород перекрывающего комплекса. Поверхность углового несогласия, т. е. поверхность древнего дотрансгрессивного рельефа, может покрываться породами верхнего комплекса путем прилегания, облекания и трансгрессивного срезания (рис. 64).

Контакты несогласного налегания пород в складчатых формах можно распознать по целому ряду признаков: 1) наличию базальных конгломератов; 2) более сложным складчатым формам нижнего структурного этажа; 3) различию комплексов пород; 4) степени метаморфического изменения; 5) характеру кливажа пород; 6) различной приуроченности жильных пород, интрузивных тел и трещиноватости. Наиболее затушеванные контакты несогласия располагаются обычно в толщах пород, интенсивно смятых в изоклинальные складки, или в сильно метаморфизованных толщах.

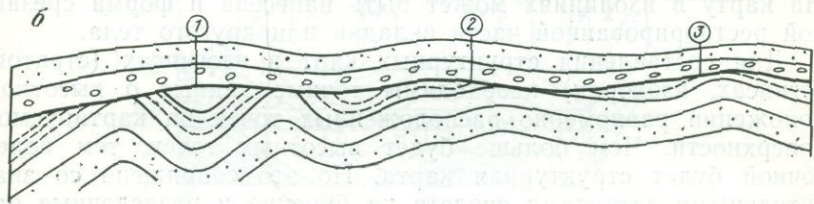
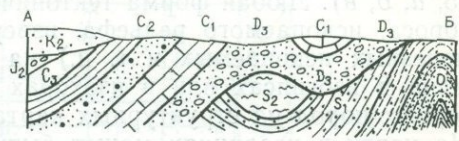
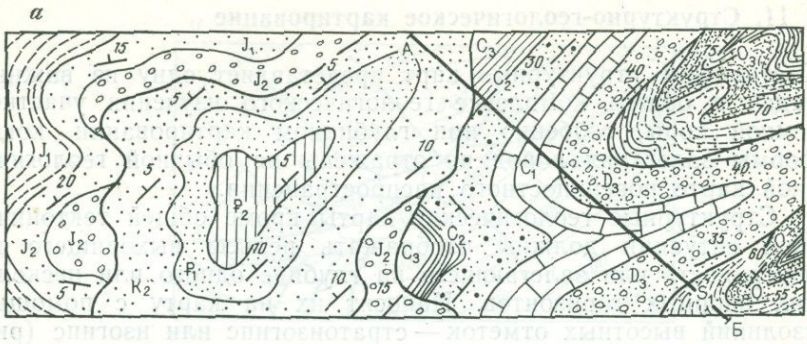


Рис. 63. Геологическая карта с тремя структурными этажами (а) и несогласия внутри складчатых форм (б):
 1 — региональное угловое; 2 — местное угловое; 3 — географическое

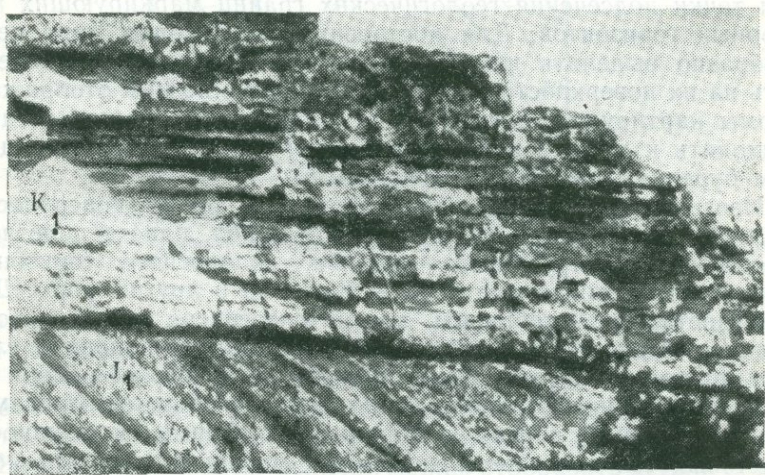


Рис. 64. Угловое несогласное налегание песчаников неокома (K₁) на таврические сланцы (J₁). Крым, Бахчисарайский район

§ 11. Структурно-геологическое картирование

Составление структурных карт представляет одну из важных задач в общем комплексе геологического изучения участков земной коры, особенно при глубинном картировании, когда формы залегания пород не отражены на обычной геологической карте поверхностного распространения.

Структурные геологические карты кроме общей тектонической ситуации должны отображать рельеф выходящего на поверхность или залегающего на глубине одного или нескольких опорных горизонтов. Наносят их на карту с помощью изолиний высотных отметок — стратонизогипс или изогипс (рис. 65, а, б, в). Любая форма тектонической поверхности (надвига, сброса, ископаемого рельефа, изверженных горных пород, тел полезных ископаемых и т. п.) на карте может быть изображена в изогипсах или в изохорах*. Изменения мощности тел горных пород на структурных картах показывают изопакитами. На карту в изолиниях может быть нанесена и форма срезанной реставрированной части складки или другого тела.

Для составления структурных карт в изогипсах (стратонизогипсах, изохорах) необходимы точные данные о высотном положении равномерно расположенных точек на картируемой поверхности. Чем больше будет высотных точек, тем более точной будет структурная карта. Но это сопряжено со значительными затратами средств на бурение и разведочные работы, поэтому приходится закладывать такое количество скважин и других выработок, которое было бы наиболее рациональным и экономичным. К высотным точкам относятся выходы или точки подсечения геологических границ маркирующих или опорных горизонтов. Для построения структурных карт целесообразно выделять несколько опорных горизонтов и определять на их поверхности высоты точек, а уже по ним отображать формы картируемой поверхности. Особенно осторожно следует подходить к выбору картируемых опорных горизонтов по данным бурения и геофизики (рис. 66, а).

Изогипсами можно выразить форму не только поверхности, но и объемного тела, например: слоя пород, пласта полезного ископаемого, интрузивного массива, водоносного горизонта, поверхности ископаемого рифа — биогерма и других форм. Для слоя достаточно отобразить в стратонизогипсах его кровлю и подошву. Наложение карты кровли на карту подошвы слоя даст полное представление не только об их рельефе, но и об изменении мощности слоя. Таким же способом (изогипсами) на структурных картах отображаются формы и мощности пластовых тел полезных ископаемых, межпластовых или меж-

* Линии равных вертикальных расстояний между опорным горизонтом и поверхностью тела называются изохорами.

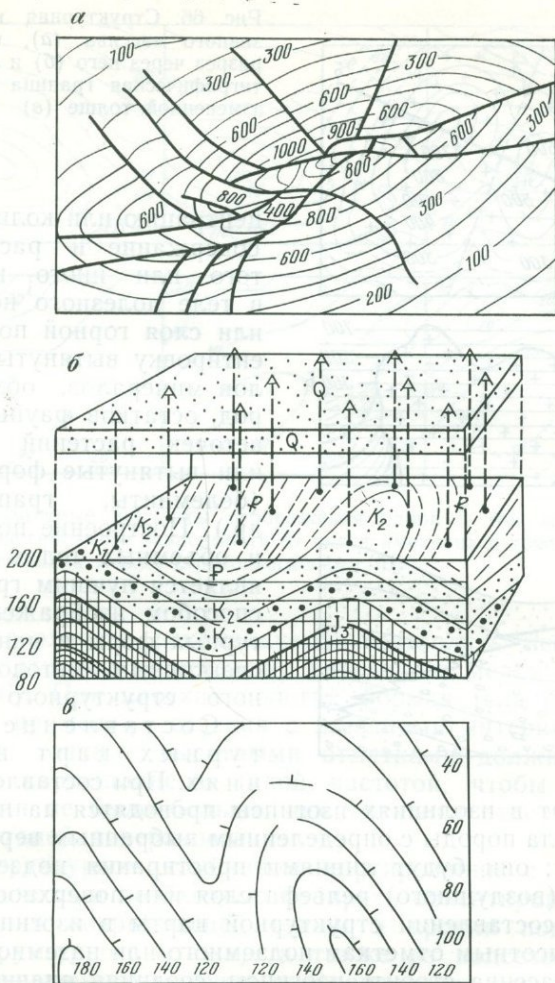


Рис. 65. Изображение форм геологических тел стратонизогипсами:
 а — карта брахманиткинали; б — подземный рельеф складчатых форм кровли верхней юры; в — структурная карта по кровле верхней юры (б и в — по данным бурения)

формационных интрузий, а также формы эффузивных потоков или покровов (рис. 66, б). Определяя вертикальное расстояние между верхней и нижней структурными поверхностями тела в различных точках и соединяя точки одинаковой мощности, получаем линии равных мощностей — *изопахиты*.

Изолиниями равных величин можно отобразить детали строения слоев горных пород, состав тел полезных ископаемых, внутреннее строение массивов изверженных горных пород, поверхностей фациальных разностей пород (рис. 66, в), кон-

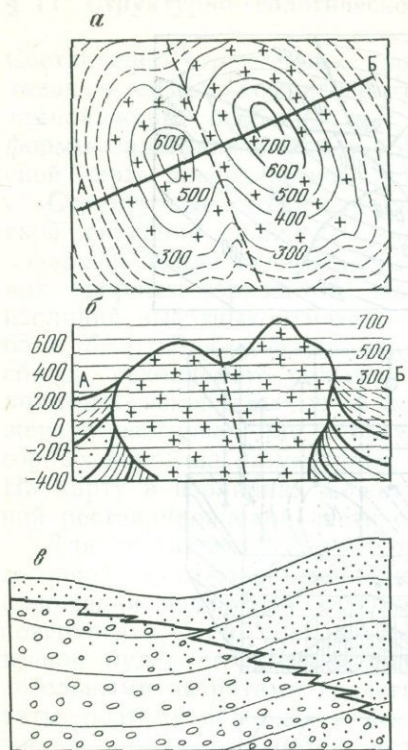


Рис. 66. Структурная карта интрузивного массива (а), геологический разрез через него (б) и ложная стратиграфическая граница в фациально измененной толще (в)

центрацию или количественное содержание и распределение того или иного компонента в теле полезного ископаемого или слоя горной породы, ориентировку вытянутых кристаллов минералов, обломков пород, остатков фауны и флоры, веточек растений в породах или вытянутые формы фауны (белемниты, граптолиты и др.). Построение поверхностей и объемных тел в изолиниях является лучшим графическим способом изображения структурных форм и наиболее перспективным методом глубоинного структурного изучения.

Составление структурных карт в изолиниях. При составлении структурных карт в изолиниях.

При составлении структурных карт в изолиниях изогипсы проводятся на поверхности слоя или тела породы с определенным выбранным вертикальным интервалом; они будут линиями простирания подземного или наземного (воздушного) рельефа слоя или поверхности другого тела. При составлении структурной карты в изогипсах придется по высотным отметкам подземного или наземного рельефа слоя или массива строить изогипсы, соединяя плавно изгибающимися линиями две соседние точки с одинаковыми высотными отметками. Нередко структурные карты составляются исключительно по данным буровых скважин (см. рис. 65, б, в), особенно при разведках глубоких нефтеносных или газоносных горизонтов или тел слепых месторождений полезных ископаемых.

По небольшому числу полученных высотных отметок на картируемой подземной поверхности возможно построение структурной карты в двух или даже в нескольких вариантах с разным смыслом (рис. 67, а) из-за недостатка данных. Иногда на выразительность отображения поверхности структурных форм влияет выбор вертикального интервала между изогипсами. Неудачно выбранное сечение может не показать форму картируемой поверхности. Для более точного отображения

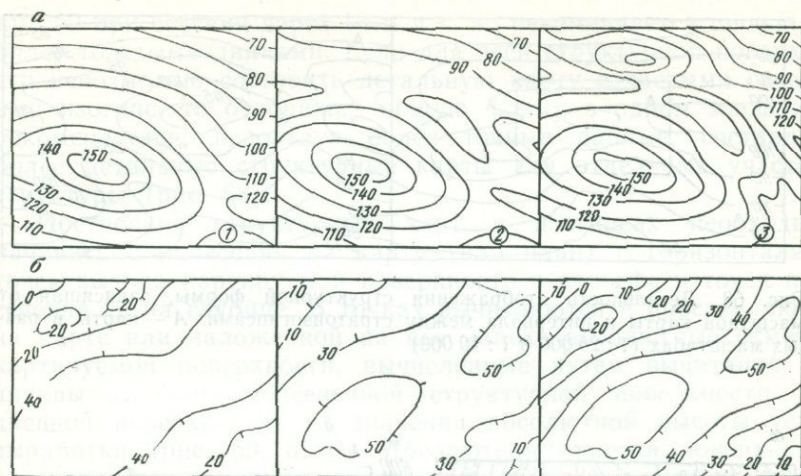


Рис. 67. Возможные варианты отображения одной и той же поверхности слоя стратоизогипсами в зависимости от числа имеющихся точек ее высот (а) и выбора интервала между стратоизогипсами (б)

формы поверхности рекомендуется составлять несколько вариантов карты, меняя величину интервалов между изогипсами (рис. 67, б). При плоских пологих формах тела на структурной карте применяют сечения с меньшими интервалами. Считается, что точки с высотными отметками должны располагаться на карте-плане с такой частотой, чтобы расстояние между ними не было больше, чем величина отдельных структурных деталей поверхности.

При структурном глубинном картировании с использованием кернометрии необходимо отбирать ориентированный керн из основания покрывающей толщи и кровли подстилающих пород (структурного этажа), а также из подсеченного эндоконтакта изучаемого массива и соприкасающихся с ним (вмещающих) пород для выявления деталей их структуры.

Изогипсы на структурной карте проводятся сплошными линиями для подземного рельефа картируемой поверхности и иными линиями для восстанавливаемой воздушной, т. е. эродированной части. На изогипсах картируемой поверхности проставляются их высоты, отсчитываемые от уровня моря или другой условной опорной плоскости. Изогипсы, расположенные выше исходной нулевой плоскости сечения, считаются положительными, а расположенные ниже — отрицательными. Для обозначения направления наклона структурной поверхности на изогипсах иногда показывают штрихи, направленные в сторону снижения высот. Изогипсы, кратные большим величинам, например: кратные 10 при сечении через 2 м или крат-

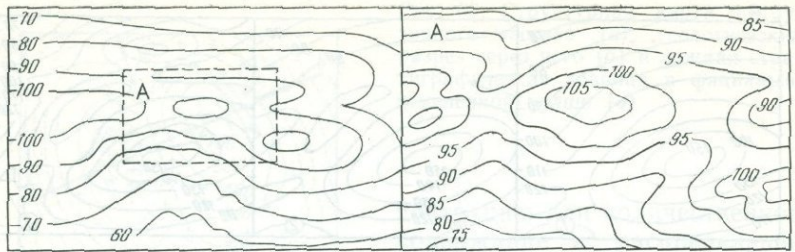


Рис. 68. Детальность отображения структурной формы, зависящая от масштаба карты и интервала между стратонизогипсами. А — карты в разных масштабах (1 : 25 000 и 1 : 10 000)

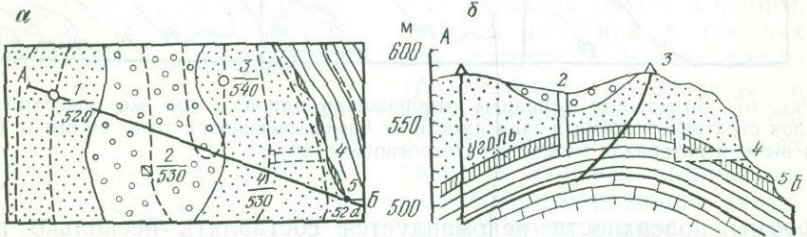


Рис. 69. Структурная карта, составленная в стратонизогипсах для кровли слоя каменного угля по данным подземных выработок (а), и разрез к ней (б)

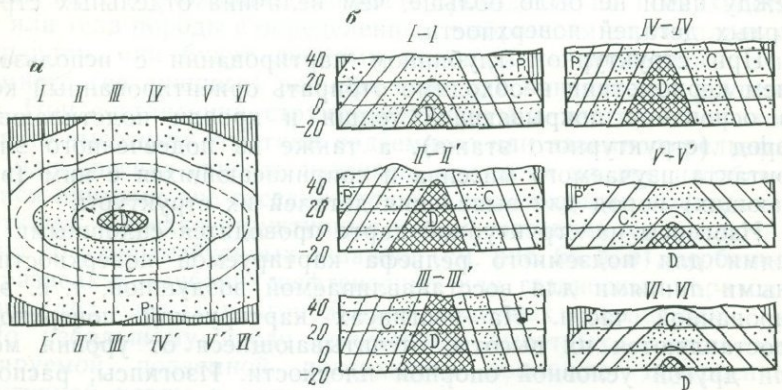


Рис. 70. Структурная карта в стратонизогипсах (а), построенная по серии параллельных разрезов (б) через геологическую карту. Высотные отметки взяты с топографической основы

ные 50 при сечении через 10 м и т. п., рекомендуется проводить более толстыми линиями. Если для всей структурной поверхности невозможно составить детальную карту с частыми сечениями изогипс, то отображая общую форму в одном масштабе, рекомендуется, используя более точные данные, составлять более детальные структурные карты для отдельных участков структуры (рис. 68).

Построение структурных карт в изогипсах необходимо начинать с нанесения на карту (или план) с горизонталями точек выхода картируемой поверхности в рельефе и точек подсечения ее на глубине. В точках вычисляются и проставляются на карте или наложенной на нее кальке абсолютные отметки картируемой поверхности, вычисленные путем вычитания величины глубины подсеченной структурной поверхности (от дневной поверхности) из значения абсолютной высоты устья выработки (рис. 69, а, б). Абсолютная отметка поверхности проставляется как знаменатель дроби, в которой числителем является номер точки ($\frac{1}{520}$). В случаях наклонного бурения или искривления скважин необходимо вносить поправки на абсолютные высоты картируемой поверхности и смещение точек по отношению к устью скважины.

Составление структурной карты нижней поверхности тела по вышерасположенной кровле или маркирующему горизонту возможно в тех случаях, когда слои или плоское тело имеют известную выдержанную мощность и параллельное согласное расположение с кровлей или маркирующим опорным горизонтом. При составлении структурной карты пологих складчатых форм можно пренебрегать разницей между истинной и вертикальной мощностью слоев. Расхождения между истинной и вертикальной мощностью при углах наклона до 15° составят всего $1/30$ часть мощности слоя. При больших углах падения слоев и тел необходимо во всех случаях делать пересчеты истинной мощности на вертикальную, для вычисления абсолютных отметок по формуле

$$h_v = \frac{H}{\cos \alpha},$$

где H — истинная мощность толщи или расстояние по нормали между горизонтами, α — угол падения слоев, h_v — определяемая вертикальная мощность слоев или вертикальное расстояние между поверхностями в данной точке.

При вычислении высотных отметок картируемых поверхностей для построения структурных карт в изогипсах может быть использован и графический способ построения геологических разрезов вкрест простирания пород по карте с выходами маркирующих горизонтов и с точки подсечения их на глубине (рис. 70, а). В зависимости от сложности структурной формы

строят то или иное число разрезов и наибольшее число их при картировании мелких сложных форм с быстро меняющимся простираем пород. Все разрезы делают на глубину до картируемого горизонта. На геологические разрезы, составленные по карте, наносят горизонтальные линии, соответствующие применяемым на структурной карте плоскостям сечения стратоизогипс. Точки пересечения этих линий с картируемой поверхностью проектируются на линии разрезов на карте, а высотные отметки проставляются у точек в плане и на карте по топографической основе в горизонталях. Эти высотные отметки могут служить для непосредственного составления структурной карты в стратоизогипсах (рис. 70, б).

Построение структурной карты в изогипсах производится следующим способом. Сначала вычисляют абсолютные отметки во всех точках, нанесенных на основу, или отметки относительно какой-то условной опорной поверхности. Затем приступают к построению структурной карты отображаемой поверхности в изогипсах. Для нанесения изогипс все имеющиеся на карте точки с высотными отметками соединяют прямыми неперекрещивающимися линиями, из которых образуется сеть треугольников. Плоскость каждого треугольника должна примерно совпадать с положением картируемой поверхности, а между вершинами треугольника не должен наблюдаться резкий перегиб картируемой поверхности (рис. 71, а, б), иначе могут быть пропущены расположенные между двумя соединяемыми точками более мелкие структуры. При соединении точек с высотными отметками вначале необходимо наметить на карте общие линии главных поднятий и прогибов и общее простираение структур.

Имеющиеся в распоряжении геолога геофизические карты в изолиниях, составленные для глубинных горизонтов тем или иным методом, необходимо использовать для выяснения формы общей структуры. Построенные вспомогательные треугольники должны иметь две стороны, близкие по расположению к линии падения поверхности, а третью — к простираению. Стороны треугольника между высотными отметками, например, 10 м, 75 м и 40 м (рис. 72, а), необходимо затем разделить на равные части, соответствующие количеству изогипс, которые должны быть проведены между ними, исходя из интервала принятого сечения. В таком случае внутри треугольника через его стороны должны пройти изогипсы с отметками, кратными 10 (между 10 м и 75 м), — 20, 30, 40, 50, 60, 70 м. Для их нанесения мы должны путем простой интерполяции найти на сторонах треугольника точки с соответствующими высотными отметками (между точками 2 и 3 — 75—40 м, 70—60—50 м и между точками 3—1—40—30—20 м).

Интерполяцию высотных отметок на сторонах треугольников лучше делать не путем простого деления по линейке, а при

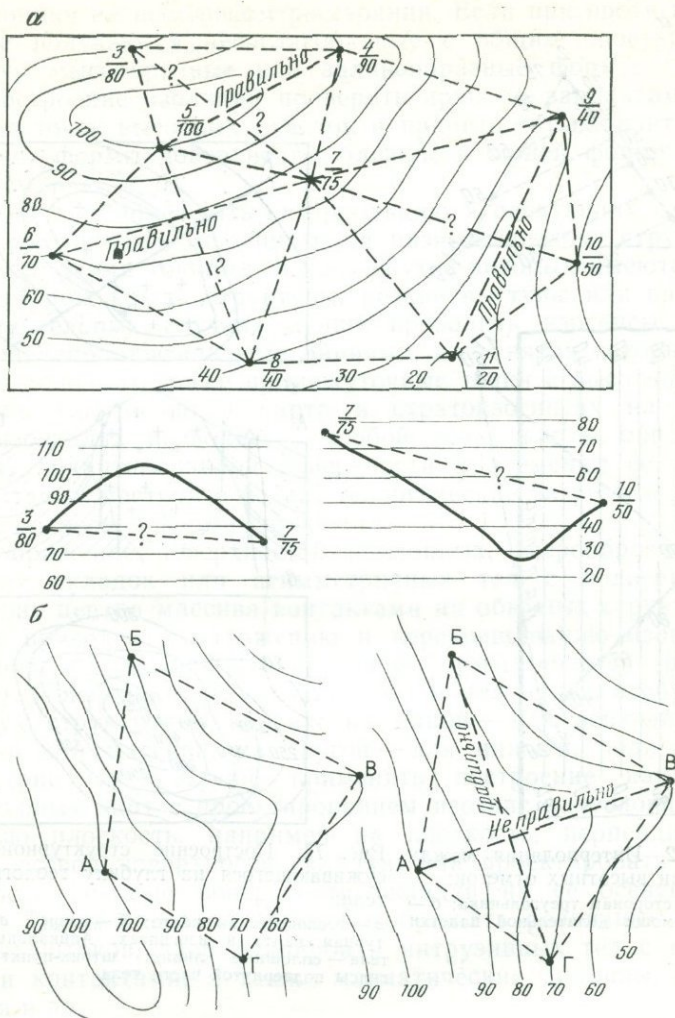


Рис. 71. Выбор правильного соединения точек высотных отметок на поверхности слоя для построения структурной карты в стратоизогипсах (а, б)

помощи вспомогательной палетки, которую можно начертить на восковке или на прозрачной фото- или кинопленке, нанеся на нее чернилами или тушью деления с интервалом сечения стратоизогипс. Все деления необходимо обозначить высотными отметками (рис. 72, б).

Разделить сторону треугольника (например, между 3—2 точками) на отрезки, соответствующие сечению стратоизогипс,

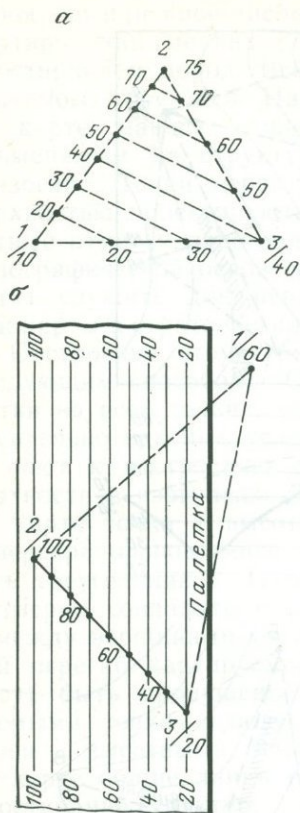


Рис. 72. Интерполяция между точками высотных отметок:
 а — по сторонам треугольника; б — при помощи делительной палетки

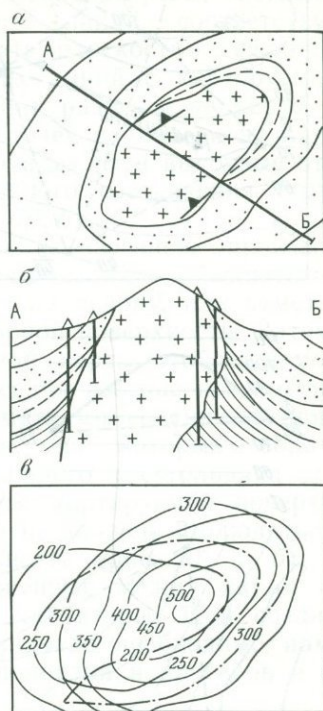


Рис. 73. Построение структурной карты суживающегося на глубину геологического тела:
 а — геологическая карта; б — разрез; в — структурная карта в изогипсах. Апикальные части тела — сплошные линии; штрих-пунктир — изогипсы подвернутой части тела

при помощи такой палетки можно следующим образом: накладывая палетку на точку 3 (с отметкой 20 м) отметкой, соответствующей высоте точки, и совмещая одновременно точку 2 (с отметкой 100 м) с линией палетки одной высоты. Точки пересечения стороны треугольника с горизонталями палетки будут точками прохождения соответствующих изогипс. Изогипсы проводятся плавными изгибающимися линиями, соединяющими точки одинаковых высот на сторонах треугольника. Проведение изогипс целесообразно начинать с участков наибольших или наименьших относительных отметок. Протягивание их всегда должно согласовываться с общим простираем структуры. Обычно складчатые формы не часто резко изменяют

простираения на небольшом расстоянии. Если при протягивании изогипс получаются несогласованные с общим простираением структур мысообразные или заливообразные формы, то следует построение изолиний проверить другими вариантами соединения точек высотных отметок и принять тот вариант, который дает формы поверхности, близкие к общей форме структуры (см. рис. 71, б).

Не следует проводить интерполяцию в следующих случаях: 1) между точками, лежащими на разных крыльях структуры; 2) между двумя точками, в промежутке которых имеются резкие перегибы крыла структуры, резкие выступы или впадины. В сомнительных случаях лучше проводить изогипсы условными, предположительными линиями, для снятия которых требуются дополнительные промежуточные точки с высотными отметками. Составленная карта в стратозогипсах на основе в горизонталях позволяет в любой точке карты определить глубину закартированной поверхности и элементы ее залегания, а также построить по ней геологические разрезы и решить другие вопросы о форме структуры.

Отображение поверхностей наклонных, веерообразных или лежащих складок или асимметричных тел с подвернутыми в сторону центра массива контактами на обычных структурных картах приводит к наложению и перекрещиванию изогипс, и выразительность изображения такой формы теряется (рис. 73, а, б, в). Поверхности таких складок или тел можно отображать на двух структурных картах: на одной — для верхней части складки или массива, на другой — для нижней, подвернутой, части (рис. 74). Лучше применять построение наклонных структурных карт с проектированием изогипс на условную наклонную плоскость, например на плоскость, перпендикулярную к осевой поверхности складки, или проектировать по отдельности боковые поверхности складки на ее осевую плоскость. Таким способом можно отображать различные формы соляных штоков, ядер диапиров и интрузивных тел с подвернутыми контактами, а также магматические диапиры, трубки взрыва и др.

Наклонные структурные карты обычно строят способом профилирования, т. е. составления серии параллельных вертикальных разрезов с определенными интервалами, и графического проектирования с них «изолиний» (границ тела) на параллельную наклонную или вертикальную плоскость. Все правила предосторожности интерполяций при составлении обычных структурных карт в стратозогипсах относятся и к составлению наклонных структурных карт. Разница заключается лишь в том, что сечение тела в первом случае делается горизонтальными плоскостями и даются отметки изогипс, а во втором — секущими или наклонными плоскостями, на которых отмечаются точки с указанием расстояний от какой-то условной опорной

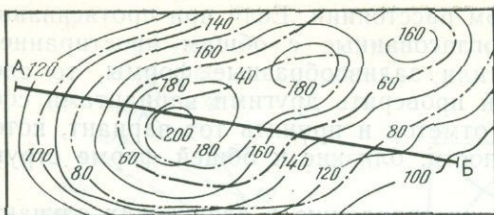


Рис. 74. Структурная карта дискообразного массива в изогипсах и разрез через него.

Верхняя поверхность — сплошные линии, нижняя — штрих-пунктир

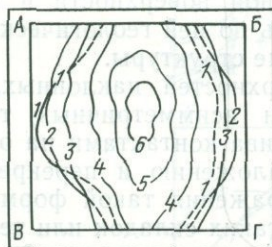
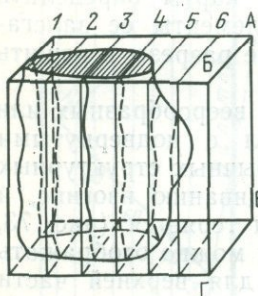
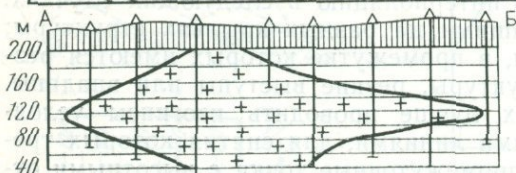


Рис. 75. Построение структурной карты боковой поверхности интрузивного тела (или диапира) путем проекции изолиний на вертикальную плоскость с параллельных разрезов

плоскости. Например, от касательной плоскости к вершине складки или края тела или по отношению к осевой поверхности складки, массива и т. п. (рис. 75).

Построение структурных карт схождений. В случае, когда составлена структурная карта кровли какого-либо слоя в стратонизогипсах и известно, что мощность его на всей картируемой площади неизменна, для составления структурной карты подошвы слоя потребуется по структурной карте кровли определить высотные отметки подошвы слоя. Это производится путем вычитания из отметки кровли вертикальную мощность слоя. Далее построение карты подошвы по высотным отметкам (точкам) делается, как описано выше. Вертикальная мощность слоя получается по формуле

$$h_v = \frac{H}{\cos \alpha},$$

где H — истинная мощность, α — угол падения горизонта, слоя или кровли, h_v — вертикальная мощность слоя.

Угол падения слоя легко определяется по стратонизогипсам кровли, если нам известны величины заложения и масштаб карты. Структурная карта подошвы горизонта по конфигура-

ции стратонизогипс будет сходна с картой кровли. Структурную карту подошвы тела при его выдержанной истинной мощности можно построить также путем вертикальных разрезов по структурной карте кровли, как это описано выше. Структурные карты более глубоких поверхностей геологических тел целесообразно составлять в тех случаях, когда истинная мощность этих образований непостоянна. Формы поверхности кровли слоя или другого тела при меняющейся мощности должны отличаться от формы поверхности подошвы и характеризоваться смещением замков складок с глубиной. Для относительно более глубоко расположенных ограничивающих поверхностей тел имеется всегда меньше данных, поэтому значительную помощь при составлении структурной карты подошвы оказывает составление карты схождения.

Структурной картой схождения называется карта, на которой изолиниями отражены изменения мощности картируемого тела.

Обычно она показывает изменение вертикальной мощности слоя или другого тела, тем самым отображая расхождение и схождение кровли и подошвы или выклинивание тела. Эта карта может быть составлена в *изопахитах* или в *изохорах* при условии, если имеются данные о мощности слоя хотя бы в трех точках, расположенных не на одной прямой. Принцип составления карты в *изопахитах* или *изохорах* тот же, что и принцип составления структурной карты в любых изогипсах. Естественно, чем больше будет точек с данными о мощности, тем точнее будет карта схождения.

Карты схождения, составленные по небольшому числу точек, обычно довольно точно отражают изменение мощности слоя (мощность слоя обычно изменяется постепенно). Совмещая структурную карту кровли (рис. 76, а) с картой в *изохорах* (рис. 76, б), в точках пересечения тех и других изолиний получим данные о положении высотных точек подошвы (рис. 76, в). Абсолютные отметки подошвы в точках пересечения стратонизогипс кровли с *изохорами* получаются путем вычитания из абсолютных отметок кровли величин мощности. Проставив полученные цифры высот подошвы в точках пересечения изогипс и *изохор*, получим основу для составления структурной карты нижней поверхности путем непосредственного соединения точек с одинаковыми высотными отметками подошвы, плавно изгибающимися линиями (рис. 76, г).

Наложение карты в *изогипсах* кровли на структурную карту подошвы позволяет видеть разницу в рельефе нижней и верхней поверхностей тела и установить смещение сводов и прогибов, осевых линий и шарниров структур, а также определить вертикальную (и истинную) мощность тела в любой точке карты. Структурную карту кровли, карты схождения и подошвы необходимо составлять в *изолиниях* с одинаковым интер-

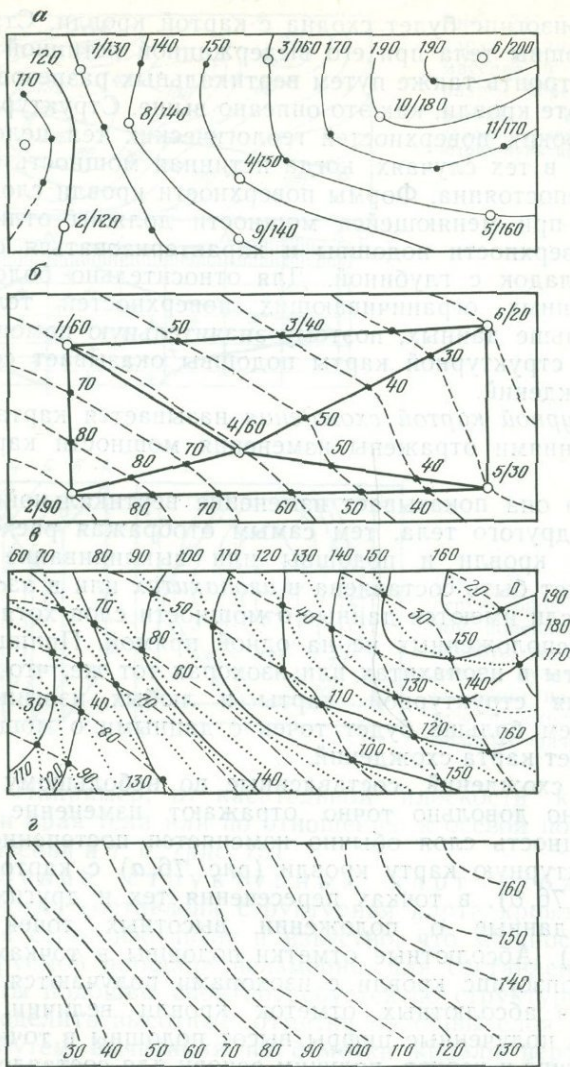


Рис. 76. Последовательность построения структурной карты схождения в изолиниях (изогипсах и изохорах): а — карта стратоизогипс кровли; б — карта в изохорах; в — совмещенные карты «а» и «б»; з — карта стратоизогипс подошвы, вынесенная с карты «в»

валом сечения. Это облегчает работу над картой и помогает делать пересчеты. При пересчетах необходимо учитывать азимутальное и угловое искривления скважин.

Структурные карты в изолиниях, совмещенные с геологическими картами, показывают глубинное строение структурных

Рис. 77. Структурная карта в изогипсах подошвы платформенного чехла части Вилюйской синеклизы

поверхностей и значительно расширяют представления о глубинном строении участков земной коры. Особое значение имеет составление структурных карт в стратоизогипсах и карт схождения для платформенных областей, срединных массивов, краевых прогибов и межгорных впадин, так как они отображают подземный рельеф изменения мощности пород и помогают понять происхождение структур (рис. 77).

В качестве примера набора структурных карт (в изолиниях) подземного рельефа глубинных горизонтов чехла Восточно-Европейской платформы может быть указан Атлас структурных карт, составленный большим коллективом авторов под редакцией В. В. Бронгулева. Обычная геологическая карта дает представление о строении главным образом поверхности земной коры. Набор структурных карт Атласа дает объемное представление о глубинах огромной территории европейской части СССР. Каждая карта в отдельности, составленная в изолиниях подземного рельефа, отражает рельеф того или иного горизонта плаща платформы (начиная от фундамента). Наложенные одна на другую они дают возможность восстановить историю геологического развития чехла платформы за последние 700 миллионов лет.

Аналогичные структурные карты в изогипсах составляются для нескольких горизонтов и для значительно меньших территорий, и они оказываются весьма полезными при реставрации структурно-тектонического развития районов, поскольку позволяют в любой точке карты определить мощность каждого возрастного (выделенного) горизонта и установить изменение тектонических форм в вертикальном и горизонтальном направлениях.

§ 12. Построение геологических разрезов через складчатые зоны

Геологические разрезы являются важным и обязательным дополнением к геологическим и структурным картам. Они дают представление о глубинном строении участков земной коры или



отдельных тектонических структур. Геологические разрезы через складчатые формы предпочтительнее составлять вкрест их простираия и в масштабе карты с натуральным соотношением вертикального и горизонтального масштабов. Не всегда получаются геологические разрезы с одинаковой подробностью отображения структурных форм. Часто по геологической карте, даже очень хорошо составленной, трудно представить глубинное строение пород, особенно это касается сложных складчатых форм. В таких случаях построение геологических разрезов, как поясняющей графики, весьма необходимо.

Разрезы обычно составляются по прямой линии. Если необходимы несколько параллельных разрезов, то они проводятся так, чтобы на них отображались различные структуры и их части или различные по строению участки с типичными тектоническими формами. Иногда геологические разрезы строят по ломаным линиям с переломами в точках изменения направления падения слоев или изменения ориентировки структур. Как на геологической карте, так и на разрезах точки перегиба линий обозначаются буквами.

Любой геологический разрез начинают строить по карте в горизонталях с показа рельефа. При крутом падении пород в структурах можно пренебречь отображением форм рельефа с незначительными превышениями. Складчатые формы с пологими падениями структурных поверхностей нужно обязательно показывать на разрезах с отображением форм рельефа. Геологические разрезы через пологие, широкие складчатые формы можно составлять и с увеличенным вертикальным масштабом по сравнению с горизонтальным, но на таких разрезах рельеф, мощность и углы падения слоев будут искаженными.

Перед выбором линии разреза необходимо подробно разобраться в геологическом строении района и выяснить, какие структурные формы будут изображаться на разрезе по линии сечения. Затем, построив по выбранной линии профиль рельефа (топографический), перенести точки пересечения линии разреза с геологическими границами с карты на топографическую кривую. На разрезе необходимо отметить положение шарниров или осевых линий складок, предварительно наметив их на геологической карте. На рис. 78 линия разреза А—Б проходит по широкому полю выхода сложнодислоцированных среднекаменноугольных образований, а линия В—Г по пермским породам, в которых осей и шарниров складок не видно. Их положение необходимо определить путем интерполяции, проведя линии через точки перегиба слоев в плане в погружающихся и воздымающихся окончаниях складок. Все данные об углах падения, расположенных на линии разреза или в непосредственной близости от нее, переносятся на линию разреза по простираию, а углы падения пересчитываются на видимые (по таблицам) в зависимости от отклонения линии разреза от линии падения.

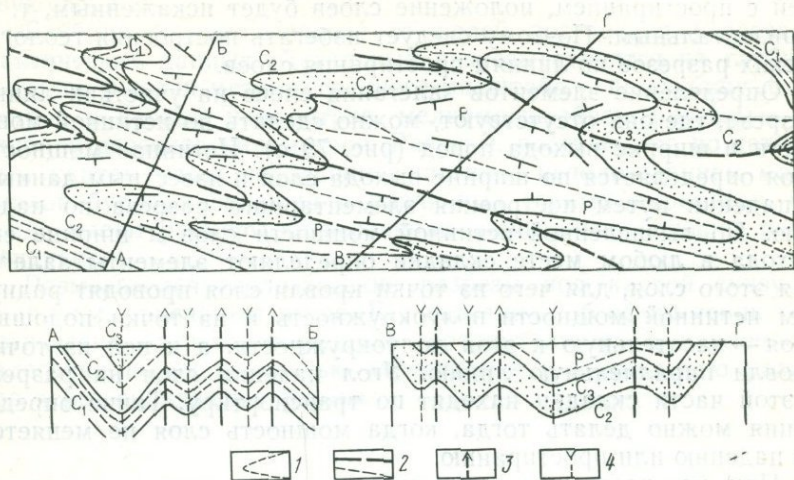


Рис. 78. Построение геологических разрезов через однородное по возрасту поле складчатых структур:

1 — оси синклиналей; 2 — оси антиклиналей. Осевые плоскости: 3 — антиклиналей; 4 — синклиналей

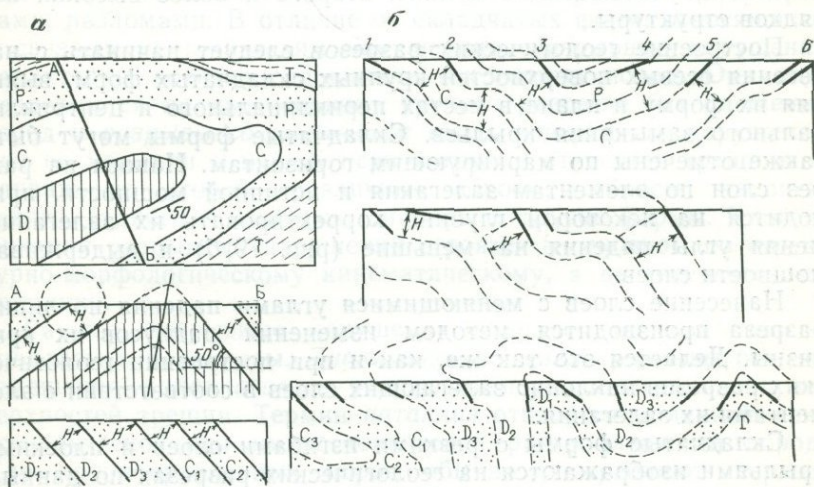


Рис. 79. Построение геологических разрезов:

а — через складку по элементам ее залегания и определение по ним мощности слоев; б — через толщу с резко меняющимися углами падения и выдержанной мощностью слоев (Н) по линиям разрезов

При пересечении крыла складки линией разреза, совпадающей с простиранием, положение слоев будет искаженным, т. е. горизонтальным. Поэтому следует избегать построения геологических разрезов по линиям простирания слоев.

Определение элементов залегания слоев на участках линии разреза, где они отсутствуют, можно сделать по истинной мощности и ширине выхода пород (рис. 79, а). Истинная мощность слоя определяется по ширине выхода слоя и известным данным о падении путем построения элементарного разреза по падению. По вычисленной истинной мощности слоя и ширине его выхода в любом месте складки определяют элементы залегания этого слоя, для чего из точки кровли слоя проводят радиусом истинной мощности полуокружность и из точки подошвы слоя — касательную к этой полуокружности, а к ней из точки кровли параллельную линию. Угол падения слоя на разрезе в этой части складки находят по транспортиру. Такие определения можно делать тогда, когда мощность слоя не меняется по падению или простиранию.

При построении геологических разрезов через складчатые системы вначале необходимо решить вопросы возрастной последовательности пород.

Для уточнения строения более сложных в тектоническом отношении участков, детали которых не могут быть отражены на общих разрезах, строят дополнительные разрезы в крупном масштабе, учитывая мелкие, второго и более высоких порядков структуры.

Построение геологических разрезов следует начинать с нанесения осевых поверхностей крупных складчатых форм, выявляя их форму в плане в местах периклинального и центриклинального замыкания крыльев. Складчатые формы могут быть также отмечены по маркирующим горизонтам. Нанося на разрез слои по элементам залегания и истинной мощности, приходится на некоторой глубине корректировать их залегание, меняя углы падения на меньшие (рис. 79, б) и выдерживая мощности слоев.

Нанесение слоев с меняющимися углами падения по линии разреза производится методом изменения радиусов их кривизны. Делается это так же, как и при построении геологических разрезов наклонно залегающих слоев в соответствии с элементами их залегания.

Складчатые формы с резкими изгибами слоев и плоскими крыльями изображаются на геологических разрезах по данным падения и мощности слоев. Мощность слоя «С» откладываем в точках 2 и 5 вниз от кровли слоя по нормали к отрезкам падения; проводим параллельно кровле подошву, затем соединяем подошву слоя «С» с соответствующей граничащей поверхностью в точках 1 и 6. После этого в точках 4 и 3 аналогичным образом наносим на разрез подошву слоя «Р» по его мощности и

также параллельно этой границе проводим на разрезе границы двух слоев.

Глубина разреза зависит от целей построения разреза и фактических данных. Детальные разрезы строятся на глубину десятков и сотен метров: среднего масштаба — на глубину сотен метров и первых километров, мелкомасштабные разрезы — на глубину десятков километров. Разрезы, построенные по детальным картам через небольшие участки с использованием материалов буровых скважин и различных горных выработок, нередко имеют размеры по вертикали значительно большие рекомендуемых.

Размещаются геологические разрезы под картой снизу по правилам, описанным выше. Все сказанное об оформлении геологических разрезов в разделе горизонтального и наклонного залегания пород полностью относится и к составлению разрезов через складчатые формы.

Глава X

РАЗРЫВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные тектонические нарушения в залегании горных пород иначе называются дизъюнктивными нарушениями, разрывами, разломами. В отличие от складчатых форм, относящихся к связным тектоническим нарушениям, разрывные нарушения характерны потерей сплошности тел горных пород. Они подразделяются на две основные группы: *разрывы без смещения* пород и *разрывы со смещением* вдоль поверхности нарушения или по нормали к ней. К первой группе относятся трещины и кливаж, ко второй — различные сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги, отдвиги и шарьяжи, диапиры и другие формы. Классификации разрывных нарушений строятся в основном по структурно-морфологическому кинематическому, а не генетическому принципу.

Раньше разрывные нарушения делились на два типа — диаклазы и параклазы. *Диаклазами* называли разрывы без перемещения, *параклазами* — разрывы с перемещением вдоль поверхностей трещин. Термин *катаклиз* относится к мелкой макроскопической или микроскопической раздробленности пород. Для крупнодробленных пород обычно употребляют термин *брекчированность*. Геометрическая или морфологическая сторона изучения и классификации разрывных нарушений является необходимой и неотъемлемой составляющей частью генетической классификации.

Г. Д. Ажгирей все разрывные нарушения делит на две группы. В одну относит делимость и трещиноватость (трещино-

ватость, отдельность, сланцеватость и кливаж), в другую — разрывные нарушения (сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги и подвиги, межформационные срывы и разрывы, вмещающие дайки). Среди дизъюнктивных нарушений Ю. А. Косыгин выделяет три основных типа: сбросы, надвиги и трещины. Сбросы образуются преимущественно в условиях общего растяжения слоев, а надвиги — в обстановке общего сжатия или гравитационного сползания. Для трещин, по Ю. А. Косыгину, характерно отсутствие видимых смещений и различное образование.

Независимо от схем классификаций среди разрывных нарушений можно выделить следующие типы: 1) раздробленность, или внутреннюю деформацию горных пород; 2) трещиноватость, делимость, отдельность или разрывы без видимого смещения по ним пород; 3) кливаж и тектоническую сланцеватость пород; 4) тектоническое разлинзование и будинаж; 5) разрывные смещения, характеризующиеся скольжением пород вдоль поверхностей разлома; 6) глубинные крупные долгоживущие коровые разломы. Все выделенные проявления разрывных нарушений очень широко распространены. Многие разрывные нарушения сопряжены с глубинными разломами.

Разрывные нарушения в известной нам части земной коры являются результатом быстрых, медленных и повторных пульсирующих движений, движений радиальных, тангенциальных и комбинированных — смешанных. Они образуются или самостоятельно, или в связи с развитием складчатых процессов, или в результате движения и контракции магматического расплава. С разрывными нарушениями так же, как и со складчатыми, связаны различные полезные ископаемые.

Описание разрывных нарушений мы начнем с более простых и мелких форм, т. е. с разрывов без заметных и значительных смещений. При анализе разрывных нарушений большое значение имеет установление механизма нарушения сплошности горных пород. Разрушение горных пород под воздействием тектонических сил может происходить в результате различных типов деформаций и их сочетаний. Графическим наглядным способом отображения результатов деформации тел является эллипсоид деформации. По положению этой результирующей фигуры деформации можно легко представить себе положение главных осей деформации и напряжения в деформируемых однородных слоях горных пород. Нет оснований отрицать большое значение эллипсоида деформаций для анализа образования тектонических структур, особенно дизъюнктивного типа, несмотря на ограниченность его применения.

В отечественной литературе и геологической практике имеется много примеров рационального использования эллипсоида деформации для объяснения закономерностей расположения разрывных нарушений и анализа сложных складчатых форм. В. В. Белоусов, А. В. Пэк, М. В. Гзовский, Ф. И. Вольфсон,

А. А. Белицкий, Г. М. Вировлянский и многие другие ученые показали целесообразность применения теории эллипсоида деформации при исследованиях. Эллипсоид деформации показывает закономерность возникновения и расположения поверхностей разрыва и скола в горных породах. В упругой деформации поверхности скола и отрыва связаны с круговыми сечениями эллипсоида. Поэтому по тектоническим разрывам может быть установлено направление осей напряжений, а по ним — направления осей упругой деформации. Но при пластической деформации, когда она достигает значительной величины, может наблюдаться значительное расхождение в положении осей.

Физические основы образования тектонических разрывов в однородных средах описаны М. В. Гзовским с учетом многих факторов.

1. Принимаются во внимание два типа разрушений — путем отрыва и путем скалывания. Трещины отрыва образуются в результате максимальных растягивающих нормальных напряжений, а трещины скалывания — в результате касательных напряжений.

2. Величины напряжений меняются, что зависит от длительности действия напряжения всестороннего давления (давление сильнее и прочность на скол больше), температуры и действия растворов. Угол между трещинами скалывания меняется и зависит от многих причин. Трещины отрыва при невращательном типе деформаций ориентированы приблизительно под углом 45° к направлению действия пары сил.

3. Большое значение при деформации горных пород и образовании поверхностей разрывов имеют размеры геологических тел и петрографические особенности пород.

4. Появление каждого разрыва всегда приводит к изменению поля напряжения, происходит его ослабление в одних участках и усиление в других, меняется и ориентировка осей напряжений, образуются новые трещины скола; в одном и том же месте могут возникнуть две или больше сопряженных пар плоскостей скола в зависимости от изменения локального напряженного состояния при одном неизменном действии внешних сил.

5. Образование тектонических разрывов в земной коре происходит длительное время. Выделяются три основные стадии: вначале зарождаются многочисленные самостоятельные мелкие разрывы, которые, постепенно разрастаясь, соединяются между собой и превращаются во все более крупные разломы, затем разрушаются перемычки между мелкими разрывами; эта основная, но кратковременная стадия оканчивается образованием крупного разрыва. Крупные по длине разрывы (в сотни метров, километры) развиваются весьма длительно и импульсивно.

6. Формирование крупных разрывов может быть обусловлено сменой сколовых явлений отрывами, и наоборот.

Все эти факторы приложимы и к неоднородным анизотропным толщам и позволяют рассматривать их как осредненные массы. При изучении тектонических разрывов данные положения дают возможность определять ориентировку разрывов в пространстве, последовательность их образования во времени и подтверждать, что разрывные нарушения располагаются в соответствии с ориентировкой осей напряжений, а их формирование тесно связано с изменением поля напряжения во времени, обусловленного изменением действия тектонических сил.

М. В. Гзовский приводит графические построения, позволяющие по средним элементам залегания двух сопряженных рядов трещин скалывания определить направления действия трех главных нормальных напряжений. Следовательно, по итогам деформации можно восстановить поля тектонических напряжений, в которых образовались разрывы. Составление схем тектонических полей является новым видом структурного анализа и значительно отличается от методики Г. Беккера, хотя при этом используется тот же эллипсоид деформаций.

А. А. Белицкий на примере Кузнецкого угольного бассейна показал, что в горных породах в одну фазу сжатий образуется шесть главных касательных напряжений (продольной, диагональной и поперечной ориентировки); вначале возникают продольные, затем диагональные и последними — поперечные. Сравнительное изучение механизма образования отдельных структурных форм в разных по механическим свойствам породах должно сменяться изучением крупных структур, что позволит выявить механизм их формирования.

Разрушение горных пород происходит при воздействии на них напряжений, превышающих предел их прочности. Пластическая деформация предшествует образованию разрывных нарушений. В хрупких массах горных пород величина пластической деформации незначительна, а в вязких она преобладает над хрупкими свойствами. С глубиной в земной коре пластичность всех горных пород повышается. Они приобретают большую вязкость, и внутренняя связанность деформированных пород не нарушается. Деформации в них уже связаны с переориентировкой, вращением и скольжением элементарных частичек породы. В породах возникает параллельная ориентировка частичек без разрыва массы или же с образованием внутренних срезов, сколов (т. е. перемещений как межгранулярного, так и внутригранулярного типа).

Плоскости скалывания или срезывания в хрупких породах ориентированы по отношению к оси удлинения эллипсоида деформации под углом, близким к 45° , тогда как в пластических породах этот угол обычно меньше. При вращательных усилиях главные оси деформации меняют свое положение, от чего также изменяется положение плоскостей скалывания и угол между ними. При изгибе и кручении главную роль играют напряжения

растяжения, которые возникают на внешней выпуклой стороне тела, тогда как напряжения сжатия приурочены к внутренней части тела (см. рис. 55). Конечным эффектом деформации путем изгиба являются трещины отрыва, располагающиеся радиально по отношению к центру изгиба. При кручении также возникают плоскости отрыва от растяжения. На внешней и внутренней сторонах плоского деформируемого тела трещины отрыва имеют взаимопересекающееся расположение, так как эллипсоиды деформации в кровле и подошве этого тела должны при кручении иметь различную ориентировку. Трещины отрыва и скола образуются в теле деформированной породы не одновременно. Крупные трещины обычно возникают путем разрастания и слияния ранее возникших субмикроскопических и мелких трещин. Трещины скола — это вязкие разрывы, а трещины отрыва — хрупкие разрывы.

§ 1. Микроскопическая и субмикроскопическая трещиноватость

Разрывные нарушения всегда проходят стадию *микроскопической*, затем *субмикроскопической* и, наконец, *заметной трещиноватости*. Упругая деформация протекает всегда, сопровождаясь в той или иной мере пластической деформацией. На первых этапах развития пластические деформации оставляют следы внутреннего нарушения в породах: изменение положения частичек, образование микроскопических и субмикроскопических трещин отрыва и скалывания.

Скрытые трещины отрыва и плоскости скольжения обычно ориентированы в соответствии со структурно-текстурными особенностями породы, т. е. трещины отрыва и скола образуются избирательно. Трещинки скола могут быть короткими — волосяными (рис. 80, 1), линзообразными, s-образно или z-образно изогнутыми (2). Мелкие трещины отрыва, расположенные кулисообразно, соединяются между собой, образуя более крупные, но скрытые слабо заметные трещинки (3). Трещины скола с межзерновым скольжением характеризуются неровными параллельными и кулисообразными поверхностями. Трещины отрыва в крупных обломках или кристаллах неравнозернистых пород пересекают их поперек по кратчайшему пути, что объясняется, очевидно, энергетической экономией напряжения. В более слабом цементе трещины обходят зерно (4). Трещины скола в монолитных породах скрытые — волосяные, но со следами скольжения и притирания. Микроскопические сферические формы по множеству таких поверхностей скалывания превращаются в вытянутые или сплюснутые эллипсоидальные формы, и по ним можно восстанавливать местное поле напряжения и расположение осей деформации и напряжения (5).

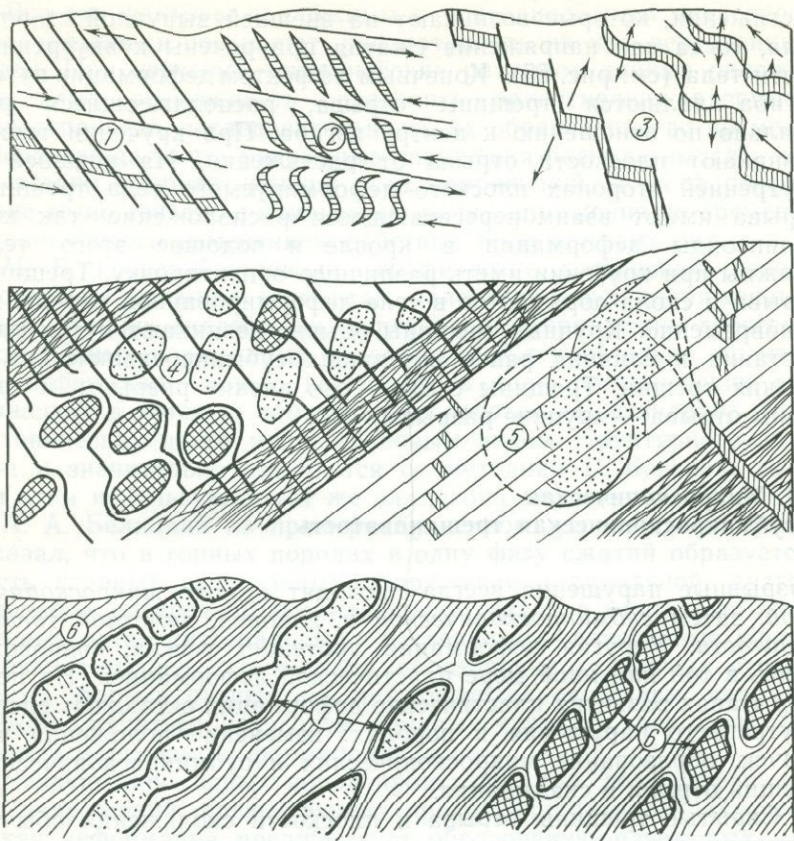


Рис. 80. Микроскопические и субмикроскопические трещины скола и отрыва: 1 — кулисы скола; 2 — з- и s-образные формы трещин; 3 — трещины отхода; 4 — трещины, секущие и обтекающие обломки; 5 — превращение микросферы при сколах в эллипсоиды; 6 — ромбовидные будины; 7 — линзовидные будины

Микроскопическое брекчирование, или раздробление, пород, образование катаклизитов и милонитов связано с хрупким разрушением. В катаклизитах и микробрекчированных породах обычно внешнего нарушения сплошности масс не наблюдается. Между мелкими и относительно более крупными обломками катаклизированной породы пустые участки заполнены крошкой или мучнистой массой. Разорванные зерна, кристаллы или микрослойки пород обычно обтекаются раздробленным материалом. При незначительной разности пластических свойств зерен, вкрапленников или прослоев и вмещающих их масс происходит микротектоническое разлинзование прослоев, образуются сланцеватость или четковидные (с пережимами) формы. Блоки скола пластического растяжения и растаскивания имеют ромбо-

видную (6) или линзовидную (7) форму. Микроскопические и субмикроскопические линзовые и четковидные формы по механизму формирования и морфологическим признакам очень сходны с крупными будинажными структурами.

При развальцевании и растирании породы формируются мучнистые разности — *милониты*. Состав породы, особенно в наиболее тонкозернистых разностях милонита, невозможно определить даже под микроскопом. Милониты образуются от деформации более хрупких пород. Наиболее интенсивно милонитизированные породы называются *ультрамилонитами*. Милониты и ультрамилониты в невыветрелом состоянии обладают обычно плотным сложением. Милониты характерны для крупных разломов, но нередко встречаются и в незначительных зонах надвигов или взбросов, а также внутри гранитных и гранодиоритовых массивов по зонам выдавливания повторных интрузий. Породы, катаклазированные, брекчированные, могут сменяться милонитами и ультрамилонитами вдоль одной и той же линии разлома. Раздробление горных пород часто вызывается не только тектоническими процессами, но и морозным выветриванием, изменением химического состава и перекристаллизацией пород, ударами, возникающими при обвалах и провалах пород и при искусственных взрывах.

§ 2. Разрывы без видимого внешнего смещения пород — трещины

Трещины характеризуются нарушением сплошности тела горной породы в результате деформации и незначительными относительными перемещениями разорванных частей. В группу разрывов без видимого смещения входят *трещины* и *трещиноватость* (т. е. сочетание трещин) тектонического происхождения. Существует трещиноватость и другого происхождения: от выветривания, усыхания, обвалов, оползания, обрушения, диагенетического превращения, расширения; последние образуются при перекристаллизации или химическом превращении пород.

Особую группу составляет трещиноватость изверженных пород, возникающая при остывании и контракции магматических масс. Существуют также виды нетектонической отдельности: *делимость* и *первичная послойная сланцеватость* пород. Трещиноватость и сланцеватость — различные генетические образования. В сланцеватости следует различать *сланцеватость первичную*, связанную со слоистостью и вертикальной нагрузкой, и *сланцеватость вторичную (кливаж)*, связанную с тектоническими процессами. Следовательно, трещинами как тектоническими формами дислокаций следует называть простейшие дизъюнктивные нарушения без видимого смещения горных пород вдоль поверхности разрыва. Трещиноватость — это нейтральный, абстрагированный термин, не указывающий на способ

образования разрывов, но свидетельствующий о нарушении сплошности пород серией или совокупностью трещин.

Морфология трещин. Трещины имеют весьма разнообразное строение. Главными элементами трещин являются бока, или стенки, представляющие собой сомкнутые или несколько смещенные друг относительно друга поверхности разрыва горных пород. Отход одной стенки от другой в трещине называется *зиянием*. Величина зияния по нормали к стенке называется *шириной трещины*. Ширина тектонической трещины обычно незначительна и измеряется миллиметрами, сантиметрами и в редких случаях метрами (при преобразовании первичных разрывов). Прослеженная на дневной поверхности протяженность трещины именуется *длиной трещины*.

Трещины тектонического типа в геологических телах имеют различные размеры в длину и измеряются миллиметрами, сантиметрами, метрами и даже километрами. Но последние, как правило, уже относятся к разрывам со смещением. Выделяются *открытые, закрытые, тонкие, или волосяные, и, наконец, зародышевые, или скрытые, трещины*. Открытая трещина может сужаться или расширяться. Скрытая (тонкая) трещиноватость пород макроскопически на свежих поверхностях пород может быть незаметной. Скрытые трещины прослеживаются только на припорированных поверхностях и тесно связаны с микроскопическим или субмикроскопическим нарушением сплошности пород.

Трещины могут рассекать породы частыми и редкими рядами и системами. Частота расположения трещин называется *интенсивностью трещиноватости*, которая определяется количеством трещин, приходящихся на погонный метр обнаженной плоской поверхности горной породы. Иногда это именуется *удельной трещиноватостью*. В породах, рассеченных открытыми трещинами, определяется *удельное растяжение*, или объемное зияние, и линейное зияние. Под удельным растяжением понимают процентное отношение объема приоткрывания в трещинах к объему породы, содержащей трещины. *Линейное зияние* представляет собой процентное отношение площади приоткрывания в трещинах (по нормальному сечению) к площади породы, заключающей трещины.

Типы трещин. По строению поверхностей стенок трещины бывают весьма разнообразными. Выделяются плоские, ровные и неровные, плоскоизогнутые, волнистые, ломаные, бугорчатые, зубцевидные, коленообразные, ступенчатые и другие формы трещин. Среди тектонических трещин наиболее распространенными являются плоские трещины с ровными или неровными стенками. Плоские трещины отрыва обычно имеют шероховатые или зернистые поверхности. Глянцевые пришлифованные поверхности обычно формируются в закрытых притертых трещинах от вторичного сдавливания. Бугорчатые трещины

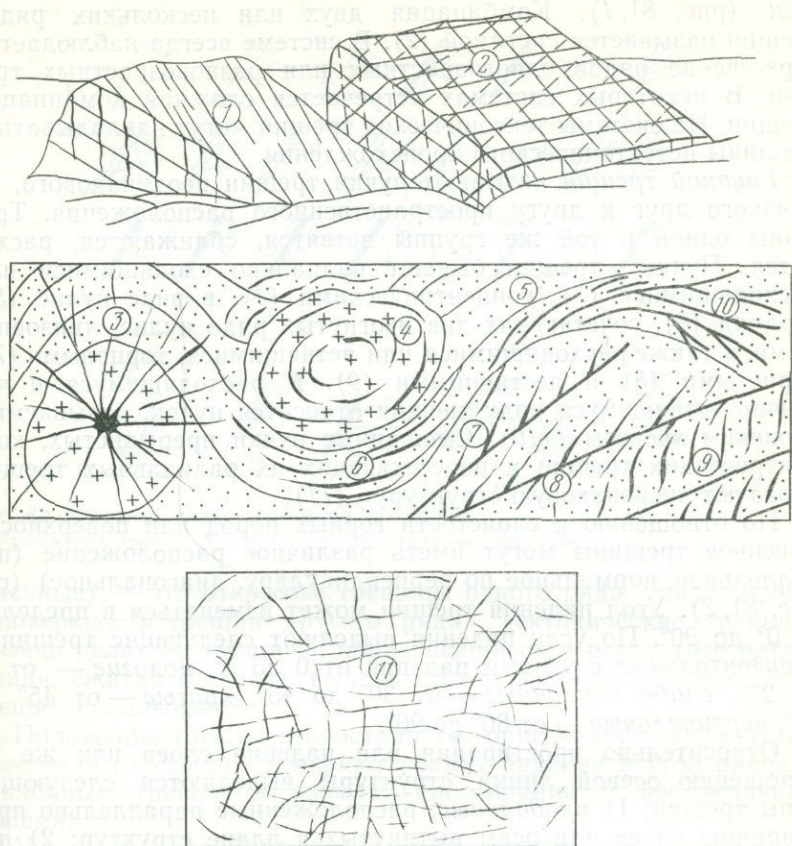


Рис. 81. Типы трещин и их сочетания:

1 — ряд; 2 — система трех рядов. Типы трещин: 3 — радиальные, 4 — концентрические, 5 — кулисные, 6 — гирлянды (два кулисных ряда), 7 — торцовые, 8 — перистые, 9 — лестничные, 10 — «конский хвост», 11 — «черепаховая структура»

встречаются в крупногалечниковых и валунных конгломератах. В плитчатых породах часто развиваются ломаные, зубцевидные и ступенчатые трещины. Среди ступенчатых трещин выделяются *z*-образные и *г*-образные трещины. Они образуются в сериях слоев с различным межслоевым скольжением. Неотектонические (контракционные) трещины в базальтах образуют многогранники. Кроме перечисленных трещин встречаются трещины усыхания в глинах, трещины сферической отдельности в эффузивных породах, концентрически-скорлуповатые трещины в осадочных породах и зубцевидные — стилолитовые трещины в известняках.

Комбинация или совокупность трещин. Трещины, расположенные параллельно, объединяются в ряды *тре-*

щин (рис. 81, 1). Комбинация двух или нескольких рядов трещин называется *системой* (2). В системе всегда наблюдается пересечение рядов разновозрастных или *разновозрастных* трещин. В некоторых системах встречается сложная комбинация трещин. На системы тектонических трещин могут накладываться трещины нетектонического происхождения.

Группой трещин называют пучки трещин неодинакового, но близкого друг к другу пространственного расположения. Трещины одной и той же группы ветвятся, сближаются, расходятся. Пучки трещин бывают *радиально сходящимися* или *расходящимися* (3), *концентрическими* (4), в виде *кулис* (5), *гирлянд* (6), *сочетающих два изогнутых ряда кулис, линзовидными*, а также *расходящимися* или *ветвящимися, торцовыми* (7), *перистыми* (8) и *лестничными* (9). К расходящемуся и частично ветвящемуся ряду трещин относится пучок, называемый «конским хвостом» (10). Смешанные пучки прерывистых, концентрических трещин и пересекающих их радиальных трещин образуют «черепаховую структуру» (11).

По отношению к слоистости горных пород или поверхности массивов трещины могут иметь различное расположение (параллельное, нормальное по перпендикуляру, диагональное) (см. рис. 81, 2). Угол падения трещин может изменяться в пределах от 0° до 90°. По углу падения выделяют следующие трещины: *горизонтальные* с углами падения от 0 до 5°, *пологие* — от 5° до 20°, *слабо наклонные* — от 30° до 45°, *крутые* — от 45° до 80°, *вертикальные* — от 80° до 90°.

Относительно простирания или падения слоев или же по отношению осевой линии структуры выделяются следующие типы трещин: 1) *продольные*, расположенные параллельно простиранию слоев или осям вытянутых в плане структур; 2) *поперечные* лежат поперек простирания слоев или вытянутости структуры; 3) *косые*, или *диагональные*, находящиеся под острыми углами к простиранию слоев или структур; 4) *радиальные*, расположенные по радиусам от центра куполовидной формы складки или массива; их разновидностью являются *веерообразные* трещины, встречающиеся в периклинальных или центриклинальных частях складок; 5) *концентрические*, располагающиеся в плане концентрически по отношению к какому-либо центру складчатой формы или массива; разновидностью таких трещин являются *лестничные* трещины, представляющие собой ряды коротких поперечных или косых (кулисных) трещин, заключенных между двумя параллельными разломами, типа сдвига; *перистые* — это взаимосвязанные два кулисообразных ряда трещин, расположенных под острым углом к одной направляющей линии по обе ее стороны в виде опахала пера (см. рис. 81, 8). *Черепаховая* структура — это сочетание радиальных и концентрических трещин на куполовидных поднятиях или брахиантиклинальных формах; *запертые*, или *торцовые* (от-

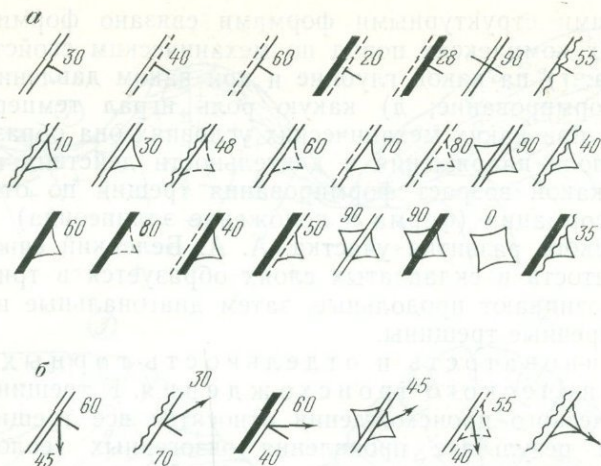


Рис. 82. Условные знаки элементов залегания:
 а — различных трещин; б — трещин со штрихами на смесителях

сеченные), — это открытые трещины одного ряда, упирающиеся в поверхности трещин другого ряда. Тектонические трещины обычно делят на трещины, образовавшиеся в результате растяжения, сжатия и сдвига, выделяя среди них трещины отрыва и трещины скалывания.

Положение трещин в пространстве определяется элементами залегания их стенок. Замеряют азимут падения и угол падения наклонных трещин и азимут простирания у вертикальных трещин.

Условные знаки, которые применяются для обозначения ориентировки трещин в плане, даны на рис. 82, а, б. Штрихи, борозды, царапины скольжения или притирания, имеющиеся на плоскости скольжения, обозначаются теми же значками, но в значки вносятся еще стрелки, показывающие направление царапин на поверхности трещин, и цифры углов падения царапин или углов между линией простирания или падения трещин и царапиной (см. рис. 82, б).

По А. В. Пэку, все трещины горных пород делятся на три группы: 1) контракционные, т. е. трещины усыхания и трещины остывания магматических пород; 2) тектонические; 3) экзогенные, возникшие от физического и химического выветривания.

Большое значение имеет установление природы и последовательности образования трещин относительно пород, складчатости или разломов со смещениями, а также относительно формирования различных частей интрузивного и эффузивного тел и рудообразования. По происхождению трещиноватость следует подразделять на типы в зависимости от того: а) в каких общих региональных геотектонических условиях она образовалась;

б) с какими структурными формами связано формирование; в) в каких комплексах пород по механическим свойствам она произошла; г) на какой глубине и при каком давлении происходило формирование; д) какую роль играл температурный режим; е) при каких механических условиях она образовалась, в каком поле напряжения и длительности действия напряжений; ж) какой возраст формирования трещин по отношению плана деформации (форма и положение эллипсоида) и этапов тектонического развития участка. А. А. Белецкий считает, что трещиноватость в складчатых слоях образуется в три стадии: сначала возникают продольные, затем диагональные и последними поперечные трещины.

Трещиноватость и отдельность горных пород нетектонического происхождения. К трещиноватости нетектонического происхождения относятся все трещины, возникшие в результате проявления экзогенных геологических процессов. Они условно выделяются в *общую трещиноватость*.

Среди трещин нетектонического образования по генетическому признаку можно выделить: 1) общие, или первичные, трещины, связанные с изменением объема осадков при диагенезе, высыхании и уплотнении; 2) трещины, образующиеся от изменения объема пород в результате последующих за диагенезом физико-химических процессов; 3) трещины выветривания; 4) трещины солифлюкционного происхождения; 5) трещины, возникшие от давления ледников и речного льда; 6) трещины районов многолетней мерзлоты; 7) трещины карстового происхождения; 8) трещины оползней и обвалов (и от ударов метеоритов); 9) трещины, возникшие под действием неравномерной внешней нагрузки; 10) трещины, возникшие при снятии нагрузки с пород,— трещины разгрузки (рис. 83).

Трещины нетектонического образования весьма разнообразны по морфологии, размерам и распространенности. Многие из них очень похожи на трещины тектонического происхождения.

Первичные трещины осадочных горных пород, или трещины отрыва, образуются на стадии диагенетического превращения осадков в результате уменьшения их объема. Слой породы не стягивается общей своей массой, а распадается на блоки, внутри которых и происходит дальнейшее сжатие породы. Среднее расстояние между трещинами внутри одного слоя равно примерно удвоенной мощности слоя.

Трещины выветривания (см. рис. 83, 1) образуются при резком охлаждении и нагревании пород. При охлаждении возникают трещины сокращения, отрыва — сквозные, при нагревании — трещины скола, шелушения, или десквамации. Нередко наблюдается скорлуповатая отдельность выветривания.

Солифлюкционные трещины (2) скола или отрыва можно видеть в породах по склонам рельефа. Они получаются от загибов слоев при оползании пород.

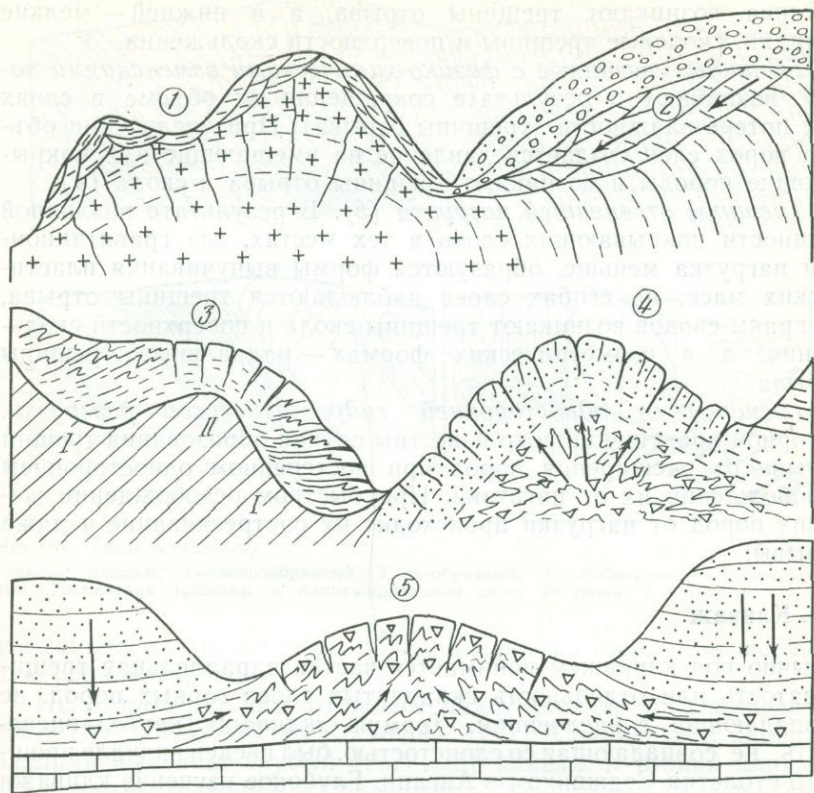


Рис. 83. Трещины, образовавшиеся от гравитационного скольжения и выдавливания масс пород.

Трещины: 1 — десквамационные, 2 — солифлюкционные, 3 — оползания (I — скола, II — отрыва), 4 — от увеличения объема подстилающих пород, 5 — от выдавливания при гравитационной разгрузке

Трещины ледникового напора и речного льда нарушают породы иногда на глубину нескольких десятков метров от поверхности подледникового рельефа. Возникают трещины отрыва и скола и особенно часто — клиновидные открытые рубцовые трещины.

Карстовые трещины провалов, оседания горных пород над пещерами и искусственными горными выработками имеют обычно концентрическое или радиальное расположение в плане и относятся к трещинам отрыва или скола.

Оползневые трещины (3). Сползание горных пород в результате гравитационных процессов в подводных и наземных условиях приводит к образованию трещин отрыва (при деляпсиях) и трещин скола (при детрузиях). В верхней части сползшего

массива возникают трещины отрыва, а в нижней — мелкие складки, сколовые трещины и поверхности скольжения.

Трещины, связанные с физико-химическими изменениями пород, возникают в результате сокращения их объема в слоях при потере влажности (трещины отрыва). При увеличении объема пород слоя создается давление на вмещающие или покрывающие породы и возникают трещины отрыва и скола (4).

Трещины от внешней нагрузки (5). В результате различной мощности покрывающих слоев в тех местах, где гравитационная нагрузка меньше, образуются формы выпучивания пластических масс; на сгибах слоев наблюдаются трещины отрыва, по краям сводов возникают трещины скола и поверхности скольжения, а в изометрических формах — радиальные трещины отрыва.

Трещины от односторонней гидростатической разгрузки. В горной практике широко известны случаи образования трещин отрыва от расширения пород при постепенном одностороннем освобождении их от нагрузки. При быстром освобождении жестких пород от нагрузки происходит их растрескивание и даже взрывы.

§ 3. Кливаж

Обычно под кливажем понимается частая параллельная трещиноватость или отдельность складчатых слоев горных пород, не совпадающая с наслоением. Термин «кливаж» как сланцеватость, не совпадающая со слоистостью, был введен вначале прошлого столетия Седжвиком в Англии. Глубокое изучение кливажа началось в конце прошлого и начале текущего столетия А. Геймом, К. Ван-Хайзом, Ч. Лизсом и П. Фурмарье. Впоследствии теория образования кливажа разрабатывалась многими зарубежными и отечественными исследователями. Ю. А. Косыгин считает, что термин «кливаж» излишний, так как он разными исследователями относится к различным суммам явлений, поэтому он заменяет его термином «сланцеватость».

Существует большое число схем классификаций типов кливажа. Краткая сводка по этому вопросу сделана Я. Н. Белевцевым и Г. В. Тохтуевым в 1960 г. Первую классификацию кливажа мы находим в работах А. Гейма (1878 г.). Он выделил: секущий кливаж (кливаж параллелен осевым плоскостям складок), кливаж размятия и микрокливаж, считая два последних разновидностью первого. К. Ван-Хайз (1893 г.) и Ч. Лизс выделяли три типа кливажа: первичный, течения и разлома. Впоследствии первичный кливаж (напластование, гнейсовость и др.) Ч. Лизсом был исключен из схемы классификации. Позднее П. Фурмарье кливаж разлома и кливаж течения считал образованиями одного типа. М. Биллингс выделяет четыре типа кливажа: течения, разлома, скалывания и напластования (как

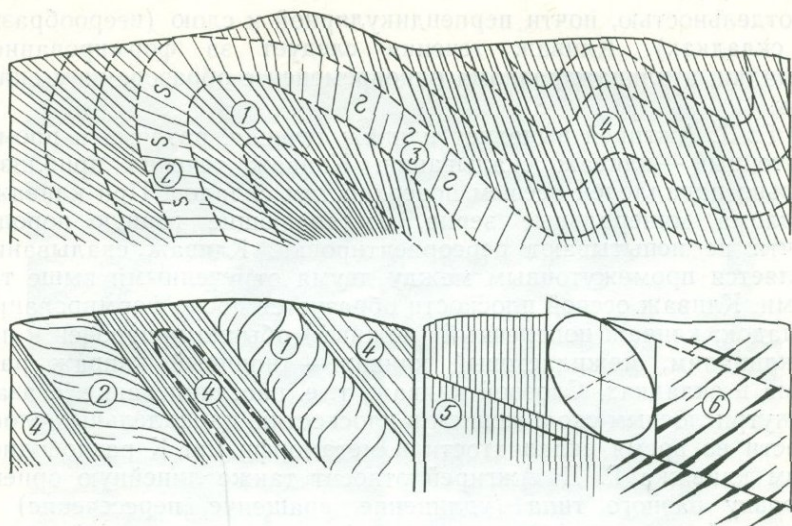


Рис. 84. Типы кливажа.

Главный кливаж: 1 — веерообразный, 2 — s-образный, 3 — z-образный; 4 — параллельный. Положение трещины в кливажированном слое: 5 — скола, 6 — отрыва

вторичную сланцеватость), обуславливая в то же время первичную сланцеватость.

Некоторые геологи отождествляют кливаж со сланцеватостью (А. В. Пэк, Ю. А. Косыгин). Н. П. Семененко в кливаже разлома выделяет грубый (толстый) кливаж и тонкий кливаж, а в кливаже течения — сланцеватость, кливаж скальвания, кливаж смятия и линейный кливаж, а в последнем — шестоватый. В. В. Белоусов классифицирует кливаж на три основных типа: главный (параллельный осевым поверхностям складок), разлома, или раскола, и послойный (параллельный слоистости), т. е. сланцеватость. Как разновидности главного кливажа им выделяются обратный веерообразный кливаж (рис. 84, 1) и s-образный (2). Главнейшей формой кливажа является, по мнению В. В. Белоусова, кливаж течения, или главный кливаж (рассланцевание).

Кливаж течения развивается лучше всего в глинистых или других пластичных породах. В относительно более твердых породах развивается трещиноватость. В. В. Белоусов отмечает характерное свойство кливажированных пород — их пластинчатое смещение. Когда кливаж пересекает различные слои, в разрезах на границах между ними наблюдается бахромчатость или зубчатость — породы одного слоя зубцами проникают в породы другого слоя. S-образный кливаж в отличие от пластинчатого указывает на скольжение слоев. Там, где кливаж течения отсутствует, он заменяется толстой трещиноватостью разлома

с отдельностью, почти перпендикулярной к слою (веерообразно в складках). Кливаж течения следует за формированием складки, а кливаж разлома одновременен с образованием складок.

Г. Д. Ажгирей выделяет кливаж течения, разлома и промежуточный — кливаж скалывания. Кливаж течения приблизительно параллелен осевым поверхностям складок. При кливаже разлома минеральные зерна, составляющие горную породу, почти не испытывают переориентировки. Кливаж скалывания является промежуточным между двумя отмеченными выше типами. Кливаж осевой плоскости образуется после формирования складок; кливаж поперечный (ложный) обычно приурочен к периклиналям, межпластовый кливаж — типичный кливаж разлома в складках. Слоевой кливаж, т. е. рассланцевание, связан с внутрислоевым скольжением в плоскостях, параллельных слоистости во время складчатости и метаморфизма. К разновидностям кливажа Г. Д. Ажгирей относит также линейную ориентировку разного типа (удлинение, вращение, пересечение) и торцовый кливаж (трещиноватость), перпендикулярный к линейной ориентировке. А. Е. Михайлов в одну группу под общим названием секущий кливаж включает веерообразный, s-образный и главный кливаж (4), который противопоставляется по-свойному кливажу, а также (как и М. А. Усов) выделяет приразломный кливаж, развивающийся вблизи крупных разрывов.

Из сказанного выше видно, что существующие воззрения на определения терминов «кливаж», «сланцеватость», «отдельность» и даже «трещиноватость» весьма разноречивы. Главным типом кливажа, без сомнения, является кливаж разлома, или секущий кливаж, называемый также кливажем течения, или вторичной сланцеватостью (5). Этот тип характерен частой сланцеватостью (или отдельностью) пород со следами скольжения пластин, расположенных под углом к слоистости или напластованию и ориентированных параллельно или субпараллельно круговым сечениям эллипсоида деформации (5, 6) и осевым поверхностям кливажированных складок. В перемежающихся породах различной пластичности, мощности и степени метаморфизма при главном кливаже поверхности сланцеватости или отдельности могут иметь веерообразную или обратную веерообразную ориентировку с сочетанием поверхностей в виде s-образного (3) или z-образного расположения (рис. 85, а, б). Кливаж течения, скалывания и разлома фактически является разновидностями общего кливажа. Обычно степень кливажирования пород полностью зависит от динамометаморфических изменений пород. Рассланцеванность мощных толщ пород иногда выглядит как первичная тонкая слоистость. Например, рассматривая разрезы таких пород на Южном Урале, на значительном от них расстоянии можно видеть четкую первичную



Рис. 85. Обнажения с кливажированными слоями пород:
 а — кливаж в косых складках; б — общий и z-образный кливаж

слоистость, подчеркивающую на фоне параллельного кливажа закономерное расположение складок.

Использование кливажа при структурном изучении. Различные типы кливажа по отношению к слоистости, осевым поверхностям складок, крупным разломам располагаются неодинаково, поэтому для решения вопросов структурного анализа в первую очередь определяют природу или тип кливажа и выясняют последовательность его образования. Обычно на первой стадии деформации возникает послойный кливаж, на второй стадии — кливаж течения, на третьей — главный кливаж, или вторичная сланцеватость.

Послойный кливаж очень распространен в метаморфизованных слюдистых и хлоритовых породах. Линейная ориентировка при этом типе кливажа подчеркивается удлинненными, изогнутыми и призматическими минералами или частичками породы. Ориентировка кливажа течения совпадает с ориентировкой шарниров складок или с плоскостями скольжения, развитыми в поперечном направлении к осям, шарнирам и осевым поверхностям складок. Главный кливаж, или вторичная сланцеватость, также параллелен осевым поверхностям складок в плане, но не совпадает со слоистостью. В линейно вытянутой складке слои разбиваются кливажем параллельно их простиранию.

Следы кливажа в слоях устанавливаются по зазубринам, бахромчатости границ слоя. Главный кливаж в плане на периклинальных и центриклинальных замыканиях крыльев веерообразно сечет слои. В плоских частях замков складок он располагается перпендикулярно к слоистости. В нормальных и косых складках кливаж круче слоистости, в наклонных и лежащих на подвернутых крыльях — положе слоистости, а на нормальных крыльях — круче слоистости. В изоклинальных складках кливаж субпараллелен слоистости. При веерообразном или обратно веерообразном кливаже и *z*-образном кливаже наблюдается значительное отклонение поверхностей кливажа от положения осевых поверхностей складок и, наконец, при *s*-образном углом отклонения кливажа от осевой поверхности достигает 20° и более. Если горизонтальный слой разбит кливажем, то это показатель дислоцированности (нарушения) слоя. По керну скважины, пробуренной в теле кливажированной складки, легко определяется залегание слоев: кливаж вертикальный — осевая поверхность складки вертикальна (скважина в прямой складке), кливаж наклоненный — осевая поверхность наклонная, а складка косая или наклонная, кливаж перпендикулярен к слоистости — керн взят из замка складки вблизи шарнира, кливаж наклонен к слоистости — керн взят с крыла складки. В случае, если наклон кливажа более крутой, чем наклон слоистости, — керн взят с нормального крыла складки, а при более пологом, чем слоистость, кливаже — керн указывает на подвернутое положение крыла складки.

Для восстановления складчатой формы, разбитой кливажем, полезно для отдельных участков складки условными знаками показать элементы залегания кливажа, по которым затем можно восстановить и общую форму складки. По кливажу можно определить простираие складчатой зоны, а иногда и угол погружения складок. Кливаж разлома в одном случае образуется перпендикулярно к (жесткому) слою, в другом — под углом, меньшим 90° . В различных по жесткости породах, переслаивающихся друг с другом, в нормальном крыле складки плоскости кливажа образуют *g*-образные изгибы, а в подвернутом — *s*-образные. Это свойство кливажа помогает отличать прямые и косые складки от опрокинутых. По приразломному кливажу легко выяснить положение сместителя в сбросе, надвиге или сдвиге. Приразломный кливаж скола располагается параллельно круговым сечениям эллипсоида деформации, а кливаж растяжения ориентирован параллельно короткой оси эллипсоида деформации, как трещины оперения.

§ 4. Будинаж, или разлинзование

Роль пластичных (вязких) и относительно более жестких пород в толще перемежающихся слоев при складкообразовании лучше всего выявляется при *будинаже*. В. В. Белоусов считает, что будинаж может образоваться как результат послойного растяжения и формирования трещин отрыва или как результат вязких сколовых деформаций, при которых линзы или блоки жестких пород надвинуты друг на друга. Если в пачке пород в условиях тектонического растяжения имеется менее пластичный слой, заключенный между двумя более пластичными слоями, то пластичный слой претерпевает течение, а менее пластичный растягивается и разрывается на отдельные куски (рис. 86). Промежутки между кусками разорванного слоя заполняются растекающимся материалом пластичной породы. При небольшой разности пластичности пород в слоях вместо трещин отрыва могут образоваться пережимы слоя — шейки, которые нередко при дальнейшем растаскивании разрываются (2).

В случае нагнетания материала с крыльев пережатых (подобных) складок в их замки обломки разорванного слоя надвигаются друг на друга, так что в поперечном разрезе складки в деформированном слое эти обломки располагаются чешуеобразно или черепитчато (1). При будинаже в жилах или дайках плотных пород, заключенных в пластичных сланцевых породах, сначала формируются поперечные трещины, а затем линзовидные блоки. Размеры дайковых будин достигают иногда 10—15 м. Разлинзование и будинаж жестких пород внутри пластичных часто наблюдается вблизи крупных разломов. Обычно считают, что при складкообразовании вначале образуется разлинзование, а кливаж проявляется на стадии сдвигания смятой в складки

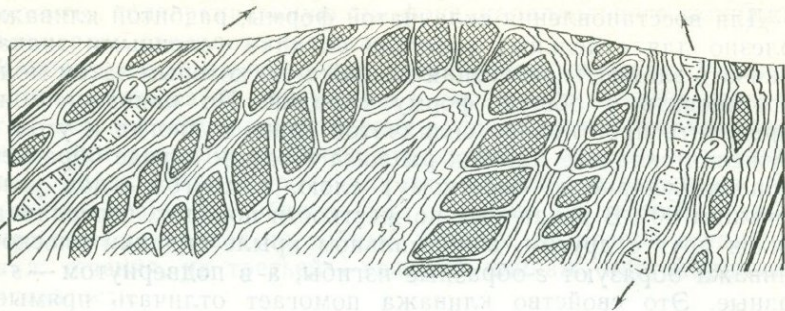


Рис. 86. Различные типы будинажа:

1 — будины скола; 2 — будины отрыва (растяжения) в опрокинутой складке

толщи, однако межслоевое скольжение возможно и после образования кливажа (*s*-образный кливаж). При структурном изучении разлинзованных (будинажных) пород и сопровождающего их кливажа особое внимание следует обращать на изучение последовательности формирования этих форм нарушения слоев.

§ 5. Трещиноватость горных пород

Трещиноватость, кливаж и другие формы разрывных нарушений горных пород без заметных их смещений обычно хорошо видны в обнаженных осадочных и магматических породах на крупномасштабных аэрофотоснимках и хуже — на мелкомасштабных. Очень хорошо они наблюдаются в тех случаях, когда открыты или заполнены каким-либо контрастным минеральным веществом (рис. 87, а, б). Плещ рыхлых отложений небольшой мощности позволяет проследить трещиноватость на аэрофотоснимках. Особенно четко она устанавливается по формам микрорельефа и геоботаническим признакам. На снимках часто заметны оперяющие разрывы и кливаж около крупных разломов. Трещиноватость особенно хорошо видна на периклинальных или центриклинальных замыканиях крыльев складок. На аэрофотоснимках обнаженных районов иногда можно проследить характерные черты трещиноватости пород (общая закономерность расположения, приуроченность к отдельным частям структур) значительно лучше, чем в обнажениях. Дешифрирование аэрофотоснимков позволяет выявить трещиноватость, установить ее частоту, протяженность, элементы залегания и связь с вмещающими тектоническими формами, т. е. дает возможность изучить многие свойства трещиноватости, на основании которых можно разделить несогласно залегающие и разновременные дислоцированные толщи.

Определяя простирание и падение слоев пород и элементы залегания поверхностей трещиноватости и кливажа в них, уда-

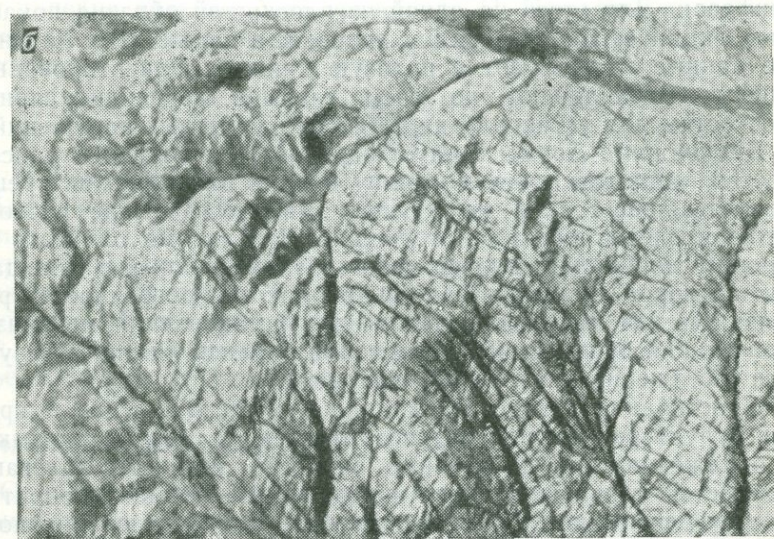


Рис. 87. Трещиноватость горных пород:
а — в складке; б — в гранитном массиве

ется установить природу дизъюнктивных нарушений и отличить нормально падающие слои от перевернутых. Изучение типов трещиноватости необходимо проводить в различных частях складчатых форм, особенно на периклинальных и центриклинальных окончаниях, где они выявляются своим секущим расположением по отношению к слоям пород.

Трещиноватость без видимого смещения пород

Трещиноватость, будинаж, кливаж, сланцеватость горных пород без смещения изучаются не только в поле и по аэрофотоснимкам, но и при камеральных работах с использованием микроструктурного метода. Особенно это относится к микро-скопическим и субмикроскопическим нарушениям пород.

Мелкие разрывные нарушения в поле иногда очень хорошо исследовать на ровной выветрелой или смоченной водой поверхности пород. Особое внимание нужно обращать на частоту, размер и ориентировку микроструктур по отношению к слою и более крупной структуре, а также на размеры и ориентировку всей зоны нарушения и переход ее в не нарушенные разрывами породы. Из разных частей структуры необходимо отбирать ориентированные и точно привязанные к элементам структуры образцы для изготовления ориентированных шлифов или пришлифовок. Для этого на одной из плоскостей образца показывать линии ее простирания и падения, а также угол падения. Все данные записывают в полевую книжку. Ориентированные шлифы изготавливают по трем взаимно перпендикулярным плоскостям для установления природы разрывных нарушений.

Будинажные формы следует зарисовать и подробно описать (состав, мощность слоя, величину блоков или линз, их трещиноватость, расстояния между блоками, их взаимное расположение и следы течения материала). Необходимо отмечать изменения мощностей тектонически разлинзованных и вмещающих их пород, элементы залегания блоков и поверхностей разрыва. Все эти материалы нужны для установления механизма образования будинажных форм; образовались ли они в результате растяжения или в результате скола.

Простирание плоскостей кливажа и расположение в крупных структурах хорошо вырисовывается на аэрофотоснимках. В обнажениях же необходимо замерить элементы залегания плоскостей кливажа и слоев пород, особое внимание обратить на морфологию поверхностей кливажа. Для определения положения слоистости нередко приходится пользоваться микроструктурным анализом, отбирая для этого ориентированные образцы для изготовления шлифов. Слабо заметная слоистость кливажированных пород иногда четко фиксируется на спектрональных фотоснимках или снимках, сделанных с использованием различных светофильтров.

В местах пересечения кливажем границ слоев внимание обращается на зазубренные контакты и по ним определяется направление скольжения пластин пород. По положению s-образных или z-образных трещин кливажа легко находится положение крыльев складок.

Широкое распространение трещин в горных породах обязывает исследователей при полевых работах обращать на них пристальное внимание. Необходимо изучить морфологию трещин, а также их положение, частоту, зияние, ряды и системы. Исследовать трещиноватость нужно в различных частях структурной формы, отмечая типы переходов трещин из одного слоя или массива в другой. Трещины каждого направления описывают очень подробно. Не следует обобщать замеры элементов залегания трещин и брать среднее их значение на значительной площади, особенно в слоях или других телах с изменяющимися формами залегания. При записи элементов залегания трещин необходимо указывать азимуты падения и углы падения. Ширина, или зияние, трещин в обнажении может быть истинная или видимая в зависимости от положения поверхности разреза. Замерять следует истинную ширину по нормали к ее стенкам.

В полевой практике густота трещин обычно определяется путем подсчета количества трещин в обнажении на один погонный или квадратный метр поверхности, расположенной по линии падения каждого ряда трещин. Е. Н. Пермяков предложил формулу для вычисления густоты или интенсивности трещиноватости:

$$И = \frac{n + 1}{\sin \alpha},$$

где И — истинное количество трещин данного направления; n — наблюдавшееся количество трещин данного направления на стенке обнажения; α — угол между линией простирания поверхности обнажения и линией простирания трещин. Ю. А. Косыгин предлагает определять и удельное растяжение, т. е. процентное отношение объема приоткрывания в трещинах, обычно заполненных какими-либо минералами или частицами породы, ко всему объему породы, содержащей трещины.

Определение возраста трещин

Определение относительного возраста каждого ряда трещин производится в местах пересечения трещин (жил), их разветвления, переходов трещин из одного слоя в другой, из массива во вмещающие или покрывающие породы (рис. 88, а, б). Данные о положении трещин в пространстве и по отношению к структуре геологического тела статистически обрабатываются и в виде графиков (круговых диаграмм) помещаются на геологические карты в местах взятия замеров. Для составления

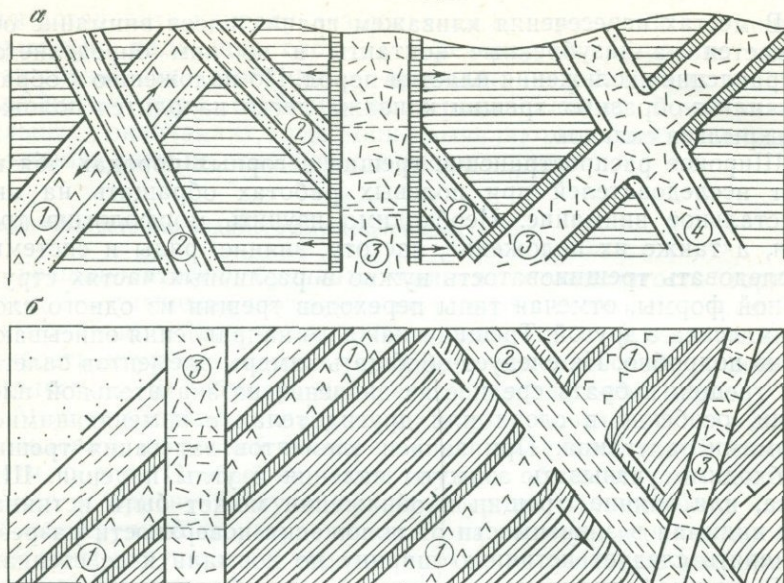


Рис. 88. Возрастные соотношения трещин отрыва и скола, заполненных минеральными массами (жилы, дайки):

a — в геологическом разрезе; *б* — на геологической карте. Цифры показывают относительную последовательность образования разрывов

диаграмм или карт трещиноватости пород полезно вести специальные журналы по участкам, районам или массивам, по следующей форме: а) номера точек наблюдений; б) породы, которые подвержены трещиноватости (состав, мощность, элементы залегания); в) элементы залегания трещин (азимут падения и угол падения); г) ширина трещины; д) количество трещин на 1 погонный или на 1 м²; е) морфология трещин (форма трещин, поверхность стенок, налеты на стенках, штрихи, минеральные выполнения и др.); ж) прочие признаки (если возможно — генезис трещин, смещения стенок, обводненность и т. п.); з) номера образцов, взятых из стенок трещин, и их ориентировка. Для различного типа наклонных трещин можно применять довольно большой набор условных знаков (см. рис. 82).

Графическое изображение результатов статистической обработки замеров элементов залегания трещин

При полевом изучении трещиноватости горных пород, когда незаметна закономерность их ориентировки, приходится производить большое количество замеров элементов залегания

трещин часто на небольшой площади. Если нанести все замеры на карту, план или увеличенную схему, то получается запутанная картина. Поэтому применяют статистическую обработку замеров элементов залегания трещин и путем графического их изображения выявляют преобладающие залегания трещин и количественные соотношения трещин с разным падением. Суть графического способа суммарного изображения элементов залегания трещин заключается в составлении того или иного типа диаграмм. Наиболее распространенными и современными считаются круговые диаграммы в изолиниях.

При составлении диаграмм трещиноватости в прямоугольной системе координат можно отображать зависимость между количеством трещин (по оси ординат) и каким-нибудь одним из элементов их ориентировки (по оси абсцисс). Диаграмма трещиноватости получается в виде ломаной линии с пиками, означающими наибольшее количество трещин того или иного элемента залегания.

Круговые диаграммы-розы трещиноватости. Круговые диаграммы составляются многими способами с использованием кругов, разделенных радиусами на 360 частей (градусов) и на азимутальные четверти.

1. Для построения простой круговой лучевой диаграммы трещиноватости пород берется круг, разделенный радиусами на 360 частей. В зависимости от выбранной величины круга и числа замеров элементов залегания трещин подбирают масштаб отрезка вектора для одной или нескольких трещин. Диаграмму простирания трещин можно составлять и на полукруге, для чего берут северную половину круга с IV и I азимутальными четвертями. Строится диаграмма от центра круга путем наращивания соответствующих азимутальных лучей.

На лучевой диаграмме можно выразить и процентное соотношение трещин разного направления. Для этого необходимо вычислить, чему равен единичный замер в процентах к общему количеству замеров на диаграмме. На каждой лучевой диаграмме трещиноватости должно быть указано общее количество замеров и масштаб. Многие авторы (А. Е. Ефимов, Д. С. Соколов, А. А. Смирнов и др.) рекомендуют строить лучевые диаграммы трещиноватости с указанием на них всех трех элементов залегания трещин и процентного отношения одной из групп трещин к общему их количеству на исследованном участке. Составление таких диаграмм требует значительных построений и вычислений и они все-таки не являются наглядными.

2. Простую лучевую диаграмму (рис. 89, а), на которой лучи своей длиной отображают число трещин или их процент, можно легко превратить в *диаграмму-розу трещин* (рис. 89, б, в, г, д). Для этого концы лучей последовательно соединяют прямыми линиями и все оконтуренное внутреннее пространство,

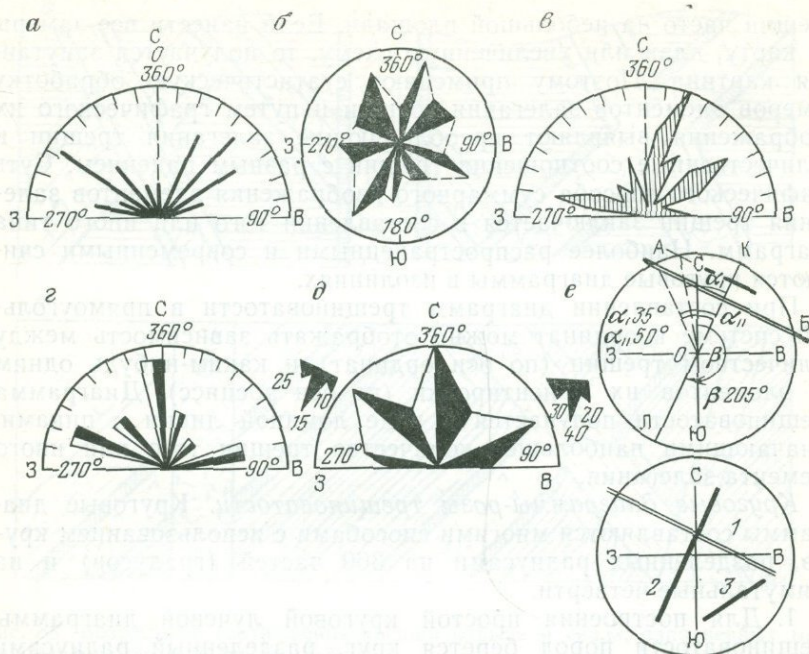


Рис. 89. Типы лучевых диаграмм трещиноватости.

a—г — розы трещин; *д* — диаграмма, по Н. И. Кригеру; *e* — диаграмма, по А. В. Хабакову

занятое лучами, затушевывают. Диаграмма-роза, так же как и простая лучевая диаграмма, может отображать только азимут падения или простирания и число трещин. Иногда лучи показывают не линией, а узким сектором, ширина которого равна одному делению окружности (см. рис. 89, *a*). Но и эти диаграммы не дают полного представления об элементах залегания трещин, указанных на диаграмме. Как выход из такого положения Н. И. Кригер предложил на круговой диаграмме-розе, составленной для простирания трещин, указывать у концов лучей небольшими диаграммами такого же типа азимуты падения, а у концов лучей последних цифрами — преобладающие углы падения (см. рис. 89, *д*).

3. Более наглядный способ изображения трещиноватости со всеми элементами залегания на круговой диаграмме предложил А. В. Хабаков (рис. 89, *e*). Азимут падения на такой диаграмме показывается радиусом-вектором. Для нанесения линии простирания радиус-вектор *ОЛ* протягивается в противоположную четверть круга диаграммы (линия восстания *ОК*) и к этому концу радиуса-вектора из центра круга проводится по транспор-

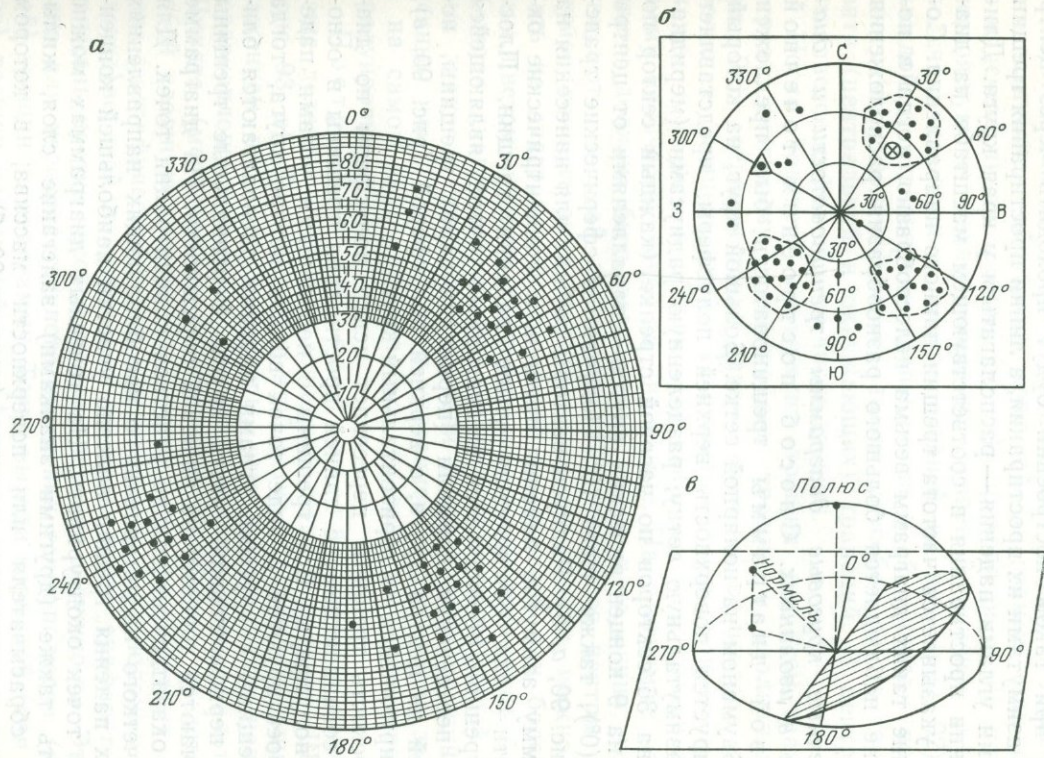


Рис. 90. Круговые диаграммы на полярной сетке Баумана.

а — полярная сетка; *б* — трещиноватость и элементы залегания слоя и дайки на сетке; *в* — положение плоскости трещины и нормали на полусфере

тиру радиус с углом падения трещины (α или α') до пересечения с окружностью. Из точки пересечения радиуса с окружностью проводится линия, перпендикулярная к продолжению радиуса азимута падения, которая будет являться линией простирания трещины (АВ). Все линии простирания вертикальных трещин при таком построении будут проходить через центр круга с азимутами их простирания, а линии простирания трещин с малыми углами падения — располагаться у края круга. Длинной линии простирания в соответствующем масштабе на диаграмме указывается частота трещин данного направления. Составление таких диаграмм весьма целесообразно, когда в породах не наблюдается большого разнообразия расположения трещин.

Точечные круговые диаграммы трещиноватости и диаграммы в изолиниях. Способ построения точечной круговой диаграммы трещиноватости был предложен В. И. Бауманом на полярной сетке. Большой круг, на который проектируется поверхность верхней полусферы, представляет собой азимутальную сетку, разделенную радиусами (меридианами) на 36 секторов по часовой стрелке (каждый сектор по 10°) и на 9 концентрических кругов — параллелями от центра круга (0°), также через 10° . Получаются сферические трапеции (рис. 90, а, б). Радиусы-векторы служат для нанесения на диаграмму азимутов падения трещин, а концентрические окружности — для обозначения углов падения трещин. Плоскость трещины обозначается на диаграмме точкой, являющейся точкой пересечения нормали (перпендикуляра) трещины, исходящей из центра круга, с верхней полусферой (рис. 90, в), проектирующейся на горизонтальный круг.

Плоскость трещины пересекает центр полусферы по диаметру, совпадающему с линией простирания трещины в основании полусферы. Все трещины с небольшими углами падения проектируются в виде точек вблизи центра круга, тогда как трещины с крутыми углами падения располагаются ближе к периферической части круга. Вертикальные трещины обозначаются точками на внешней окружности. На диаграмме может оказаться несколько участков концентрации точек. Для более четкого представления о преобладающих направлениях и углах падения трещин полезно участки наибольшей концентрации точек оконтуривать. На точечных диаграммах можно показать также (другими значками) залегание слоя, жилы, дайки, сбрасывателя или поверхности массива, в котором определены и замерены трещины (см. рис. 90, б).

Круговая диаграмма В. В. Сухоручкина составлена на иной сетке. Спроектированные концентрические окружности располагаются не на одинаковом расстоянии от центра, а наносятся на большой круг на расстоянии, равном величине косинуса радиуса круга. Расстояние между концент-

рическими окружностями в периферической части сетки будет меньшим, чем в центральной (рис. 91). Точки, обозначающие элементы залегания трещины, представляют собой проекцию точки пересечения линии падения плоскости трещины с поверхностью нижней полусферы. Построение диаграммы производится так же, как в предыдущих случаях. Дальнейшая статистическая обработка точечной диаграммы заключается в подсчете числа трещин (точек), приходящихся на площадь, состоящую из девяти соседних трапеций, причем результат подсчета ставится в центре средней из них (рис. 92). Для каждой в отдельности трапеции на всей площади круговой диаграммы подсчитывается таким способом число точек девяти (центральной и окружающих) трапеций. В центре проставляется цифра общего числа трещин.

После подсчета количества трещин по всем трапециям строят диаграмму концентрации трещин в изолиниях (см. рис. 92), соединяя точки равных значений от центров их наибольших концентраций. Плотность точек (число трещин) можно выразить в абсолютных единицах и в процентах к общему количеству точек на диаграмме. На диаграмме все изолинии должны быть замкнутыми, даже и те линии, которые упираются в край диаграммы. Получившиеся центры максимумов концентрации трещин, или узлы трещин, можно выделить на диаграмме более частой штриховкой или более темным цветом, участки с отсутствием точек оставляют белыми. Каждая диаграмма должна сопровождаться таблицей условных знаков с указанием степени концентрации трещин (численным или в процентах) и указанием общего числа замеров, а на самом круге должна быть указана его ориентировка и градуировка.

Построение круговой диаграммы в изолиниях чаще делается на равноплощадной сетке Вальтера—Шмидта (рис. 93, а). Диаграммы на этой сетке обладают меньшим искажением проекции полусферы, чем другие сетки, например неравноплощадная сетка Вульфа. Сетка-трафарет Вальтера—Шмидта (меридиональная проекция Ламберта) представляет собой сложную систему меридиональных и широтных линий типа географической сетки, в центре которой расположен полюс (центр) верхней полусферы, а по краю круга трафарета-сетки нанесены против часовой стрелки деления окружности. Это сделано для непосредственного нанесения точек-полюсов (нормалей) трещин на диаграмму. Точки выхода нормалей (или полюсов) трещин на верхней полусфере проектируются на горизонтальный большой круг сферы, т. е. на проекцию сетки (рис. 93, б, в). Начальный радиус-вектор с градуировкой для отображения угла падения трещины на сетке делится «параллелями» на 90 частей с отсчетом от центра круга. Каждая элементарная площадка на сетке Вальтера—Шмидта является равновели-

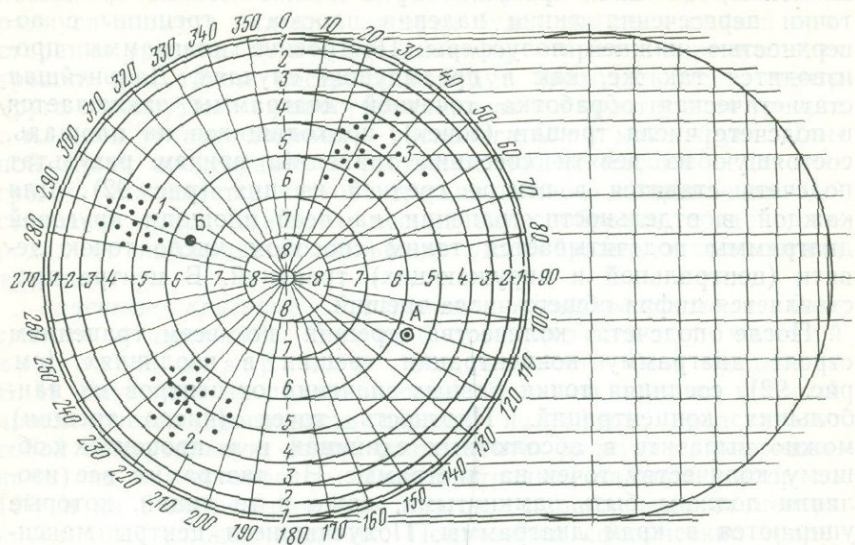


Рис. 91. Построение круговой сетки, по В. В. Сухоручкину, и нанесение на нее точек полюсов трещин (плоскостей):

1—3 — полюса трещин; А — полюс слоя с падением на ЮВ 115L56; Б — полюс сместителя с падением на СЗ 290L64

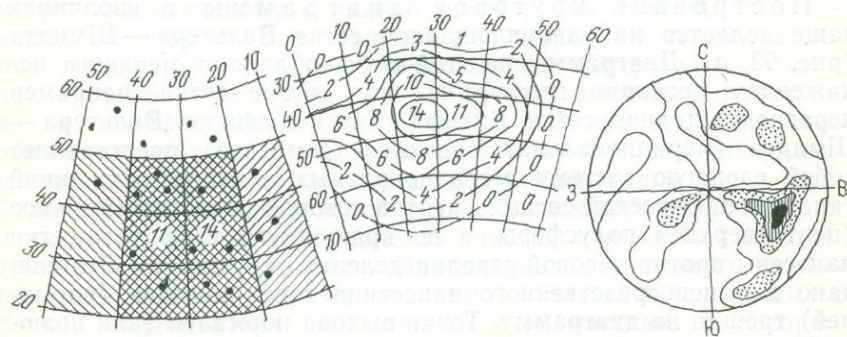


Рис. 92. Построение круговой диаграммы в изолиниях на сетке В. В. Сухоручкина

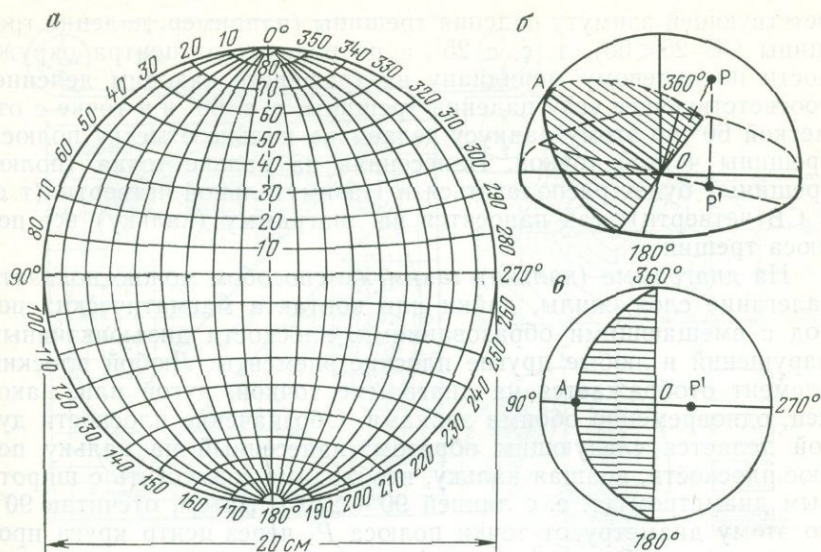


Рис. 93. Сетка Вальтера — Шмидта (а) и расположение плоскости и полюса трещины на полусфере сетки (б, в).

Заштрихована плоскость трещины; OP — нормаль; P — полюс; P' — проекция полюса на сетке

кой*. Сетка для построения диаграммы обычно берется диаметром 20 см с делением по окружности и по радиусам через 2° , но с обозначениями через 10° .

На кальке циркулем очерчивается окружность, диаметром, равным окружности сетки. В центр круга сетки с обратной стороны трафарета вставляется острое в виде иглы или чертежной кнопки. На это острие помещают бумажную кальку центром круга. На окружности кальки штрихом отмечают начальный радиус-вектор (0° — север). Далее круг из кальки поворачивают на трафарете влево по окружности (против часовой стрелки) так, чтобы штрих или нуль совпали с отметкой, соот-

* Для построения сетки с меридиональной проекцией необходимо пользоваться специальной математической формулой

$$r = 2a \sin \frac{\alpha}{2},$$

где r — величина радиуса вектора, или расстояние от центра круга сетки до точки, обозначающей выход трещины при определенном угле падения α ; a — величина, которая зависит от масштаба сетки или от величины диаметра сетки. При сетке диаметром 20 см величина $a = 7,07$ см. Если нам необходимо построить сетку Вальтера — Шмидта самостоятельно, то мы должны вначале высчитать расстояние меридианов от центра круга и расстояния параллелей от центра круга по формуле, принимая расстояние по радиусу-вектору через интервал в 10° , т. е. для угла $10, 20, 30, \dots, 80-90^\circ$.

ветствующей азимуту падения трещины (например, падение трещины СВ $25 < 60$), т. е. с 25° , а по радиусу от центра окружности по нулевому меридиану на трафарете находим деление, соответствующее углу падения трещины, т. е. 60° и в точке с отметкой 60° по этому радиусу делаем на кальке отметку полюса трещины четкой точкой. Нанесенная на кальку точка (полюс трещины) будет располагаться в I азимутальной четверти (т. е. в СВ четверти); так наносятся на диаграмму (кальку) все полюса трещин.

На диаграмме (кальке) таким же способом можно показать залегание слоя, жилы, дайки или контакта магматических пород с вмещающими образованиями, плоскости дизъюнктивных нарушений и любые другие плоские элементы. Любой плоский элемент отображается на диаграмме точкой, дугой или, наконец, одновременно обоими знаками. Обозначение плоскости дугой делается следующим образом: нанесенный на кальку полюс плоскости, вращая кальку, необходимо совместить с широтным диаметром (т. е. с линией $90^\circ - 270^\circ$). Затем, отсчитав 90° , по этому диаметру от точки полюса P_1 через центр круга проводим через найденную точку A на диаметре дугу по меридиану к отметкам 0° и 180° на окружности. Полученная дуга и будет проекцией на сетке линии пересечения верхней полусферы с обозначаемой плоскостью (рис. 93, в).

Для преобразования составленной точечной диаграммы в круговую диаграмму в изолиниях необходимо изготовить трафареты (рис. 94): трафарет сетки квадратов со стороной, равной 22 см (сторона каждого маленького квадрата равна 1 см), и с нанесенной на ней окружностью того же радиуса, что и круг сетки. В центре круга сетки квадратов вставляют такое же острие, что и на трафарете сетки. Кроме того, необходимо изготовить еще два вспомогательных трафарета из плотной бумаги или прозрачного листа целлофана. Один в виде квадратной пластины со стороной 3 см и вырезанным внутри нее кругом диаметром 2 см (см. рис. 94). Другой трафарет в виде линейки шириной 3 см и длиной 23 см с закругленными краями и двумя круговыми вырезами радиусом в 1 см с центрами, расположенными на расстояниях 10 см от центра линейки, и с линейкой-прорезью длиной 3 см, проходящей через центр линейки.

Диаграммы трещин в изолиниях их концентраций строят на том листе кальки, на котором нанесены точки полюсов трещин. Для этого бумажную кальку с точками накладывают на трафарет сетки квадратов так, чтобы их центры и окружности совпали. Кальку необходимо закрепить, чтобы она в процессе работы не смещалась. Затем берут квадратный трафарет с вырезанным кружком диаметром в 2 см и поочередно накладывают на кальку центром на все точки пересечения линий сетки квадратов. Подсчитав количество точек, входящих на кальку в круг трафарета, проставляют их число цифрой в точке пересечения

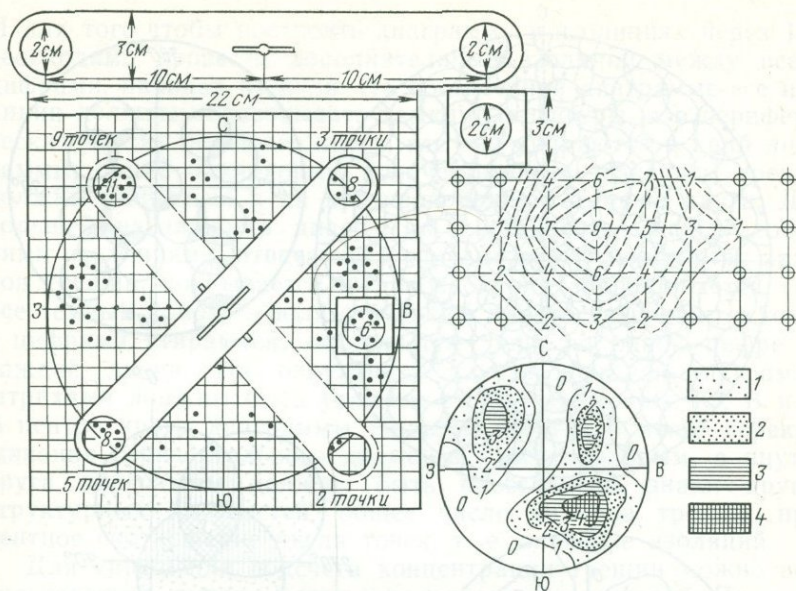


Рис. 94. Вспомогательные трафареты для подсчета концентрации точек трещин и составления круговой диаграммы в изолиниях плотности трещин. Площадь каждой клетки 1X1 см. Концентрация трещин (%): 1 — 2; 2 — 4; 3 — 6; 4 — 8

линий сетки в центре кружка. Например, в круг трафарета вошло 7 точек, поэтому на пересечении линий сетки проставляем цифру 7. Итак, передвигая трафарет с кружком по кальке и подсчитывая каждый раз количество точек, входящих в кружок с центром пересечения линий сетки, проставляем в каждой точке пересечения линий цифры числа точек. Если в поле кружка не оказывается точек, то ставят нуль. Площадь кружка квадратного трафарета составляет 1% от площади круга диаграммы. Поэтому проставленные цифры на кальке означают количество точек, приходящихся на 0,01 части (1%) площади большого круга диаграммы.

Для подсчета количества точек в краевой части диаграммы необходимо пользоваться трафаретной линейкой с двумя прорезанными на концах ее кружками и с продольной прорезью в центре (см. рис. 94). Линейка с прорезью накладывается на острие в центре круга трафарета сетки квадратов, а центр одного прорезанного кружка линейки должен совпадать с центром четырех смежных клеточек. Центр кружка линейки и соответственно точка пересечения линий сетки может располагаться внутри большого круга диаграммы, на окружности и за ее пределами. Поэтому линейка своей прорезью будет передвигаться по острию. Подсчет количества точек производится на

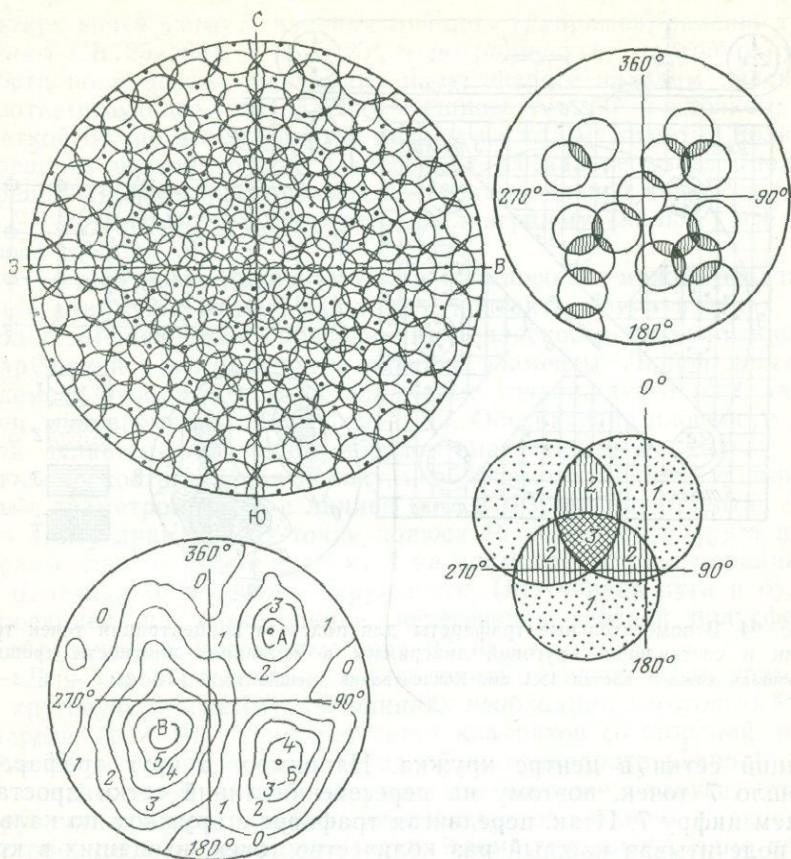


Рис. 95. Построение диаграммы трещиноватости на сетке (планисфере)
А. В. Пронина

площади обоих кружков, а их суммарное количество проставляется цифрой только в том кружке, центр которого расположен внутри большого круга. Если оба кружка линейки своими центрами совпадут с точками пересечения линий сетки, расположенными на большой окружности диаграммы, то суммарное количество точек по обоим кружкам проставляется в каждом из кружков на линии круга. После проставления на диаграмме всех цифр проводятся изолинии концентрации трещин, путем соединения точек с одинаковыми цифрами плавной кривой, начиная с цифр наибольшей величины. Промежуточные изолинии проводятся между двумя точками путем простой интерполяции (см. рис. 94). На диаграмме может оказаться точек меньше 100, например 51. Один замер элементов залегания трещины тогда будет составлять 2% от общего количества точек на диаграмме.

И для того чтобы построить диаграмму в изолиниях через 1%, необходимо провести дополнительные изолинии между всеми цифрами, начиная от нуля. На построенной диаграмме все изолинии должны образовывать замкнутые фигуры, а в периферических частях большого круга, где они упираются в край диаграммы, они с одинаковым количественным значением трещин должны упираться и на противоположной стороне круга. Для большей наглядности диаграммы пространство между соседними изолиниями, отвечающее определенному количеству замеров трещин, покрывается штриховкой или закрашивается (более темным тоном — поля с большей плотностью точек), а точки с цифрами стираются; оставляется лишь по одной цифре на каждой линии. На окружности внутри круговой диаграммы штрихами должны быть указаны страны света — С, Ю, В и З. В центре круга диаграммы ставится крестик — место перекрещивания горизонтального диаметра с вертикальным, а внутри круга диаграммы должны быть проставлены знаки других структурных плоскостей, общее число замеров трещин, процентное соотношение числа точек, т. е. значение изоляций.

Для упрощения подсчета концентрации трещин можно воспользоваться вместо сетки квадратов *планисферой Пронина*. Планисфера представляет собой круг диаметром 20 см, на котором по радиусам-векторам нанесены окружности разного диаметра (а не диаметром 2 см). Этим трафаретом приходится пользоваться вместо сетки сантиметровых квадратов и маленького трафарета с кружком. Каждый кружок на планисфере составляет 1% площади круговой диаграммы (рис. 95). Цифра количества точек проставляется в центре каждого кружка и в местах наложения кругов друг на друга — суммарное количество наложенных кругов.

Определение углов между рядами трещин

В природных условиях непараллельные трещины или ряды трещин в обнажениях могут не пересекаться между собой; иногда они пересекаются за пределами участка (рис. 96). На круговой диаграмме, составленной в изолиниях, можно легко определить углы между рядами трещин. Для этого необходимо найти точки максимумов сгущения нормалей трещин и затем по трафаретной сетке последовательно определить углы между двумя рядами трещин: сначала угол между трещинами *А* и *Б*, затем между *Б* и *В* и, наконец, между *А* и *В*. Для установления угла между двумя рядами трещин необходимо кальку с диаграммой в изолиниях или диаграмму с полюсами отдельных трещин наложить на трафарет сетки так, чтобы, поворачивая диаграмму около центра круга, два максимума или два полюса (между которыми определяем угол пересечения) расположились на одном и том же меридиане. Угол между центрами будет равен градусному расстоянию между этими точками.

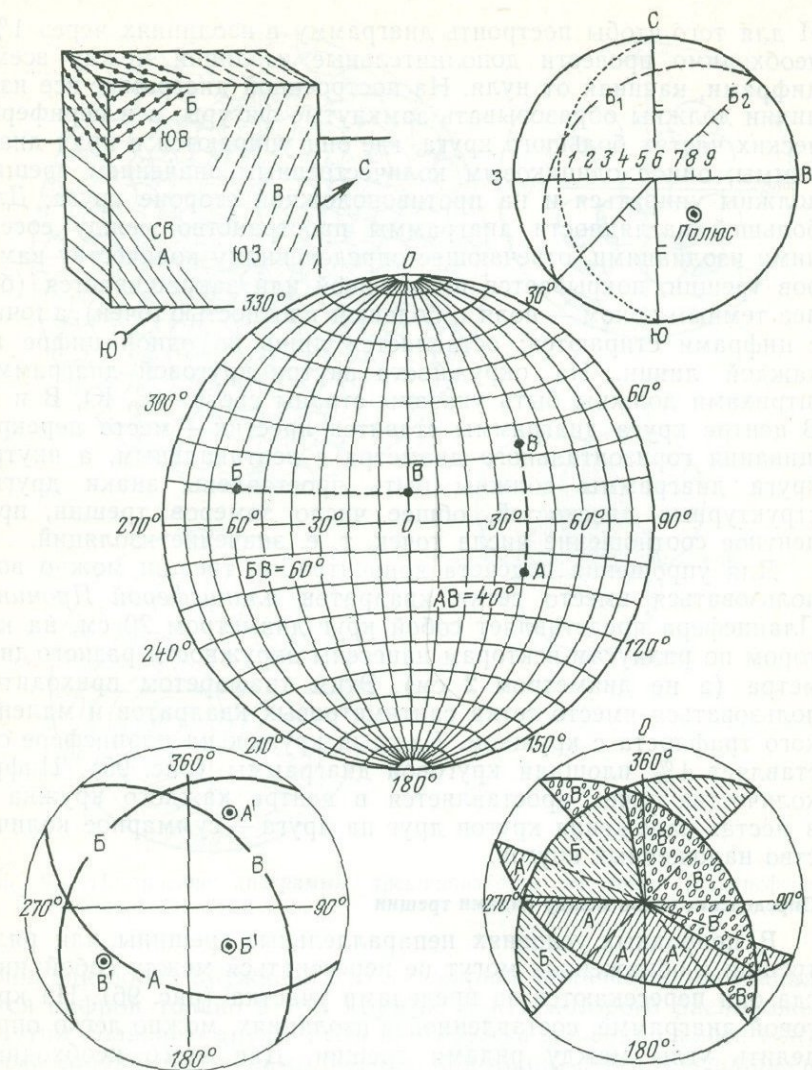


Рис. 96. Определение углов между рядами трещин по круговой сетке Вальтера — Шмидта

Определить угол между трещинами и рядами трещин можно и несколько иначе, изображая трещины на диаграмме в виде дуг, как это делалось для слоя на сетке. Показать плоскость одной и другой трещины в виде дуг на диаграмме можно по нормальям к этим трещинам, отложив 90° от точек нормалей этих трещин по широтному меридиану и проведя дуги через полюсы сетки и соответствующие точки на меридианах. Угол

между двумя пересекающимися дугами будет углом пересечения двух плоскостей трещин или рядов трещин (см. рис. 96).

Дуги плоскостей трещин можно построить путем нанесения линий простираения трещин. Для этого через центр круга кальки (с совмещением 0° с севером трафарета сетки) проводят сначала одну линию простираения (со штрихами падения), затем другую линию. Совместив путем поворота кальки сначала одну линию простираения с вертикальным меридианом, отсчитывают от окружности с противоположной стороны (по отношению к штриху) на линии простираения угол, дополнительный к 90° , и через найденную точку на горизонтальном (широтном) меридиане проводят по соответствующему меридиану дугу от точки 0° к точке 180° на окружности. Это и будет проекция на сетку дуги пересечения плоскости с полусферой. Точно так же наносятся дуги, обозначающие плоскость второй трещины. Угол между двумя дугами на полусфере (на сетке) будет равен углу между двумя плоскостями трещин или двумя центрами.

Соотношения трещин или их рядов в пространстве целесообразно отобразить на изометрической или перспективной блок-диаграмме или путем построения круговой диаграммы. Для этого строят куб в изометрической проекции, одноточечной или двухточечной перспективе и, ориентируя его относительно стран света, показывают на нем расположение выявленных на диаграмме преобладающих рядов трещин, а на круговой диаграмме — трещины плоскостей, заштрихованных по-разному.

Изображение трещиноватости горных пород на геологических и структурных картах

Если трещиноватость пород на изображаемом участке не интенсивная, то на карте или схеме можно показать значками действительные выходы трещин (рис. 97). В тех случаях, когда породы интенсивно разбиты трещинами и проявляется несколько различных рядов, трещиноватость можно показать на картах круговыми диаграммами-розами, точечными диаграммами или лучше всего диаграммами в изолиниях. Для нанесения диаграмм трещиноватости на структурную схему или карту необходимо уменьшить первые до таких размеров, которые не закрывали бы структурной картины участка карты или схемы. Уменьшение диаграмм до необходимого размера производится фотоспособом или на глаз с рисунка крупный диаграммы на уменьшенный круг — по уменьшенной сетке квадратов. На одну и ту же карту должны наноситься диаграммы одинакового размера и строго ориентированные по странам света.

В геологической литературе и в практике нередко составляются диаграммы трещиноватости для всей структуры (складки, массива и т. п.). Такое обобщение различного типа трещин и трещин для различных частей структуры на одной диаграмме недопустимо. На такой диаграмме суммируются ряды трещин

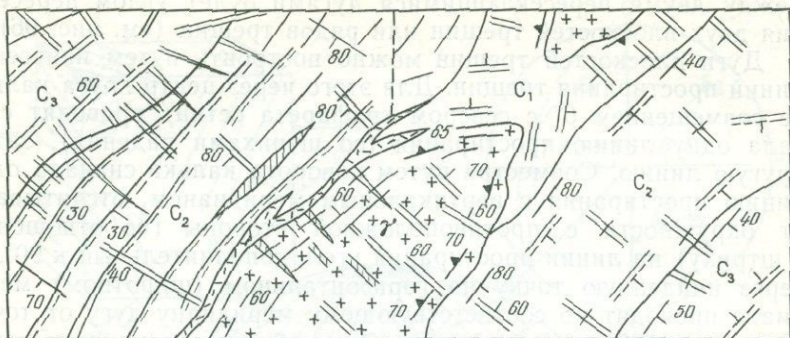


Рис. 97. Изображение трещин различного типа на геологической карте условными знаками (закономерность расположения трещин не видна)

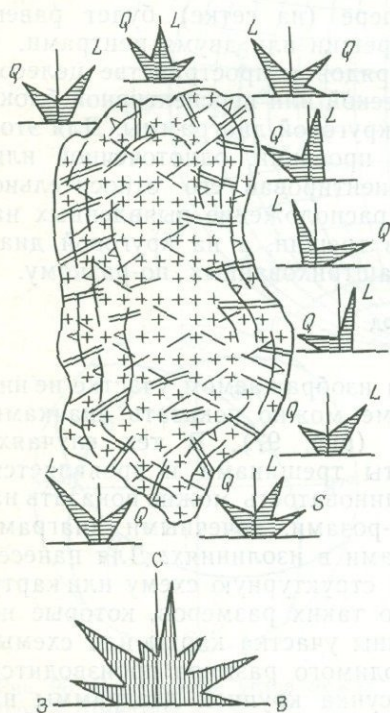


Рис. 98. Изображение трещиноватости (L, Q, S) диаграммами-розами трещин интрузивного массива по отдельным участкам. Внизу — суммарная диаграмма простираний трещин

одинаковой ориентировки в пространстве, но разные по морфологии и генезису (рис. 98). Для составления обобщающей диаграммы трещиноватости по какому-либо участку нельзя брать замеры с противоположных крыльев структур, из разных участков периклинальных и центриклинальных частей структур и особенно с разных сторон разлома или магматического массива. В таком случае необходимо составлять диаграммы отдельно для каждого участка структуры (рис. 99).

Круговые диаграммы используются и для других целей. Особенно важно составление диаграмм для определения прочности горных пород, их напряженного состояния при механическом анализе в разных телах горных пород. Полезно составлять схемы или карты распределения плотности трещиноватости в пределах структуры, массива или какого-либо участка (рис. 100).

Особенно полезно составление круговых диаграмм трещиноватости при определении палеополей напряжения по двум сопряженным рядам трещин скалывания.

Рис. 99. Изображение трещиноватости пород круговыми диаграммами по отдельным участкам структуры

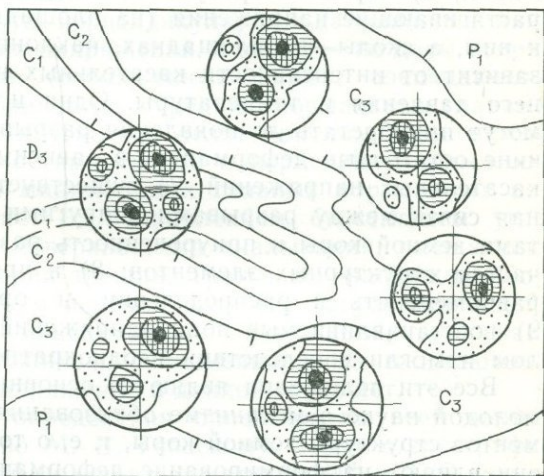
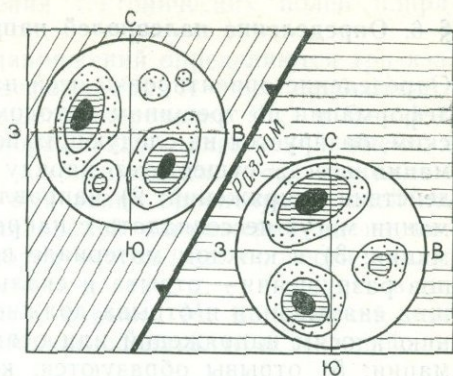
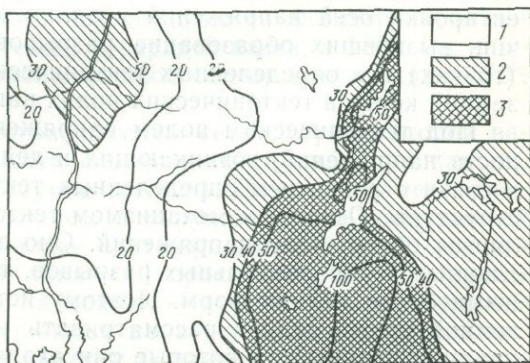


Рис. 100. Изображение плотности трещин на карте, по Б. И. Кошечкину.

Плотность трещин на 1 км²:
1 — 10—30; 2 — 30—40; 3 — 40—120



§ 6. Определение палеополей напряжения по трещинам

Определение ориентировки осей напряжений и осей эллипсоида деформации по трещинам методом, предложенным М. В. Гзовским, базируется на следующих положениях: 1) упругая деформация всегда существует наряду с пластической при условии действия напряжений; 2) направления осей пластической деформации могут не совпадать с направлением осей упругой деформации; 3) в каждом материале возможно проявление двух типов разрушения — отрыва и скалывания; 4) расположение трещин скалывания и отрыва должно рассматриваться по отношению к осям напряжений или осям эллипсоида упругой деформации; 5) отрывы образуются, когда возникают наибольшие растягивающие напряжения (на площадках, перпендикулярных к ним, а сколы — на площадках, наклонных); 6) вязкость масс зависит от интенсивности касательных напряжений, всестороннего давления и температуры. Одни и те же горные породы могут приобретать до появления разрывов различные по величине остаточные деформации, в зависимости от интенсивности касательных напряжений; 7) существует более или менее тесная связь между разрывами и другими структурными элементами земной коры и приуроченность разрывов к определенным частям структурных элементов; 8) в природе наблюдается неравномерность в распределении и ориентировке разрывов; 9) восстанавливаемые поля напряжений имели место в прошлом и могли впоследствии неоднократно меняться.

Все эти положения являются основными в тектонофизике — молодой науке о механизме образования деформационных элементов структуры земной коры, т. е. о том, какие факторы и как они влияют на формирование деформаций. Задачами тектонофизического анализа является выяснение непосредственных причин возникновения тектонических структур, т. е. выяснение ориентировки осей напряжений и эллипсоида деформации, и причин, вызвавших образование разрывов в отдельных участках (точках) и в определенных тектонических элементах структуры земной коры, в тектонических полях напряжений.

Под тектоническим полем напряжений понимается совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенных тектонических элементов ее структуры. Основным механизмом тектонических нарушений является общее поле напряжений. Оно определяет расположение главных и дополнительных разрывов, т. е. сопряженных с главными более мелких форм. Поэтому историю развития участков земной коры следует рассматривать на фоне развития более крупных структур, в которые они входят. В методе М. В. Гзовского для выяснения направления главных напряжений графическим способом используются характеристики разрывов и результаты пластических деформаций, возникших на разных

исторических этапах проявления тектонических полей напряжений.

При установлении полей напряжений определяются три взаимно перпендикулярные оси деформаций: А — ось наибольшего удлинения (E_1), — ось наибольшего укорочения (E_3) и В — средняя ось (E_2). Оси главных нормальных напряжений имеют и алгебраические обозначения: максимальное — σ_1 , минимальное — σ_3 и среднее — σ_2 . Для выяснения ориентировки осей напряжений и установления палеополей напряжений на изучаемом участке трещиноватых пород необходимо провести анализ тектонических разрывов, выяснить их тип, т. е. выделить в одновозрастных разрывах сколы и отрывы. М. В. Гзовский подчеркивает, что если это невозможно сделать, то и тектонофизический анализ не применим.

Отрывы располагаются перпендикулярно к направлению наибольших растягивающих напряжений, а сколы — по двум сопряженным направлениям (сопряженные пары), совпадающим с направлением алгебраических средних нормальных главных напряжений (σ_2). Две другие оси делят пополам углы между сопряженными поверхностями сколов и перпендикулярны к оси σ_2 . Ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 совпадает с направлением биссектрисы угла между сопряженными поверхностями скалывания, смещающимися к линии пересечения трещин. Третья ось напряжений σ_1 , перпендикулярная к двум первым, является направлением действия алгебраических максимальных напряжений, т. е. наибольших из растягивающих или наименьших из сжимающих, если растягивающих напряжений в данной точке нет.

Для графического определения ориентировки осей напряжений по трещинам, по М. В. Гзовскому, берут стереографическую сетку, в которой полюсы с отметками 90° и 270° размещены так, что нулевая отметка на диаметре сетки расположена внизу, а отметка 180° в верхней части сетки (рис. 101). Целесообразнее на аналогичной сетке по ее диаметру проставлять нулевую отметку (север) в верхней части, а 180° — в нижней, тогда с правой стороны (полюс сетки) проставляют 270° , а с левой — 90° .

На выбранную стереографическую сетку (лучше второй вариант) наносят поверхности скалывания (в виде дуг или точечной диаграммы максимумов трещин). Для этого на сетку-трафарет накладывается восковка с окружностью и отметкой на ней 0 (или север). На кальке вертикальные плоскости трещин изображаются прямыми линиями, проходящими через центр (линии простирания), а наклонные — дугами. Точки нормалей плоскостей трещин помещаются на вертикальной линии (диаметре сетки), для этого отметку 0 нужно повернуть на величину азимута падения трещины. Дуга проводится по меридиану сетки, проходящему на расстоянии 90° от точки. Затем

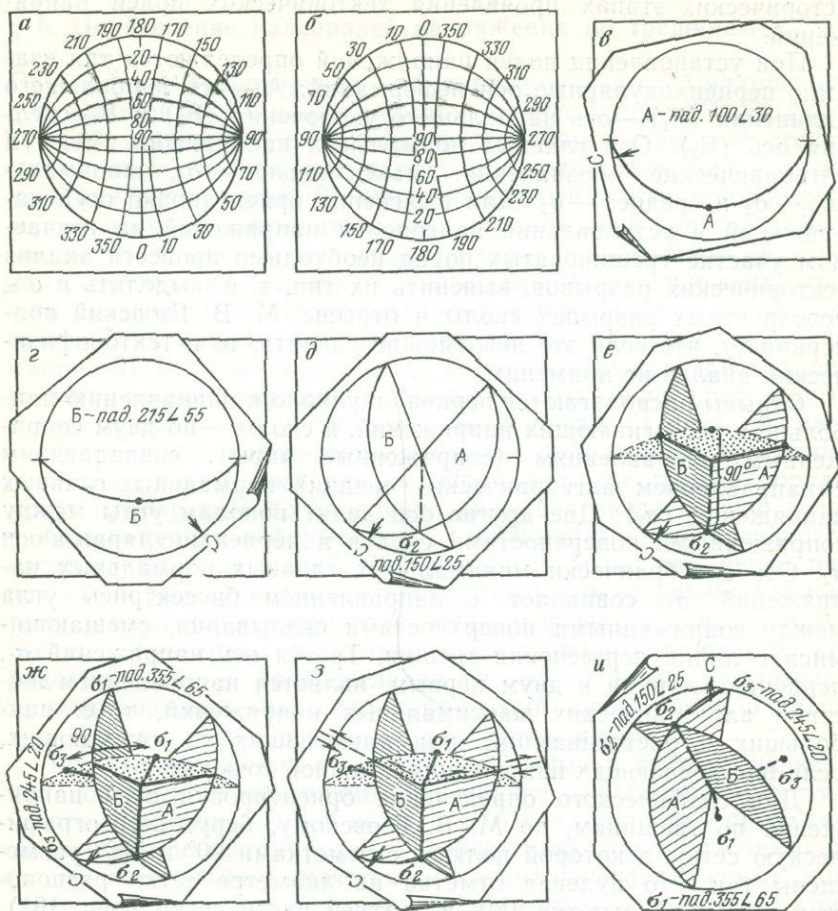


Рис. 101. Графическое определение ориентировки осей напряжений по трещинам скола методом М. В. Гзовского:

a, б — стереографические сетки для определения ориентировки осей. Изображение рядов сопряженных трещин скола: *в* — первого ряда (А); *г* — второго ряда (Б); *д* — определение оси σ_2 (пересечение двух рядов трещин скола); *е* — определение плоскости, перпендикулярной к оси σ_2 ; *ж* — нахождение биссектрисы угла между двумя рядами сопряженных трещин скола (А и Б); *з* — определение наименования осей напряжений (биссектриса угла между сопряженными трещинами скола); *и* — ориентировка осей напряжений — σ_1 , σ_2 , σ_3 и трещин скола

точки пересечения дуги с окружностью соединяют прямой линией, получают линию простирания проектируемой плоскости трещины. Таким образом каждая поверхность трещины изображается в виде плоскости, проходящей через центр круга диаграммы (сетки). Плоскость покрывается штрихами, направленными по падению (параллельно оси σ_2).

Линия пересечения двух сопряженных поверхностей скола будет осью алгебраических средних главных нормальных на-

пряжений σ_2 . Линию пересечения двух плоскостей скола σ_2 проектируем на верхнюю полусферу, эту точку помещаем на диаметр сетки с делениями и отсчитываем от нее по диаметру 90° , через полученную точку проводим по меридиану дугу и основание плоскости (через две точки окружности и центр сетки). Эта плоскость будет перпендикулярна к оси. В этой третьей плоскости лежат остальные две оси главных нормальных напряжений — σ_1 (ось тах) и σ_3 (ось min).

Положение осей σ_1 и σ_3 находим путем деления пополам углов между рассмотренными двумя плоскостями скалывания и проведения их к центру диаграммы как биссектрис. Элементы залегания осей определяются по диаграмме. Для этого совмещается проекция оси с вертикальным диаметром сетки. Штрих 0 (север) совпадает тогда с написанной на окружности сетки цифрой азимута падения, а угол падения оси отмечается точкой пересечения оси с полусферой, которая ложится на цифру на вертикальном диаметре сетки, обозначающей угол падения.

Определение осей напряжения по результатам статистической обработки замеров трещин может проводиться только по трещинам одного типа и возраста, развитых в пределах одного определенного, однородного участка структуры и в одних и тех же породах. При трещинах нескольких различных систем целесообразно определять поля напряжений, начиная с трещин самого молодого относительного возраста; определять последовательность их образования следует по пересечению разновозрастных систем. Ориентировка осей напряжений, выясненная по каждой в отдельности сопряженной системе, даст представление о переориентировке полей напряжений во времени. Определив положение осей напряжений и осей деформаций, можно составить схемы тектонических полей напряжений, восстановленных по трещиноватости в совокупности с изучением кливажа и мелкой складчатости.

Составление таких схем тектонических полей напряжений представляет новый вид структурного изучения и выяснения порядка формирования различных структурных форм в связи с изменением полей напряжений во времени.

§ 7. Разрывы со смещениями пород

Синонимами разрывов с видимыми смещениями пород являются разрывные смещения, дизъюнктивные нарушения и дизъюнктивные дислокации. Образование такого типа разрывных нарушений может быть обусловлено как вертикальными, так и горизонтальными движениями или их комбинациями. Разрывы с видимыми смещениями классифицируются по морфологическим, кинематическим и генетическим признакам. Морфологическая классификация разработана на определениях

формы нарушения, перемещениях блоков пород по отношению к поверхности разрыва и положении сместителя. Среди разрывных структур со смещениями их частей выделяются раздвиги, сбросы, сдвиги и надвиги. Последние в свою очередь делятся на взбросы, надвиги и тектонические покровы (шарьяжи). Выделяются также и комбинированные сбросо-сдвиговые и взбросо-надвиго-сдвиговые структурные формы.

Элементы разрывов с видимым смещением пород

Главным элементом разрывных перемещений является поверхность, по которой произошел разрыв и смещение одного блока пород относительно другого. Этот элемент называется *сместителем*, поверхностью разрыва, или поверхностью скольжения, а в зависимости от типа структуры — сбрасывателем, поверхностью взброса, надвига, сдвига или отрыва и т. п. Наклон сместителя может меняться от горизонтального в покровах до вертикального в сдвигах, сбросах (рис. 102, а, б, в). Нередко в одной и той же структурной форме сместитель по простиранию и падению может менять свое положение; по одному и тому же меняющемуся положению сместителя структурная форма из одного типа может переходить в другой.

Угол падения сместителя является вертикальным углом, образованным поверхностью скольжения и горизонтальной плоскостью, который составляется линией падения сместителя и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Определение элементов залегания сместителя производится тем же способом, что и элементов залегания слоев и других плоскостей. Необходимо иметь в виду, что в горном деле иногда измеряется другой элемент сместителя — наклон сместителя (и угол), т. е. положение поверхности сместителя по отношению к вертикальной плоскости.

Смещающиеся друг относительно друга блоки пород называются *боками* или *крыльями*, лучше называть их боками или блоками. Опущенным блоком является блок пород, переместившийся вниз по отношению к другому блоку, отделенному от первого сместителем. *Лежащий бок* всегда находится под сместителем, а *висячий* над сместителем (рис. 103).

Важным элементом разрывной структуры является *амплитуда* смещения, т. е. величина перемещения одного блока по отношению к другому. Она называется *истинной амплитудой* (АБ) и определяется расстоянием между двумя сопряженными до разрыва точками по сместителю. Обычно определяются вертикальная и горизонтальная составляющие истинного смещения. *Вертикальная амплитуда* (АК) смещения представляет собой вертикальную составляющую истинного смещения и равна расстоянию по вертикали между смещенными смежными точками на боках разрывного смещения. *Горизонтальная амплитуда* — это горизонтальная составляющая истинного

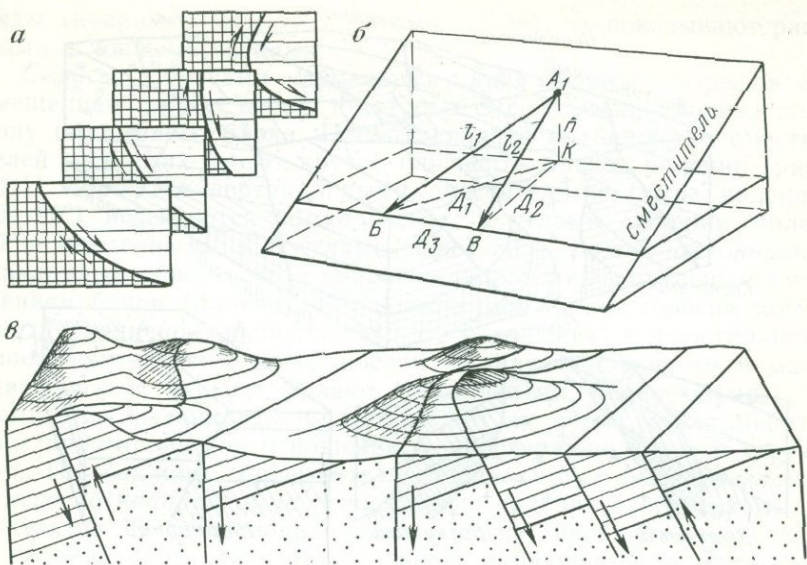


Рис. 102. Элементы разломов:

a — изменение положения сместителя в одном разломе; *б* — амплитуда разрывных смещений: l_1 — истинная, l_2 — по падению; D_1 — горизонтальная, l — вертикальная, D_2 — горизонтальная по падению, D_3 — горизонтальная по простиранию; *в* — формы линии разрывных смещений в рельефе

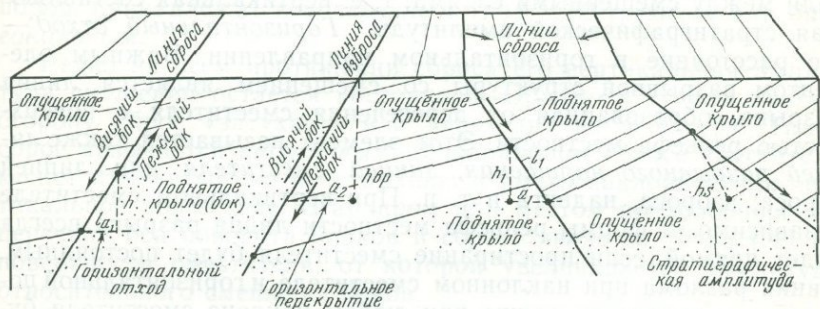


Рис. 103. Типы разрывных смещений и их элементы

смещения. Горизонтальная амплитуда может выражать величину расхождения блоков в горизонтальном направлении, величину перекрытия блоком (надвигание) или величину сдвига по горизонтали. Под *стратиграфической амплитудой* понимается расстояние между перемещенными смежными точками по нормали к поверхностям наложения (на подошве или кровле слоя).

В отличие от вертикальной амплитуды иногда определяется так называемый *вертикальный отход* — расстояние по верти-

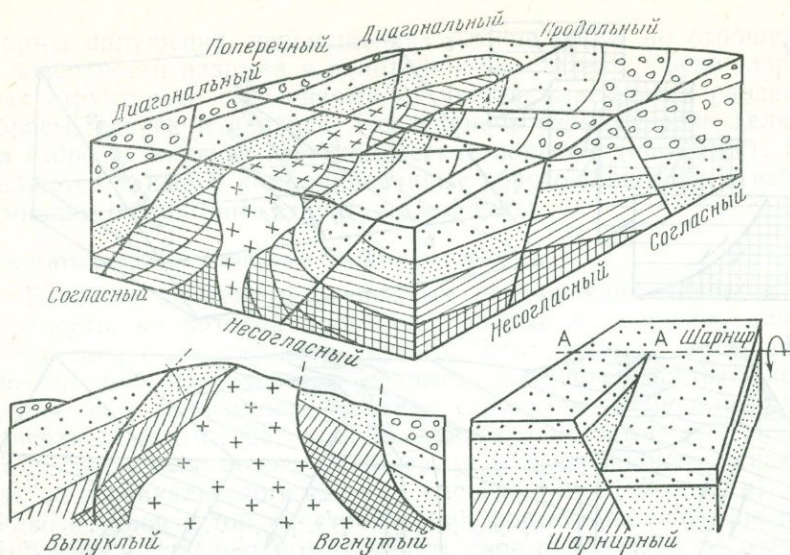


Рис. 104. Разрывы разной морфологии и расположения

кали между смещенными слоями, т. е. вертикальная составляющая стратиграфической амплитуды. *Горизонтальный отход* — это расстояние в горизонтальном направлении. Важным элементом разрывной структуры со смещением является линия разрыва, образованная от пересечения сместителя с поверхностью рельефа местности. Этот элемент называется также *линией разрывного нарушения*, *линией сместителя* или *линией сброса*, *взброса*, *надвига* и т. п. При вертикальном сместителе независимо от формы рельефа местности линия разрыва всегда будет прямой, если простираение сместителя будет постоянным. Линия разлома при наклонном сместителе и горизонтальной поверхности местности также при любом наклоне сместителя будет всегда прямой. Изогнутая, зигзагообразная линия разлома в плане может образоваться при наклонном сместителе и разнообразном расчлененном рельефе местности или при горизонтальной дневной поверхности и изменении простираения сместителя.

Линии тектонических разрывов на геологических картах обозначаются толстой черной линией. Для указания падения сместителя на линии в сторону его падения наносят штрихи или угольнички, а цифрами отмечают углы падения в градусах. На детальных геологических или структурных картах, когда возможно расчленить тектонические разрывные нарушения на

виды (например, сбросы, взбросы, сдвиги), их показывают разными условными знаками.

Сбросы. Сбросами называются такие формы разрывов со смещением горных пород, в которых сместитель наклонен в сторону опущенного блока. Преобладающее большинство сместителей в сбросах имеют крутое или вертикальное падение (рис. 104). Сбросы с вертикальными сместителями (углы падения $80-90^\circ$) называются *нормальными*, с углами падения более 30° — *наклонными*, а с углами менее 30° — *пологонаклонными*. Наклонный сброс всегда сопровождается горизонтальным смещением боков (блоков). Сбрасыватели и линии сбросов могут иметь различное расположение по отношению к простираанию слоев, контактовым поверхностям, складчатым формам и массивам пород. Сбросы бывают продольными, поперечными, косыми или диагональными. Один и тот же сброс может менять свое простираание по отношению к простираанию слоев и структур. По наклону сбрасывателя сбросы могут быть *согласно-* и *несогласнопадающими* относительно падения слоев пород или контактов. В согласнопадающих сбросах падение сместителя и падение слоев (контактов) пород наблюдается в одну сторону. Если сместители сбросов совпадают с плоскостями наложения пород, они называются *послойными сбросами*. В несогласнопадающих сбросах породы и сместитель падают в противоположные стороны. Линии сбросов, расположенные в плане под теми или иными углами к простираанию слоев или тел пород, принадлежат к *поперечным* (под $<90^\circ$), *косым* или *диагональным*.

Редко на всем протяжении сброса его вертикальная амплитуда смещения остается постоянной. Обычно в ту или другую сторону сброс «затухает» или переходит во флексуру. Такой сброс называется *шарнирным*. В шарнирном сбросе сместитель может изменяться по простираанию и иметь наклонное или вертикальное положение. Шарниром или местом прохождения поперечной оси поворота блоков в сбросе является точка (А) на поверхности сместителя, от которой увеличивается амплитуда относительного смещения боков.

Сместители (или сбрасыватели) в сбросах образуются в результате разрывов пород и опускания блоков земной коры по трещинам отрыва или по трещинам скалывания. Сбрасыватели бывают плоские, вогнутые, выпуклые и волнистые. Плоский сместитель сброса называется *плоскостью сброса*. Плоские сбрасыватели больше наблюдаются в нормальных и крутопадающих сбросах, вогнутые, выпуклые и волнистые сбрасыватели — в наклонных сбросах. По сбрасывателю растертые породы превращаются в *глинку трения* или в *брекцию трения* (рис. 105, 1, 2). Мощность сбросовых брекчий может значительно меняться по простираанию и падению сместителя. В крупных сбросах брекчии иногда приобретают параллельную ориен-

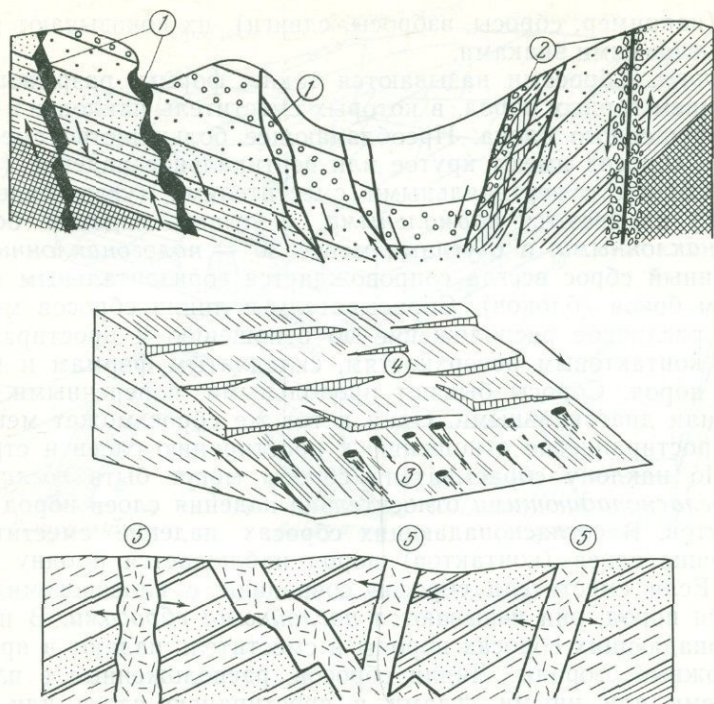


Рис. 105. Формы сместителей:

1 — глина трения; 2 — брекчия трения; 3 — борозды скольжения; 4 — ступенчатые уступы; 5 — дайки по раздвигам

тировку с плоскостями и зеркалами скольжения, на сместителе образуются борозды скольжения или штрихи растертых минералов и включений (3). В жестких породах на первой стадии образования сбрасывателя возникают щеповатые, *ступенчатые уступы* (4) с гладкими поверхностями, покрытыми параллельными штрихами и царапинами. При дальнейших смещениях блоков эти ступеньки стираются и превращаются в волнистые поверхности скольжения и *зеркала скольжения*. Сместители сбросов часто обводнены, выполнены жильным материалом, рыхлые брекчии трения размыты или, наоборот, цементированы. Зоны сбрасывания нередко являются каналами поднятия рудоносных растворов и образования рудоносных жил и даек магматических пород.

Раздвиги. Раздвигами называются такие разрывные смещения, в которых бока структуры перемещаются перпендикулярно к поверхности (обычно вертикальной) раздвига. Раздвиги могут быть открытыми расщелинами или заполняться минеральными образованиями и изверженными горными поро-

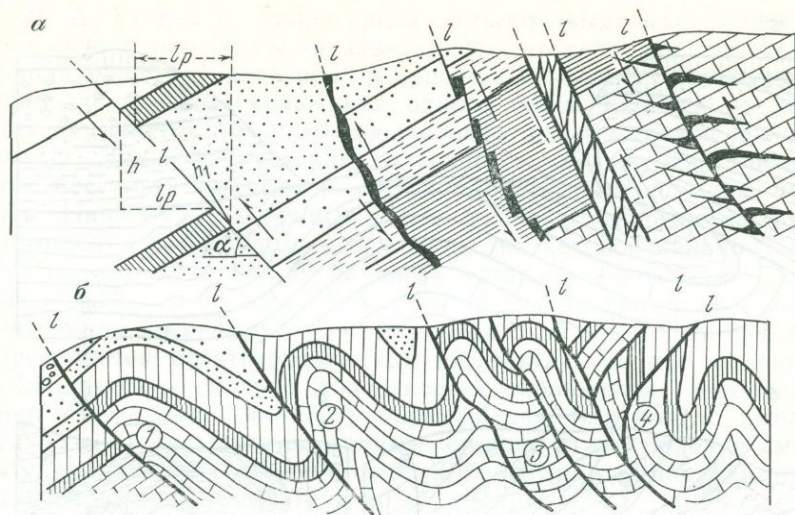


Рис. 106. Элементы и признаки надвигов:

l — сместители взбросо-надвигов. *а* Амплитуда: l_p — горизонтальная, h — вертикальная, h_1 — стратиграфическая; α — угол падения сместителя. *б* Взбросо-надвиг: 1 — разломный, 2 — растяжения, 3 — чешуйчатый, 4 — клинообразный

дами (жилы, дайки; 5). Отход блоков пород в раздвигях часто происходит от поперечного давления растворов или магмы на стенки трещины — иначе нельзя объяснить образование первоначальных пологонаклонных раздвигов. Открытые раздвиги чаще всего имеют небольшие амплитуды смещения, но под давлением магматического расплава могут достигать в поперечнике многих десятков метров. Следов перетирания или дробления пород на сместителях раздвигов не наблюдается. Причиной образования раздвигов являются изгибы слоев, интрузии, а также раздвижение блоков при сползании.

Взбросы. Взбросами называются надвиги с крутым падением сместителей (от 60 до 85°). Во взбросах сместитель, или поверхность скольжения, называется *взбрасывателем* (рис. 106, l). Если в сбросах определяется величина зияния, то во взбросах — величина перекрытия (горизонтальная амплитуда). Взбросы, как и сбросы, могут также располагаться по-разному по отношению к простиранию слоев или пересекаемых ими массивов и структур. Взбросы бывают *согласно падающими и по-слоинными, несогласно падающими, косыми, поперечными и шарнирными*.

Взбросы образуются в различных геотектонических областях земной коры и прослеживаются в относительно устойчивых, жестких массивах, в горизонтально и наклонно залегающих породах, а также в простых и сложных складчатых зонах земной коры и образуются преимущественно при хрупких

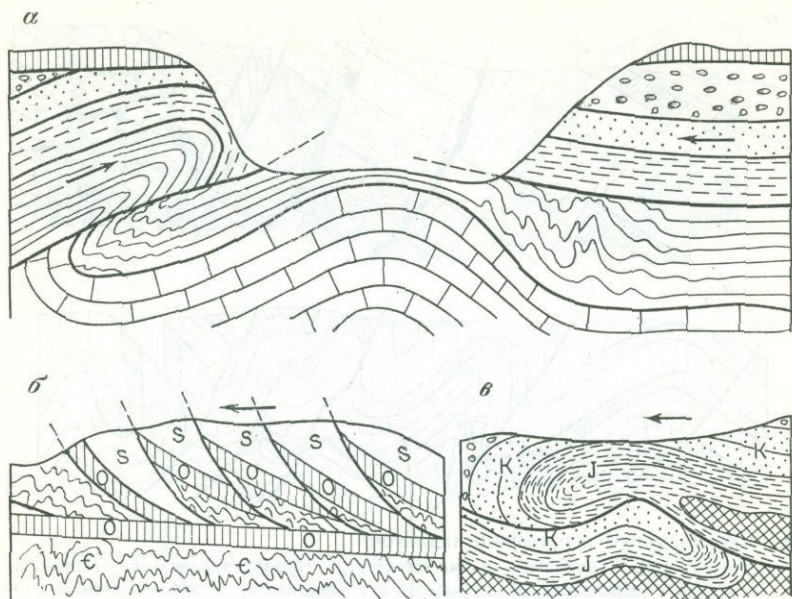


Рис. 107. Надвиги:

а — эрозионный; б — чешуйчатый (шотландский тип); в — ныряющий

деформациях. Взбросы характерны и для краевых частей интрузивных массивов. Взбрасыватель может менять угол своего падения от крутого до пологого и переходить в надвиг или даже в шарьяж. Сместители вогнутого и выпуклого строения называются *цилиндрическими*. Направление падения взбрасывателя на картах или планах указывается штрихом или уголком на черной утолщенной линии взброса, величина угла падения — цифрой.

Взбрасыватели даже при незначительных амплитудах смещения изобилуют следами притирания блоков. Блоки жестких (хрупких) пород иногда разделяются брекчией трения с *зеркалами скольжения* или *милонитовым материалом*. Относительно более мягкие, пластические породы по сместителю развальцовываются и становятся сланцеватыми.

Надвиги. Надвигами называются разрывные смещения, в которых сместители падают в сторону приподнятого блока (крыла), но с меньшими углами, чем у взбросов. Поверхности надвигов могут быть крутыми, а могут выполаживаться до горизонтальных. Надвиги обычно образуются в ядрах прямой или косой складок и очень часто — на подвернутых крыльях запрокинутых складок в результате развития сколовых трещин и передвижения по ним разорванных частей структуры (рис. 107).

М. А. Усов и Е. Хиллс среди надвигов выделили *поддвиги*, *подбросы* и *перебросы*, в зависимости от того, какому блоку принадлежит активная роль в процессе движения. Поверхность перемещения или скольжения одного блока надвига по другому называется *поверхностью надвига*, или *листровой поверхностью*. Линия пересечения поверхности скольжения с рельефом местности именуется *линией надвига*, или *фронтом надвига*. Надвинутые перекрывающиеся части в пологом надвиге называются *аллохтоном*, а основание, на которое надвинут аллохтон, — *автохтоном*. В надвигах устанавливаются три главных амплитуды смещения: *действительная*, или *истинная*, *горизонтальная* (перекрытие) и *вертикальная*. В некоторых случаях определяется стратиграфическая амплитуда. Если в надвигах наблюдается несколько поверхностей скольжения, то определяется *суммарную амплитуду* перемещения, или общую амплитуду. По статистическим данным замеров углов падения сместителей надвигов раздел между взбросами и надвигами проводится обычно между 40° и 50° .

Линии надвигов, связанные с линейными или вытянутыми складками, располагаются преимущественно вдоль складок. Сместители надвигов редко представляют собой одну поверхность; они обычно образуют серию параллельных или субпараллельных поверхностей скольжения.

Тектонические брекчии в надвигах состоят из обломков линзовидной формы, которые плотно притерты, развальцованы и покрыты плоскостями и зеркалами скольжения. На поверхностях скольжения наблюдаются царапины, штрихи, борозды, рубцы и валики, располагающиеся параллельно между собой; они указывают на направление относительного локального смещения пород. В зонах надвигов часто возникают катаклазированные и милонитизированные породы. По крупным надвигам полосы раздробленных и рассланцованных пород между блоками достигают десятков и сотен метров, а в зонах смятия — километров. В крупных надвигах прослеживаются громадные линзовые или чешуйчатые блоки, соединяющиеся на глубине у *главной поверхности надвига*.

В надвигах на поверхностях сместившихся блоков иногда видны рубцовые трещины оперения. Надвиги подразделяются на следующие типы: *надвиги разлома*, секущие складчатый пласт поперек или под крутым углом; *надвиги растяжения*, развивающиеся на подвернутом крыле опрокинутой складки; *надвиги скалывания* (взбросы), образующиеся независимо от складчатости в горизонтальных или наклонно залегающих слоях; *наложенные надвиги* нарушают уже сформировавшиеся складки, *пластовые надвиги* формируются в результате смещения одного слоя по поверхности наложения другого; *эрозионные надвиги* характерны перемещением висячего бока по денудированной поверхности горизонтально, наклонно или склад-

чато залегающих пород лежачего бока (рис. 107, а); *надвиги срыва*, возникающие от смещения серии жестких несминаемых слоев по складчатой или ровной слоевой поверхности более пластичных пород.

Смещение сминаемых в складки слоев по слабо нарушенной поверхности наслоения жестких пород или дневному рельефу называется межформационным надвигом. Надвиги черепитчатого строения, состоящие из надвинутых друг на друга клиновидных пластин пород, называются *чешуйчатыми* (рис. 107, б). Они имеют падение сместителей в одну сторону, сместители их обычно вогнутые, крутые в верхней и пологие в нижней (на глубине) части надвига. В особый тип выделяются *блоковые*, или *глыбовые, надвиги*, имеющие сравнительно пологую поверхность скольжения блоков, разделенных продольными и поперечными крутопадающими поверхностями скола. Частный случай такого надвига называется *клинообразным надвигом*. В нем второй сместитель наклонен к основному сместителю.

Разновидностью глыбового надвига являются *вздыбленные*, или *обратные, надвиги*, в которых лобовые части глыбовых чешуй и слои вывернуты в обратную сторону по отношению к наклону главной поверхности надвига. В волнистых надвигах выделяются участки, именующиеся *ныряющими надвигами*, — это участки сместителя с обратным наклоном (рис. 107, в).

Можно выделить как особый тип *разноамплитудные надвиги*, характеризующиеся уменьшением или увеличением горизонтальной амплитуды. Поверхность смещения в них по простиранию превращается из круто- в пологопадающую или, наоборот, из полого- в крутопадающую. Если вдоль линии надвига наблюдается сначала увеличение амплитуды смещений, а затем уменьшение, то такое смещение может быть названо *заливообразным надвигом*. Надвиг обратной конфигурации в плане с обходом упора называется *облекающим*, или *охватывающим* (рис. 108).

Надвиги образуются в несколько стадий: в начальную стадию зарождаются эмбриональные формы с незначительной амплитудой смещения. По линии простирания надвига иногда можно проследить все стадии преобразования простой структуры от надвигания до поддвигания и перекрытия и даже до крутых взбросов. Но все же основным процессом при надвигах является перекрытие и укорочение бывших до дислокации поверхностей. Надвиги могут возникать в различных условиях: 1) при скалывании в условиях хрупкой деформации; 2) при скалывании (срыве) в условиях контактов соприкосновения хрупких и пластичных горных пород; 3) при скалывании в условиях однообразной хрупкой среды, при смятии пород в складки; 4) при скалывании в условиях складкообразования пластичных пород.

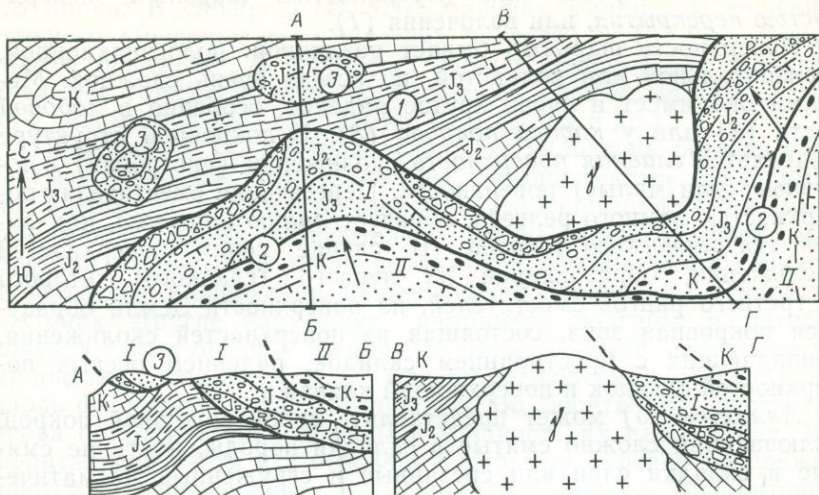


Рис. 108. Тектонические покровы (шарьяж), их элементы и разрезы:
 1 — автохтон; 2 — аллохтон; 3 — останцы покрова. Покровы: I — нижний, II — верхний.
 Западная часть — заливной, восточная — облегающий

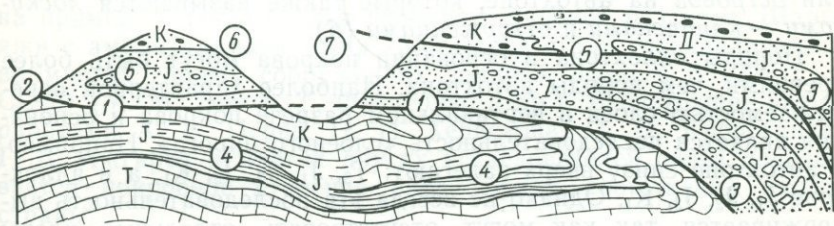


Рис. 109. Разрез через сложный шарьяж:
 1 — поверхность шарьяжа (сместитель); 2 — лобовая часть покрова; 3 — корни покрова;
 4 — автохтон; 5 — аллохтон; 6 — останец аллохтона; 7 — окно покрова

Тектонические покровы (шарьяжи). Тектонические покровы, или шарьяжи, представляют собой надвиги с очень пологонаклонными или горизонтальными волнистыми поверхностями скольжения аллохтона по автохтону. Шарьяжи могут развиваться из любого типа надвигов и взбросов. Для покровов характерны значительные горизонтальные амплитуды перемещения горных пород, измеряемые многими километрами (рис. 109). Тектонические покровы обладают и особыми элементами строения, которых нет у надвигов и взбросов.

Главным элементом тектонических покровов является поверхность, по которой произошел разрыв и надвигание одного комплекса пород на другой. Этот сместитель называется по-

верхностью покрова, или поверхностью шарьяжа, поверхностью перекрытия, или волочения (1).

Поверхность шарьяжа бывает различной: пологонаклонной, горизонтальной или волнистой, но всегда очень сложной. Местами она имеет и очень крутое падение, особенно в лобовой части (2) или у *корней покрова* (3). В покровной структуре выделяется *главная поверхность* скольжения (листовая) и *побочные* (или малые) поверхности. Пересечение сместителя с поверхностью земного рельефа образует *линию шарьяжа*, или *линию тектонического покрова*. В случае серии поверхностей скольжения, образованной из первого (главного), второго и третьего рангов сместителей, на поверхности Земли образуется покровная зона, состоящая из поверхностей скольжения, совпадающих с простиранием складок, падением осевых поверхностей складок и поверхностей кливажа.

Аллохтон (5) может представлять собой сплошной покров, включающий сложно смятые в складки породы, почти не смятые в складки слои или срезанные и сгруженные магматические тела. В сложных многопокровных шарьяжах отдельные покровы могут перебрасываться через ниже расположенные и даже нырять. Фронтальная часть тектонического покрова может разрушаться, и отчлененные эрозией или другими процессами части аллохтона иногда располагаются в виде *останцов*, или *островов* на автохтоне, которые также называются *лоскутами* — *клиппенами* и *отторженцами* (6).

Породы аллохтона в основании покрова могут быть более древними, чем породы автохтона. Наиболее характерной пережегаемостью слоев в вертикальном разрезе покрова и основания является последовательность «слоеного пирога». Например, в автохтоне снизу вверх залегают: T_3, J_1, J_2, J_3, K_1 , а в аллохтоне J_1, J_2, J_3, K_1 . Однако не всегда эта последовательность поддерживается, так как могут отсутствовать отдельные члены разреза, перетертые или перекрытые аллохтоном. Тогда на поверхности автохтона могут залегать и относительно более древние, и разновозрастные, и более молодые породы аллохтона.

Если эрозионный срез аллохтонной части покрова доходит до автохтона, тогда среди поля аллохтона появляется *тектоническое окно*, или *окно покрова* (7), с обнажением комплекса пород автохтона внутри покровной толщи.

В аллохтонной части покрова выделяются: фронтальная зона, внутренняя, срединная и корни покрова — место, из которого надвинут аллохтон и где наблюдается зона крутопадающих пород аллохтона. Оторванные аллохтоном от автохтона и превращенные в отторженцы породы называются *параавтохтоном*. Расчленение аллохтона на побочные покровы называется *дигитацией* тектонического покрова. Амплитуда горизонтальных смещений тектонических покровов (ширина перекрытия) измеряется от корневых частей покрова до фронтальной

его линии. В сложноскладчатых районах амплитуды горизонтального смещения тектонических покровов в 10—25 км считаются обычными, в некоторых горных сооружениях устанавливаются горизонтальные перемещения, равные многим десяткам километров (Альпы, Памир, Шотландия и др.).

Поверхности скольжения основания аллохтона обычно притертые, глянцевые или разделены тектоническими брекчиями, милонитами и другими тектонитами, служащими как бы смазкой между двумя относительно смещенными комплексами. Брекчии, милониты и линзы скольжения встречаются в главной поверхности, в основании дополнительных покровов и в параавтохтонах. Другие нарушения, например: подгибы и загибы слоев, а также брекчии трения, линзы скольжения, катаклазиты, милониты и глинка трения, широкими полосами встречаются вдоль фронтальных частей покровов. Во фронтальной части покрова брекчии трения обычны и мощность их наибольшая. Во фронтальной части и в основании шарьяжа нередко прослеживаются ультраосновные магматические породы офиолитовой формации и перемешанные шарьированные обломки аллохтона и автохтона — меланж.

Первые попытки объяснить образование шарьяжей (Шотландские горы и Альпы) относятся еще ко второй половине XIX в. (М. Бертран). В работах А. Гейма шарьяжная гипотеза на примере строения Альп получила широкое развитие. Шарьяжи с амплитудами в сотни километров стали устанавливаться во многих горных сооружениях земного шара и с 1927 г. в СССР (М. М. Тетяев, Г. Фредерикс и др.). В настоящее время работами А. В. Пейве, Н. П. Хераскова, П. Н. Кропоткина, Г. Д. Ажгирея и многих других исследователей снова доказывается покровное строение ряда горных сооружений нашей страны.

Сдвиги. Сдвигами называются разрывы со смещением блоков горных пород в горизонтальном направлении, обычно по вертикальному или крутопадающему сместителю, примерно по линии его простираия. Смещения в сдвигах наблюдаются в толщах любого залегания. Сдвиги образуются преимущественно при действии пары тангенциальных сил при смещении глобальных плит или тектонических покровов, реже при других тектонических процессах. Главными составляющими элементами сдвигов являются *блоки*, или *бока* (рис. 110, 1), и *сместитель* (2). Сместитель в сдвигах обычно является вертикальной поверхностью скольжения одного бока структуры по отношению к другому в горизонтальном направлении (1). Известны также наклонные (II) и горизонтальные сместители (III), последние образуются при горизонтальных срывах блоков или пластин пород (подобно покровам).

Линия сдвига (3) также представляет собой след от пересечения сместителя с рельефом местности и поэтому может

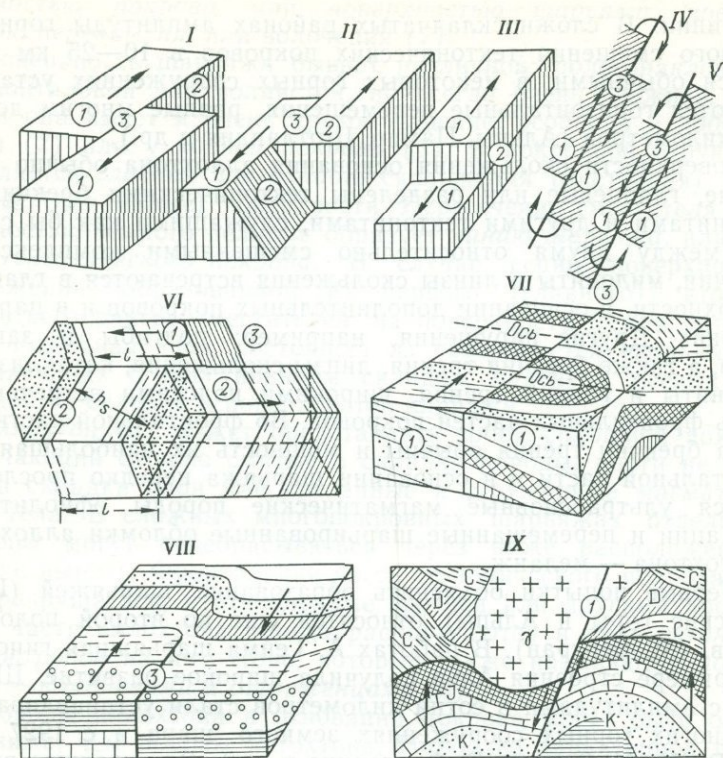


Рис. 110. Сдвиги и их элементы:

1 — бока (блоки); 2 — сместитель; 3 — линия сдвига. Типы сдвигов: I — вертикальный; II — наклонный, III — горизонтальный, IV — правый, V — левый; VI — амплитуда сдвига (l — горизонтальная, h_s — стратиграфическая), VII — правый со смещением оси складки, VIII — сигмонда (горизонтальная флексура); IX — сдвиг, обусловленный надвигом (план)

иметь различную конфигурацию в плане, как любая наклонная структурная плоскость. Преобладают вертикальные сместители сдвигов, которые имеют прямое линейное протяжение на поверхности. В сдвиговых структурах выделяются левые и правые формы, соответственно левые и правые бока сдвига. *Левым сдвигом* (V) называется такой сдвиг, в котором блоки (если смотреть вдоль линии сдвига) относительно друг друга смещены против движения часовой стрелки, а *правым сдвигом* (IV, VI) — в котором блоки смещены по направлению движения часовой стрелки. По расположению сместителей сдвигов относительно нарушенных структур выделяются *продольные*, *поперечные* и *косые* (или *диагональные*) сдвиги. Иногда по отношению к падению слоев выделяют *согласные* и *несогласные* сдвиги.

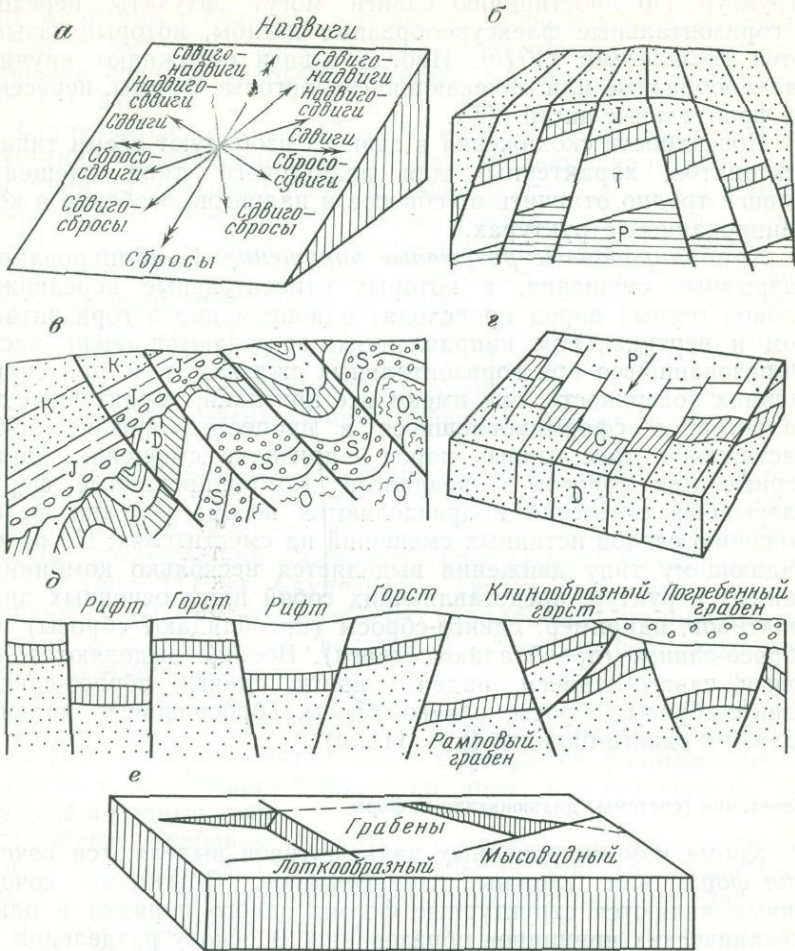


Рис. 111. Комбинации и сочетания разрывных смещений:

а — типы комбинированных разрывных смещений; б — согласные и несогласные ступенчатые сбросы и взбросы; в — чешуйчатые (ступенчатые) взбросы; г — ступенчатые сдвиги; д, е — различные формы грабенов и горстов

Крупные сдвиги, относящиеся к региональным, или субпланетарным, разрывным смещениям и уходящие на большую глубину в земную кору, получили наименование *парафоры* (по В. Зейдлицу и С. Бубнову); они принадлежат к *глубинным разломам*.

В сдвигах главной величиной смещения является горизонтальная амплитуда, достигающая нередко километров, десятков и даже первых сотен километров. Горизонтальные смещения в комбинации с вертикальными характерны для смешанных

структур. По простираанию сдвиги могут затухать, переходя в горизонтальные флексуобразные изгибы, которые называются *сигмоидами* (VIII). Иногда сдвиги осложняют крупные заливообразные или облекающие надвиговые формы, пересекая их фронтальные части (IX).

Поверхности скольжения в сдвигах изобилуют всеми типами тектонитов, характерных для надвигового типа смещений. Сдвиги трудно отличить от сбросов и надвигов, особенно в комбинированных структурах.

Комбинированные разрывные нарушения. Комбинированные разрывные смещения, в которых относительные передвижки блоков горных пород происходят одновременно в горизонтальном и вертикальном направлениях, встречаются очень часто. Образовавшиеся при горизонтальных сжатиях, т. е. при сокращениях поверхности, они имеют все признаки, характерные для надвигов, а сформировавшиеся в процессе горизонтального растяжения масс горных пород — признаки смещения, характерные для сбросов и раздвигов. Комбинированные формы разрывных смещений подразделяются весьма условно по положению следов истинных смещений на сместителях. По преобладающему типу движения выделяется несколько комбинированных структур, представляющих собой пары основных дизъюнктивов, например: сдвиго-сбросы (преобладают сбросы) или сбросо-сдвиги (преобладают сдвиги). Вообще выделяются: надвиги, сдвиго-надвиги, надвиго-сдвиги, сдвиги, сбросо-сдвиги, сдвиго-сбросы, сбросы, сдвиго-сбросы, сбросо-сдвиги, надвиго-сдвиги и сдвиго-надвиги (рис. 111, а).

Сочетания (системы) дизъюнктивных форм

Кроме комбинированных дизъюнктивов выделяются *сочетания форм* или сложные дизъюнктивы. Обычными сочетаниями являются структурные формы одного порядка и одних механических принципов образования. В основу разделения типов структур сочетания положен принцип соотношения сместившихся блоков. *Ступенчатые сбросы* представляют собой ряды более или менее параллельных сбросов, по которым смещение блоков произошло в одном направлении, но каждый последующий блок опустился с большей амплитудой, образовав общую ступенчатую форму (рис. 111, б). Сместители в ступенчатых сбросах могут иметь вертикальное или наклонное в сторону опущенного блока положение. Ступенчатые сбросы нередко прослеживаются по краям платформ, на склонах антеклиз, синеклиз и на антиклинальных сводах.

Ступенчатые взбросы являются сочетаниями относительно приподнятых и опущенных блоков по параллельным или субпараллельным крутым сместителям с падением их в сторону относительно приподнятых блоков пород, где каждый последую-

щий блок имеет большую амплитуду взброса и общую ступенчатую форму. По своей природе образование ступенчатых взбросов связано с горизонтальным сокращением пород (см. рис. 111, б).

Ступенчатые, или чешуйчатые, надвиги представляют собой сочетания параллельных или субпараллельных надвигов с надвиганием разорванных плоских чешуйчатых блоков в одном направлении, по сместителям, обычно соединяющимся на глубине и образующим главную поверхность надвига (рис. 111 в). К типичным чешуйчатым надвигам относятся структуры, развившиеся из пологопадающих жестких слоев в результате сколов (Шотландия). Широкие зоны чешуйчатых надвигов известны во многих складчато-надвиговых зонах (Западный Урал). Чешуйчатые надвиги, развившиеся из опрокинутых складок, могут быть и не связанными общей глубинной поверхностью скольжения.

Ступенчатые сдвиги. Подобно ступенчатым сбросам, взбросам и надвигам, сдвиги тоже иногда располагаются системами, образуя в плане ступени или кулисы. В ступенчатых сдвигах каждый последующий блок структуры сдвинут больше предыдущего (рис. 111, г). Ступенчатые сдвиги могут быть левыми и правыми. Их сместители обычно параллельны, но иногда и несколько веерообразно расходятся. Участок земной коры или блок, заключенный между двумя сдвигами, называют *блаттом*, или *сдвинутым блоком*. Ступенчатые сдвиги могут по простиранию затухать и переходить в горизонтальные ступенчатые флексуры. Внутри блаттов часто образуются разрывы диагонального и лестничного типов, с которыми бывают связаны интрузивы и рудные тела.

Грабены. Грабеном (рвом) называется структура, опущенный блок в которой ограничен сбросами или взбросами. Грабен, ограниченный вертикальными или наклонными сбросами, называется *рифтовым грабеном* (рис. 111, д). Грабен, образованный двумя взбросами, сместители которых наклонены в стороны относительно приподнятых блоков, называется *рамповым грабеном*. Рифтовые грабены образуются в условиях горизонтального растяжения, а рамповые грабены — в условиях горизонтального сжатия и сокращения участков земной коры. Рифтовые грабены часто осложняют своды крупных и широких линейных антиклиналей или брахиантиклиналей и интрузивных куполов. Опущенный грабенный блок, сужающийся на глубине, образует *клинообразный грабен*.

Рифтовые грабены на платформах и древних щитах, сформировавшиеся на пологих сводах, известны на всех континентах. Большинство известных громадных грабенов земной коры имеет в плане сильно вытянутую эллиптическую или линзовидную форму. На противоположных концах таких грабенов наблюдается перекрещивание линий сбрасывателей, и к ним как

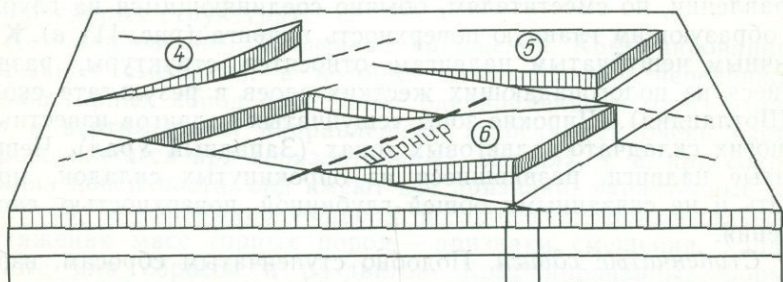
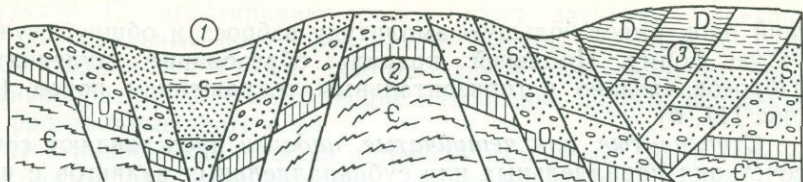


Рис. 112. Сложные грабены и горы:

1 — ступенчатый грабен; 2 — ступенчатый горст; 3 — ступенчатый клинообразный грабен. Шарнирные горы: 4 — мысообразный, 5 — трамплинный, 6 — лоткообразно-трамплинный

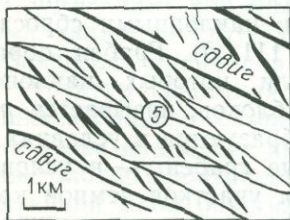
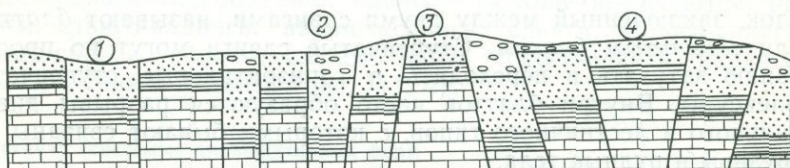


Рис. 113. Клавиатурные грабены и горы:

1 — прямые сбросы; 2 — рифтовые сбросы; 3 — крышеобразный горст, 4 — рамповый горст; 5 — сопряженные лестничные сдвиги

к глубоким каналам приурочены лавовые излияния и рудные проявления. Амплитуда вертикального смещения блоков в региональных грабенах достигает нескольких километров и на разных боках бывает различная. Над «слепыми» грабенами, сбросы которых не выходят на дневную поверхность, могут образоваться флексуры и над самим грабеном — прогиб или впадина. Выделяются две разновидности таких грабенов; глубин-

ный и погребенный. *Глубинный грабен* образуется в единой мощной толще горных пород, разломы которого постепенно за-
тухают вверх. *Погребенный грабен* расположен в нижнем струк-
турном этаже двухъярусного разреза. Грабены, у которых ли-
нии сброса пересекаются или один сброс упирается в другой,
названы В. В. Белоусовым *односторонними грабенами*. Среди
них выделяют односторонний лоткообразный грабен, образо-
ванный двумя пересекающимися шарнирными сбросами или
двумя упирающимися в сместитель третьего поперечного сброса
(рис. 111, е).

Среди сложных грабенов (рис. 112), представляющих собой
сочетание многих сбросовых или взбросовых структур, чаще
всего встречаются *ступенчатые*. Наблюдаются ступенчатые риф-
товые грабены, образованные сбросами, и ступенчатые рампо-
вые грабены, образованные взбросами или надвигами (рис.
112, 1). К ступенчатым рифтовым грабенам относятся вулка-
нические кальдеры. Сложноскладчатый рамповый грабен (3)
обычно формируется в межгорных впадинах при поднятиях гор-
ных массивов. Грабены образуются в относительно устойчивых
областях и в подвижных зонах, как при растяжениях земной
коры, так и при ее сокращении, т. е. при горизонтальном сжа-
тии. Чаще других встречаются рифтовые грабены с вертикаль-
ными или крутопадающими сбросами.

Горсты. Горстом называется приподнятый блок или участок
земной коры, ограниченный сбросами или взбросами. Если
сместители наклонены в сторону опущенных блоков, то такие
горсты образовались вследствие растяжений земной коры (2).
Если же они наклонены в сторону поднятого блока, то такие
горсты (рампового типа) образовались вследствие горизон-
тального сжатия.

К простым горстам относятся (по В. В. Белоусову) *мысооб-
разный* (4), расположенный между двумя сходящимися шар-
нирными сбрасывателями. К одностороннему горсту относится
трамплинный горст (5), образованный двумя субпараллель-
ными шарнирными сместителями, пересекаемыми поперечным
разломом.

Сложные горсты представляют собой сочетание простых
горстов и грабенов; например, сочетание лоткового грабена
с трамплинным горстом (6). Выделяются рифтовые ступенча-
тые (сбросовые) и рамповые (взбросовые) ступенчатые горсты
(рис. 113). В денудированных складчато-глыбовых сооруже-
ниях ступенчатые горсты часто располагаются сериями, разде-
ленными ступенчатыми грабенами. В результате денудации
горстов и сноса материала с них образуются погребенные гра-
бенные формы. Сложные грабены предполагаются на платфор-
мах под синеклизами, а сложные горсты под чехлом антеклиз.

Компенсационные (клавиатурные) грабены и горсты пред-
ставляют собой формы, в которых опустившиеся и приподня-

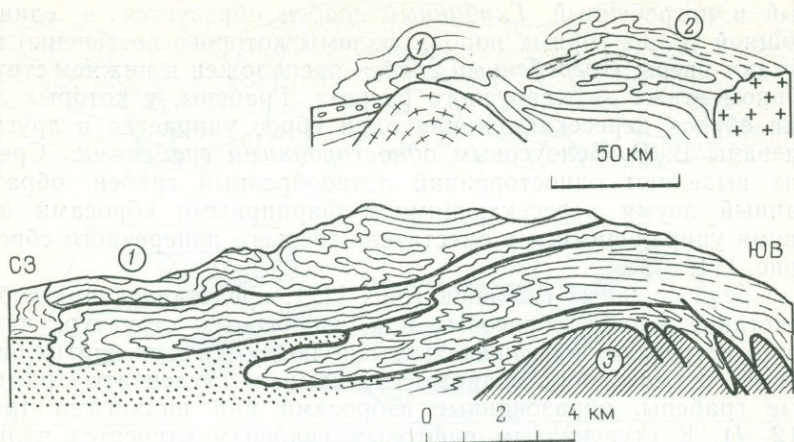


Рис. 114. Сложное сочетание шарьяжных покровов в Альпах, по Л. Ситтеру и Люжону.

Покровы: 1 — гельветские, 2 — пеннинские, 3 — автохтон (фундамент)

тые блоки чередуются, а суммарная амплитуда положительных и отрицательных смещений равна нулю.

Сложные ступенчатые сдвиги — это сочетания правых и левых сдвигов, образующих горизонтальные ступенчатые заливы и мысы, а отраженные формы в перекрывающих их чехлах — горизонтальные флексурные заливы и горизонтальные флексурные мысы. Сдвиговые заливы возникают обычно в толще пород, зажатых между двумя сдвинутыми в одном направлении жесткими массивами. При сочетании правого и левого сдвигов формируются ступенчатые сдвиги или диагональные разломы. Горизонтальные ступенчатые *сдвиговые мысы* возникают при вдвижении жесткого массива в толщу относительно пластичных пород или обходе такого массива с двух сторон тектоническим покровом.

Особым типом сложных сдвигов являются сдвиги второго порядка, диагонально и лестнично располагающиеся в плане между двумя соседними разнонаправленными главными сдвигами. Эти *парагенетически сопряженные сдвиги* могут быть оперяющими к сместителям или лестнично располагаться в блаттах (см. рис. 113). Разломы отрыва внутри блоков, как и оперяющие разломы, совпадают с направлением коротких осей эллипсоида деформации, а сдвиговые (сколовые) сместители — с положением круговых сечений эллипсоида. По отрывам образуются жилы, а в больших разломах — дайки и крупные тела магматических пород, поверхности скола их притертые, закрытые.

Сложные сочетания покровно-надвиговых структур прослеживаются в Западных и особенно в Центральных Альпах,

а также во многих складчатых сооружениях СССР. Строение Альп является наиболее показательным. Считается, что восточные массы пород здесь с перебросом надвинуты на западные. В Альпах выделяется форланд — *область лобовой части покровов*, собственно альпийская геосинклиналь — *шарьяжные покровы и тыльная область*. Собственно Альпы образованы покровами перекрытия (гельветские, романские, пеннинские и австрийские) и автохтонными (Монблан, Аарский, Готардский) массивами (рис. 114), представляющими собой окна в покровах или корни надвигов. *Клиппены* — останцы разрушенных покровов — наблюдаются в большом количестве во фронтальной части. В главных покровах насчитывается до семи больших складчатых наволоков, образующих *покровы воздымания* и *покровы переброса* и *погружения*. В последних наблюдаются подвороты и закручивание лобовых частей. Образование сложных покровных структур объясняется сильным горизонтальным сжатием, а также гравитационным скольжением масс по склонам поднятого фундамента, нередко осложненных крупными сдвигами.

Глубинные разломы

Разломы глубокого корового и, возможно, мантийного заложения и длительной истории развития (долгоживущие), разделяющие большие участки земной коры с различным геологическим строением, проявляющиеся на поверхности в виде протяженной линии или зоны различных нарушений и смятий, называются *глубинными разломами*. Они могут быть скрытыми и погребенными. Сопровождающие их или парагенетически сопряженные с ними разломы могут быть оперяющими сдвигового, сбросового или комбинированного типа. Иногда глубинные разломы на поверхности выражены зонами смятия, расланцованными и метаморфизованными породами.

Главными критериями отнесения разломов к типу глубинных является длительность их развития, наблюдающаяся на протяжении нескольких эпох, геологических периодов или даже эр. Глубинные разломы влияют на образование и распределение различных формаций осадочных и изверженных горных пород и размещение рудных месторождений. По своей протяженности они представляют собой региональные и даже планетарные структуры.

А. В. Пейве определил роль и значение глубинных разломов в строении и развитии земной коры, он считает их основными и главнейшими структурами земного шара, т. е. крупнейшими линейно ориентированными структурными элементами — *линеаментами*, с которыми связаны линейность складчатых сооружений, линейность расположения интрузивных массивов, вулканов и рудоносных поясов, они являются контролирующими

зонами развития крупных сложных покровных структур. Основные сместители глубинных разломов имеют крутое падение, проникая на десятки и сотни километров в земную кору и уходя в мантию.

Глубинные разломы в настоящее время установлены во всех складчатых сооружениях геосинклинального типа и в платформенных областях (в последних обычно под чехлом). В последние годы преобладающими среди глубинных разломов считаются глубинные региональные (возможно субпланетарные) сдвиги.

При сдвиговых нарушениях по зонам глубинных разломов возникают не только опережающие системы разрывов, но и складчатые системы из параллельных линейных и кулисообразных складок, а также взбросы, надвиги и покровы. Глубинные разломы считаются основными крупными структурными элементами земной коры, контролирующими развитие геосинклинальных и платформенных областей, а также распределение эндогенного рудообразования. Структуры сдвигового и отрывного типа, парагенетически сопряженные с глубинными сдвигами, считаются основными каналами проникновения магмы, рудоносных и других растворов.

§ 8. Методы установления разрывов со смещением

Разрывы с явным смещением частей слоев или других тел можно выявить в разрезах, в плане, на аэрофото- и космических снимках по сдвинутым относительно друг друга разорванным частям слоев: жил, маркирующих горизонтов, неоднородных участков или включений в породах (рис. 115, 1—3). Необходимо прежде всего установить, какой блок относительно приподнят, а какой опущен. Затем определяют падение сместителя и тип разрывной структуры. Разрывное смещение должно быть найдено и в тех случаях, когда происходит внезапный обрыв или окончание слоев, жил и других структурных элементов и исчезновение их из разреза (1—4).

Резкое изменение состава пород по их падению или простирацию также может быть обусловлено разрывом. Но такие соотношения пород могут быть и результатом вложенного залегания, прислонения, облекания, интрузивного контакта или диапиризма. Признаками разрыва могут являться все формы тектонитов: брекчии трения (5), параавтохтонные отторженцы, линзы скольжения (6), развальцованные породы, глинки трения (7), милониты, катаклазиты, макроскопически раздробленные породы и выжатые офиолитовые образования. Нельзя забывать, однако, что тектониты могут образовываться также от экструзий магмы в полуостывшем состоянии, обладающей большой механической активностью, от соляных диапиров, оползней и других нетектонических процессов. Поверхности скольжения

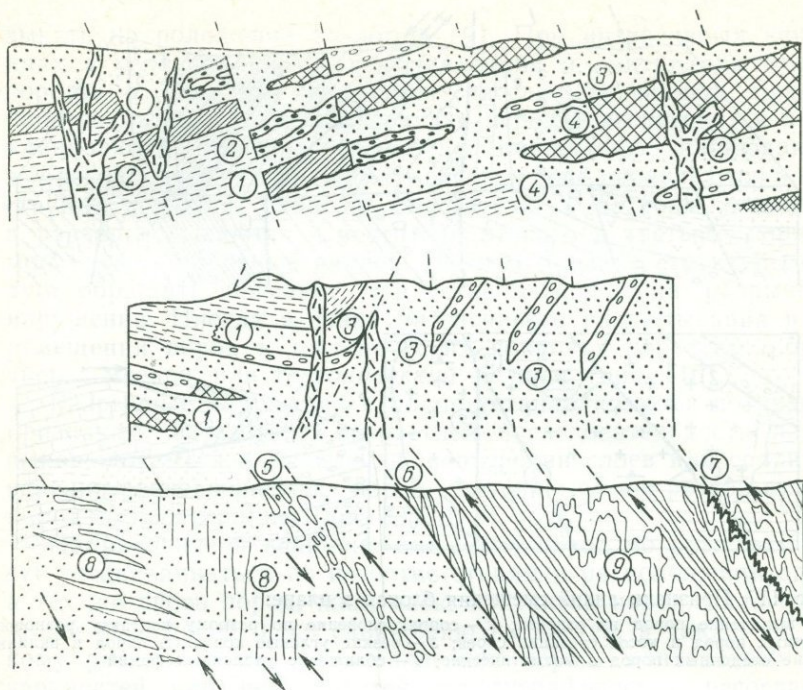


Рис. 115. Признаки разрывных смещений и направлений относительных смещений блоков в отражениях:

1 — обрывы слоев; 2 — обрывы жил; 3 — несовмещение пород; 4 — несовмещение маркирующих горизонтов; 5 — брекчии трения; 6 — линзы скольжения; 7 — глина трения; 8 — перистые трещины; 9 — загибы слоев и складки волочения

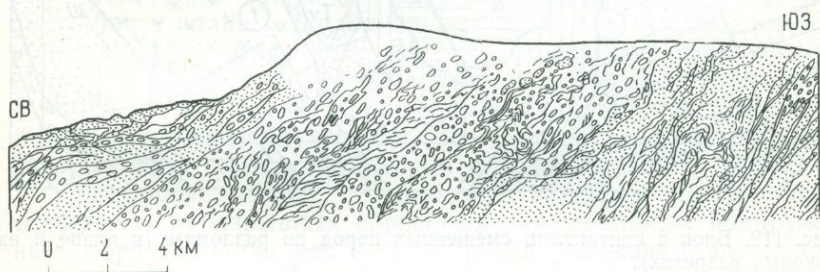


Рис. 116. Зона меланжа Динарид, по И. И. Белостоцкому.

Меланж состоит из обломков различных пород, разделяющих надвиговые чешуи

с бороздами и зеркалами скольжения, притирания и развальцованные породы наиболее обычны в зонах тектонических разрывов разного происхождения.

Трещины оперения в породах (8), даже если между их рядами незаметны разрывы, являются хорошими указателями

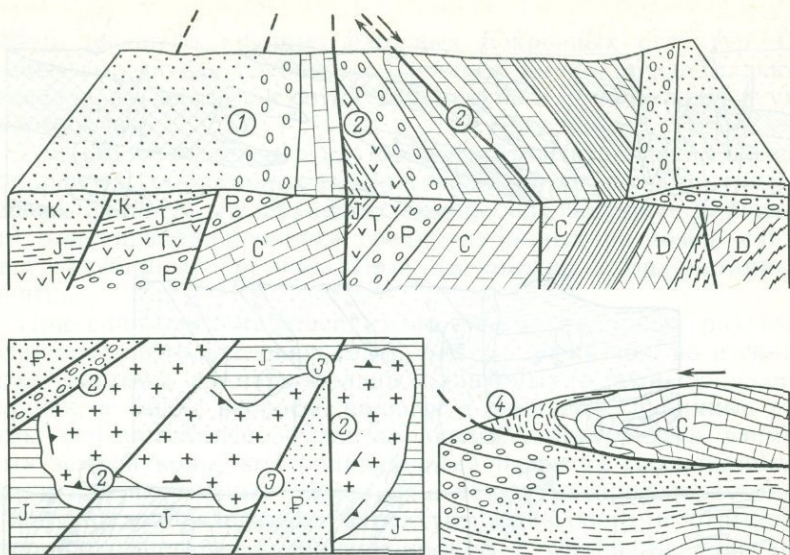


Рис. 117. Признаки линий смещения блоков в плане:

1 — выпадение пород из разреза; 2 — соприкосновение по резкому контакту разновозрастных пород и косое срезание слоев; 3 — резкие угловые контакты пород и вклинивание осадочных пород в магматические; 4 — сближение удаленных фаций

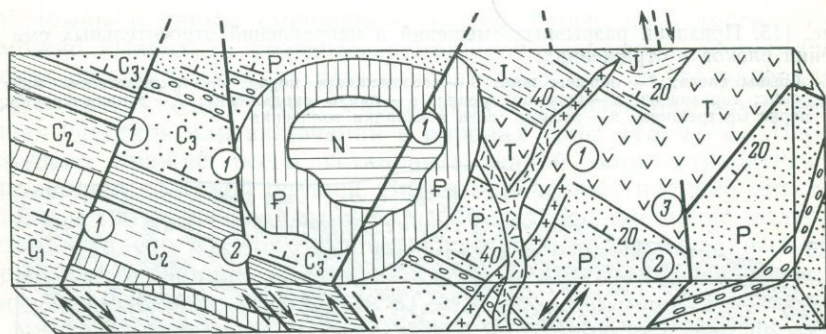


Рис. 118. Блок с контактами смещенных пород по разломам (в плане и на боковых разрезах).

Признаки смещений отмечены теми же цифрами, что и на рис. 117

положения сместителей. Породы в стенках трещин могут быть кливажированными или линзово-рассланцованными. По зоне смещения иногда наблюдаются обломки пород всякого или лежащего бока. Эти куски могут быть растянуты в виде будин или черепитчато надвинуты друг на друга. Мелкие смятия, загибы слоев и складки волочения, приуроченные к сравнительно узкой зоне, разграничивающей различные породы, могут ука-

зывать на положение разломов (9). При интенсивных движениях в условиях сильного сдавливания и притирания блоков породы в складках волочения расланцовываются, превращаются в линзы развальцевания и нередко выжимаются и выклиниваются. Загибы слоев по сместителю наблюдаются в сбросах, сдвигах и надвигах; загибы лучше проявляются в пластичных породах, слои по сместителю в загибах утоняются и развальцовываются. Сместители второго и третьего порядка могут иметь обратный наклон. На этот признак структуры следует обращать внимание при установлении типа разрывного нарушения. Иногда в зонах интенсивного разламывания и перемещения пород в тектонических покровах образуется брекчиевое месиво, или *тектонический меланж* (рис. 116).

Разрывные нарушения в плане устанавливаются по разным признакам: нарушению возрастной последовательности пород, выражающемуся в выпадении, повторении слоев или соприкосновении разновозрастных пород, срезанию слоев, резкой сменой пород по простиранию (рис. 117, 1, 2).

Направление и величина смещения пород по разломам могут устанавливаться по несоответствиям в расположении одних и тех же слоев пород, жил, даек, контактов пород, включений, линий несогласий, и по сдвигению их частей, а также по резкому различию элементов залегания пород, контактовых поверхностей или поверхностей стратиграфических несогласий. Смещение блоков определяют по резким угловатым или ломаным выступам массивов (3) во вмещающие породы и, наоборот, по клинообразным, блоковым проникновениям вмещающих пород в интрузивы (рис. 118). Цепочки различных тектонитов являются также признаком разрывных нарушений. Разрывные смещения в плане устанавливаются по резким изменениям в породах комплексов остатков флоры и фауны и по соприкосновению резко различных генетических типов фаций и формаций.

Большое значение в установлении линий сместителей имеют геоморфологические признаки, особенно в молодых разрывах, которые часто хорошо сохраняются в рельефе (рис. 119, 1).

Поперечные речные террасы или водопады иногда свидетельствуют о разрывных сбросовых нарушениях, а подпруженные озера в долине рек и сухие русла указывают на взбросовые поднятия (2). Поперечные по отношению к долинам рек разрывные нарушения могут образовывать резкие коленообразные изгибы русел (3), неожиданные изменения формы речных долин, выходы на поверхность подземных вод, образование рвов и канав. По поперечным разломам, пересекающим главную долину, возникают прямолинейные притоки. Разрывные смещения в некоторых случаях устанавливаются по изменению растительности по обе стороны разлома.

Амплитуды крупных разрывных перемещений определяются комплексом методов: картированием, составлением геологиче-

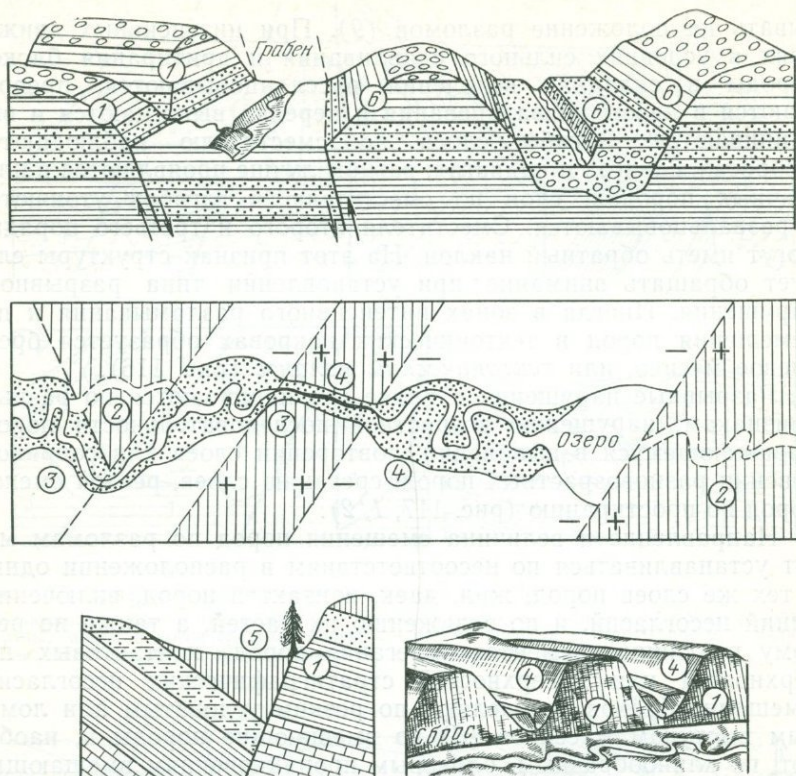


Рис. 119. Геоморфологические признаки разрывных нарушений:

1 — сохранившиеся крутые сместители (склоны); 2 — подпруженные озера и сухие русла рек; 3 — резкие изгибы русел рек; 4 — изменения формы речных долин, висячие долины; 5 — выход восходящих (терминальных) источников; 6 — ложные грабенные долины

ских разрезов, изучением фациальных, формационных и геоморфологических признаков и т. д. Частичные направления относительных смещений блоков структуры определяют по штрихам, бороздам и ступенькам скольжения. Расширяющийся конец штриха, царапины, бороздки и ступеньки (уступа) указывают на направление относительного смещения блока. Практически относительное смещение блоков по разрыву можно устанавливать ладонью, которой проводят по поверхности скольжения; направление, в котором ладонь скользит с наименьшим сопротивлением, будет направлением смещения противоположного бока.

Направление перемещения блоков, если есть складки волочения или гофрировка пород, определяется по направлению открытых частей острых углов, образованных осевыми поверхностями складочек с поверхностями примыкающих блоков (рис.

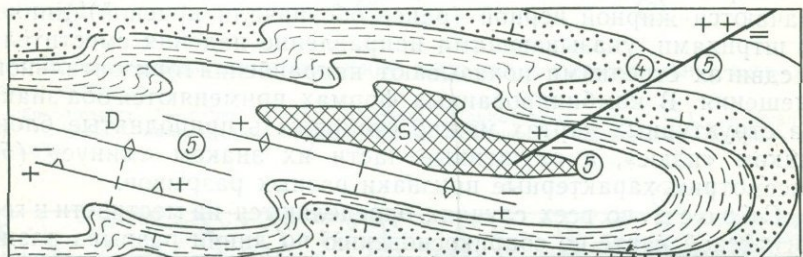
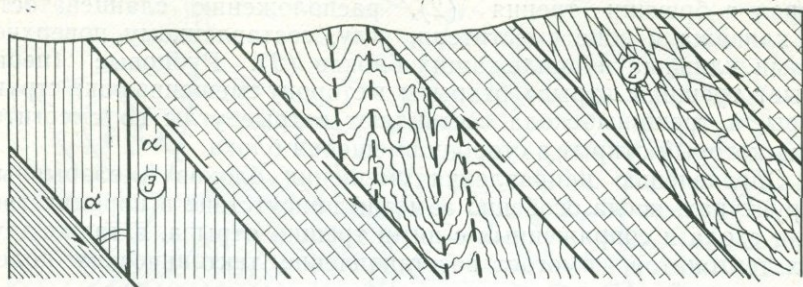


Рис. 120. Определение направления смещения смежных блоков по меж-
пластовым признакам:

1 — складкам волочения (штриховые линии — осевые поверхности складок); 2 —
наклону линз скольжений и обломков в брекчии; 3 — углам (α) в кливажирован-
ных слоях; 4 — несоответствию в простирании слоев; 5 — относительные верти-
кальные смещения блоков в шарнирных сбросах показаны: поднятые (+), опу-
щенные (-). Стрелки — направления сдвигов

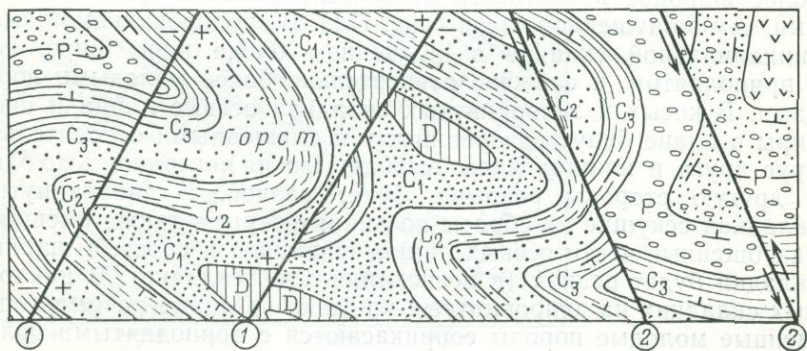


Рис. 121. Сбросы (1) и сдвиги (2) в складчатых структурах в плане.
Приподнятое крыло (+), опущенное (-). Стрелки — направления сдвигов блоков

120, 1). Оно устанавливается также по ориентировке обломков пород в брекчии трения (2), расположению сланцеватости и кливажа в зоне сместителя, углу, составленному поверхностями кливажа и прилежащих блоков (3). Рубцовые (перистые) трещины отрыва открыты в сторону смещения бока структуры, а трещины скола составляют острые углы со сместителем, который открыт в сторону смещения блока.

Определению направления смещения блоков в разрывных структурах, когда особенно заметно присутствие в породах трещин скола и сопряженных с ними трещин отрыва, а также других тектонитов, помогает восстановление тектонических полей напряжений.

Разрывы со смещением пород на геологической карте обозначаются жирной черной (ранее обозначали красной) линией со штрихами, указывающими направление падения сместителя. В сдвигах стрелками показывают направления горизонтального смещения. В комбинированных формах применяются оба знака. На структурных картах можно отображать приподнятые блоки знаком «плюс», а опущенные части их знаком «минус» (5). Рассмотрим характерные признаки разных разрывов.

Сбросы во всех случаях определяются на местности и геологической карте по соприкосновению по линии разрыва разновозрастных пород (даже одного геохронологического раздела). Сместитель всегда падает в сторону расположения опущенного блока, т. е. в сторону относительно более молодых пород. Обратные соотношения наблюдаются в сбросах, секущих подвернутые, опрокинутые слои и тектонические контакты. Поперечные, или косые, сбросы, секущие прямые складчатые формы, смещают слои антиклинальных или синклинальных складок, но не смещают осевые линии и шарниры складок в плане. В антиклинальной эродированной складке ядро в приподнятой части более широкое и слагается относительно более древними слоями, чем в опущенной части (рис. 121). В эродированной прямой синклинальной складке в опущенном блоке ядро шире, чем в приподнятом, и сложено относительно более молодыми породами. В косых и запрокинутых складках осевые линии и шарниры в плане будут разорванными и смещенными относительно друг друга и ширина ядра, выходящего на поверхность по одну и другую стороны разрыва, будет разной. В запрокинутых складках секущие их сбросы по линии разрыва также смещают разобщенные части осевых линий, шарниров и слоев, а ширина складки будет разная (в неизоклинальной складке). В наклонных складках на запрокинутых крыльях по линии разрыва опущенные молодые породы соприкасаются с приподнятыми более древними.

В надвигах и во взбросах сместители наклонены в сторону относительно приподнятых и надвинутых блоков. Поэтому на поверхности молодые породы по линии разрыва

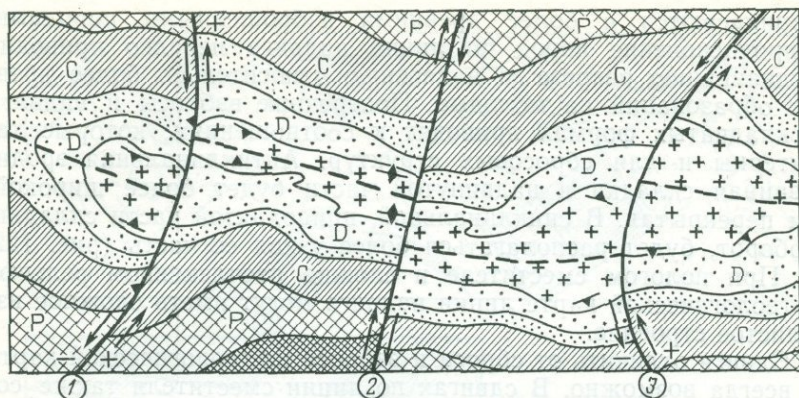


Рис. 122. Комбинированные разрывные смещения в антиклинальной веерообразной складке:

1 — сбросо-сдвиг; 2 — сдвиг; 3 — взбросо-сдвиг. Приподнятые блоки (+), опущенные (-). Стрелки — направления горизонтальных смещений. Штриховая линия — ось структуры

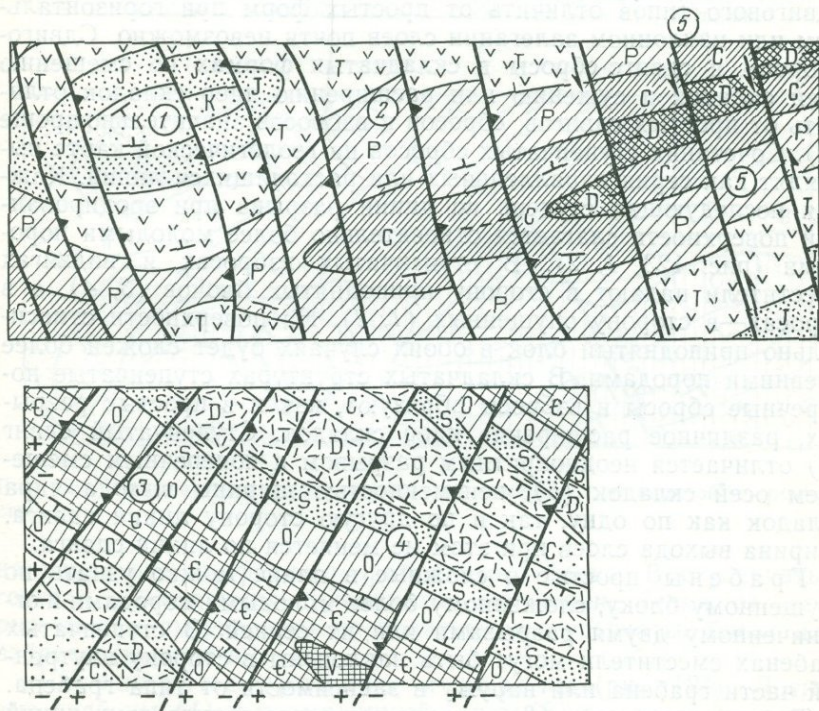


Рис. 123. Ступенчатые комбинированные разрывные смещения в плане:

1 — ступенчато-рифтовый грабен; 2 — ступенчато-крышеобразный горст; 3 — ступенчато-рамповый грабен; 4 — ступенчато-рамповый горст; 5 — ступенчатые сдвиги Штриховая линия — ось складки

соприкасаются с более древними взброшенными породами. Соприкосновение пород по линии надвига нередко приводит к сдваиванию разреза и налеганию относительно более древних образований на молодые. Поперечные взбросы и надвиги в складчатых формах приводят к соотношениям, которые характерны и для сбросовых структур. Антиклинальная эродированная складка в надвинутой части будет более широкой, чем перекрытая. В синклиальной, приподнятой части складки, наоборот, будет располагаться более узкая ее часть (рис. 122, 1). При пологом сместителе и сложном расчлененном рельефе на геологической карте линии надвига могут иметь сложное извилистое строение.

Сдвиги отличить от сброса и взброса на геологической карте не всегда возможно. В сдвигах по линии сместителя также соприкасаются разновозрастные породы. Для поперечных или диагональных сдвигов, секущих складчатые формы, характерны сдвигения их осевых линий и шарниров, но неизменяющаяся ширина ядра и крыльев складок (2).

Комбинированные разрывы сбросо-сдвигового и надвигосдвигового типов отличить от простых форм при горизонтальном или наклонном залегании слоев почти невозможно. Сдвиговзбросы и сдвиго-сбросы в складчатых формах по смещению осей складок и сужению или расширению ядер складок отличить от простых сдвигов, сбросов и взбросов значительно проще (3). Сочетания ступенчатых сбросов на геологической карте выглядят как серия параллельных или расходящихся линий. Каждая последующая ступень по линии разрыва при эродированной поверхности слагается относительно более молодыми породами (рис. 123, 1, 2). В ступенчатых взбросах и надвигах сместители падают в сторону приподнятых блоков (3, 4), а в сбросах — в сторону опущенных (1, 2). На поверхности относительно приподнятый блок в обоих случаях будет сложен более древними породами. В складчатых структурах ступенчатые поперечные сбросы и взбросы образуют, как и в простых разрывах, различное расширение ядер складок. Ступенчатый сдвиг (5) отличается неоднократным разрывом и поперечным смещением осей складок (6), неизменностью ширины выхода ядра складок как по одну, так и по другую сторону линии сдвига. Ширина выхода слоев при этом не меняется по линии сдвига.

Грабены простые и сложные в плане можно узнать по опущенному блоку, сложенному более молодыми породами и ограниченному двумя разрывами или их серией. В ступенчатых грабенах сместители могут быть наклонены в сторону внутренней части грабена или наружу в зависимости от типа грабена.

Горсты простые (2) в плане выглядят в виде двух линий разрывных нарушений, между которыми зажат приподнятый блок породы. В простых горстах сместители вертикальны или наклонены в сторону опущенных блоков, а в рамповых — по

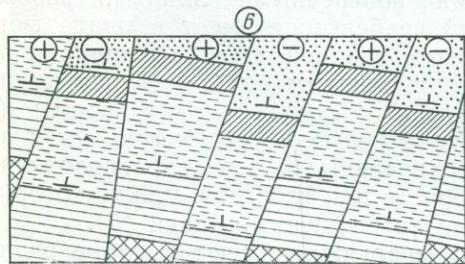
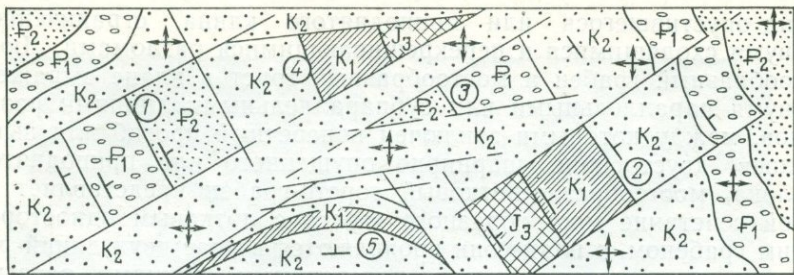


Рис. 124. Шарнирные грабени и горсты и клавиатурные сбросы в плане:

1 — лотковый грабен; 2 — трамплинный горст; 3 — мысовидный грабен, 4 — мысовидный горст; 5 — полукольцевой сброс; 6 — клавиатурные сбросы. Поднятый блок (+), опущенный (-)

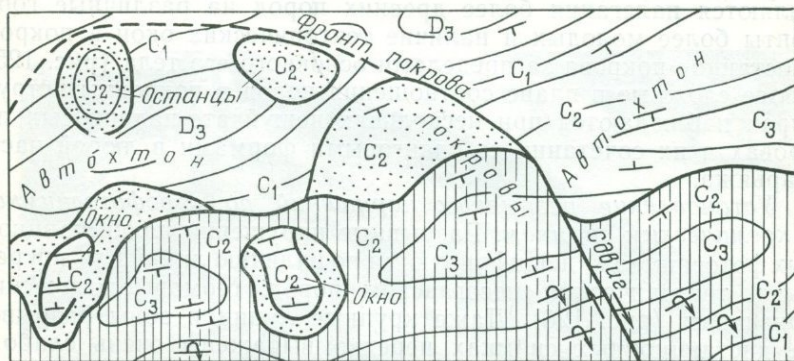


Рис. 125. Геологическая карта шарьяжа с элементами складчатой покровной структуры

направлению внутреннего приподнятого блока. В ступенчатых горстах наблюдаются приподнятые внутренние блоки, от которых по линиям разрывов располагаются ступенчатые блоки или взбросы (рамповые).

Шарнирные грабени и горсты (рис. 124). Лотковые грабени (1) и трамплинный горст (2) выглядят на геологической карте первый — в виде шарнирно опущенного, а второй — в виде приподнятого блока, ограниченных с трех сторон П-образно расположенными разломами; мысовидной одно-сторонний грабен (3) и горст (4) на геологической карте имеют

вид опустившегося или приподнятого клина, ограниченного двумя сходящимися и перекрещивающимися разломами. Люлькообразный грабен и мостообразный горст в плане выражены двумя параллельными или субпараллельными линиями разломов, между которыми заключен поперечный прогиб или выгиб слоев двусторонне шарнирно опущенного или приподнятого блока, мостообразно-лотковый горсто-грабен представляет собой сочетание мостообразного горста с лотковым односторонним грабеном, в плане они проявляются в виде двух линий разломов, ограниченных двумя поперечными линиями разрыва. Лоткообразно-трамплинный грабен-мост имеет в плане форму прямоугольника или трапеции в одной части с шарнирно опущенным, а в другой — с приподнятым блоком. К шарнирным грабенам и горстам относятся и полукольцевые формы (5). Компенсационные, или клавиатурные, горсты и грабены в плане представляют собой параллельные или разнорасположенные субпараллельные линии сбросов или взбросов, между которыми располагаются то поднятые, то опущенные блоки (6).

Тектонические покровы (шарьяжи) имеют в плане различные, обычно сложные залегания аллохтонной и автохтонной частей структуры. Наиболее характерными признаками покровов являются налегания более древних пород на различные горизонты более молодых и наличие тектонических окон в покрове и останцов покрова за пределами основного его тела (рис. 125). Более сложные в плане соотношения пород в покровных структурах наблюдаются при нескольких чешуйчато-надвинутых покровах и их сочетании со сдвиговыми формами в любой части шарьяжа.

Установление разрывных нарушений по аэрофотоснимкам и космическим снимкам. Разрывные нарушения на дистанционных фотоснимках дешифрируются по наличию линий или зон разрыва, тектоническим несогласиям пород, геоморфологическим признакам (рис. 126). Даже крупные линии и зоны разрывов на дистанционных снимках нередко выражены очень слабо в связи с тем, что они перекрыты молодыми рыхлыми отложениями, водными бассейнами и залесены. В некоторых случаях перекрывающие образования, наоборот, подчеркивают разрывы. Линии разрывов даже с незначительными перемещениями пород на аэрофотоснимках вырисовываются гривками или канавами. На ровной поверхности разломы на снимках проявляются более светлыми линиями. На аэрофотоснимках лучше отображаются линии тех разрывов, которые проявляются в форме уступов, ложбин, глубоких борозд, гребневидных даек или жил. Линии разрывных нарушений сопровождаются часто иной растительностью или, наоборот, на линиях нарушения растительность отсутствует. В большинстве своем разрывы прямолинейны. Пологие надвиги и тектонические покровы, а также крутые сместители в горных районах часто выражены сложно

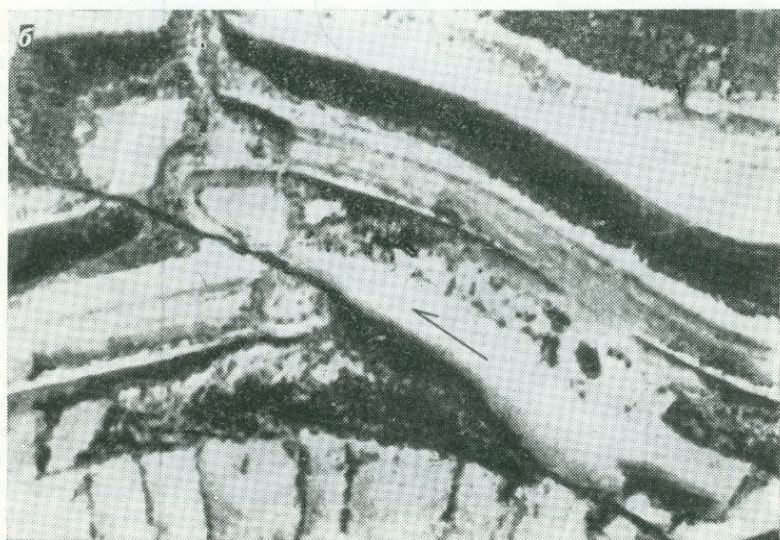
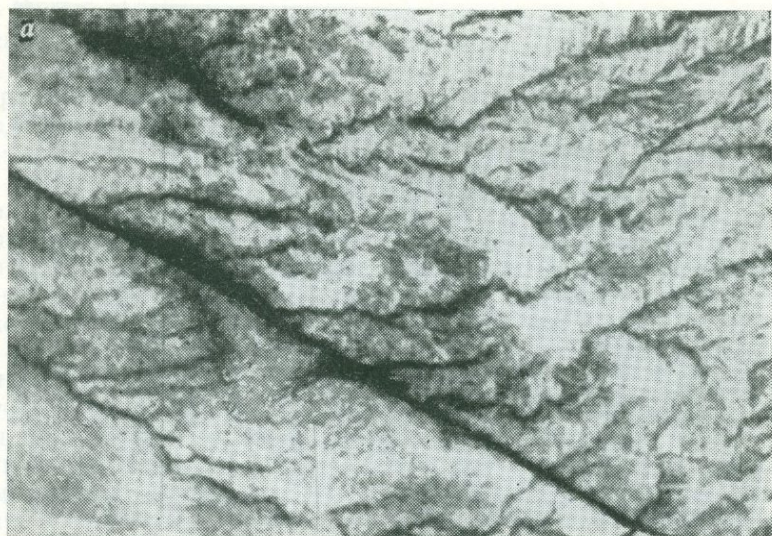


Рис. 126. Хорошо дешифрируемые разломы (а, б). На рис. «б» в сдвиге образовался заворот слоев

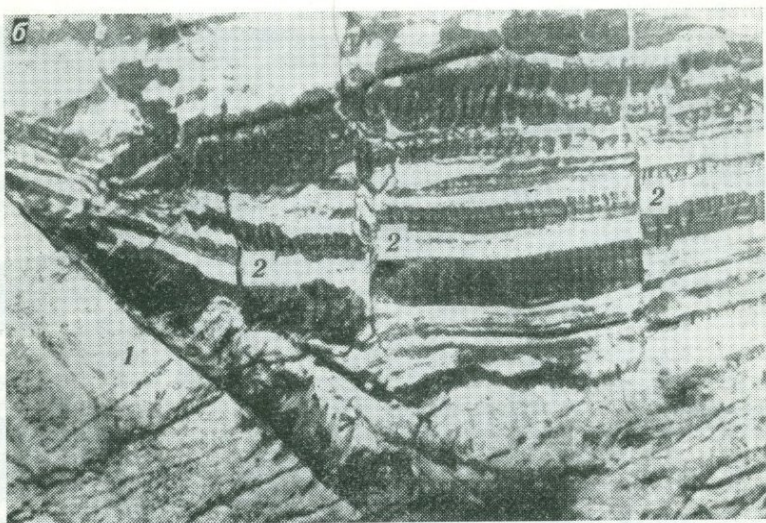


Рис. 127. Аэрофотоснимки зон сложных сдвиговых разломов.
Сместители хорошо дешифрируются по разной тональности пород. На снимке «б» четко прослеживаются главный (1) и оперяющие (2) сдвиги

зигзагообразными линиями. Широкие зоны различных тектонитов и измененных пород и «зоны смятия» хорошо выделяются по световой тональности, по сопровождающим трещинам опенения (рис. 127).

При изучении разрывных нарушений вначале проводится стратиграфическое дешифрирование (выделяются комплексы пород различного возраста), затем дешифрируются формы залегания пород, устанавливаются соотношения в их залегании и определяются структурно-тектонические формы, а потом — наложенные на них разрывы и смещения по описанным выше признакам. Для установления смещения пород по линии разлома и определения типа разрывного нарушения пользуются теми же правилами, что и при чтении структур на геологической карте.

Определение сместителей производится так же, как определяются элементы залегания пород, по пластовым зубцам — треугольникам. В предгорных районах крупные молодые сбросы нередко хорошо проявляются по крутым поверхностям уступов, прорезанных реками и оврагами и имеющих зубцевидные формы. По положению зубцов на аэрофотоснимках можно определить углы и азимуты падения сместителей. Нередко в расшифровке структур помогают геоботанические и другие признаки, резкие, коленообразные речные долины, совпадающие с разломами, линейное расположение конусов выноса, выходы источников подземных вод, резкие прямолинейные границы озер и заболоченных пространств, подпруженные реки, озера и т. п. (рис. 128). При дешифрировании аэрофотоснимков необходимо пользоваться комплексами различных признаков и проверкой сомнительных участков на местности или аэровизуальным способом. По космическим и аэрофотоснимкам лучше расшифровываются крупные региональные и глубинные разломы, крупные складчатые комплексы, шовные линии и другие тектонические региональные структуры.

Определение величины разрывного смещения. Определять вертикальную и горизонтальную амплитуды смещения пород можно непосредственно в обнажениях. Истинное смещение находят по падению, расстоянию по горизонтали между смещенными точками (горизонтальная амплитуда) и по вертикали (вертикальная амплитуда). Амплитуда смещения разрывных нарушений по геологическим картам определяется следующими способами: составлением геологических разрезов по линиям падения сместителей, анализом расположения линий простирания слоев по карте на участке разрывного нарушения, использованием масштаба заложения, построений стратоизогипс и структурных карт в изолиниях.

По геологической карте строится вертикальный разрез через разрыв по падению сместителя или смещенных слоев. По разрезу определяются все амплитуды смещения. На диагональном

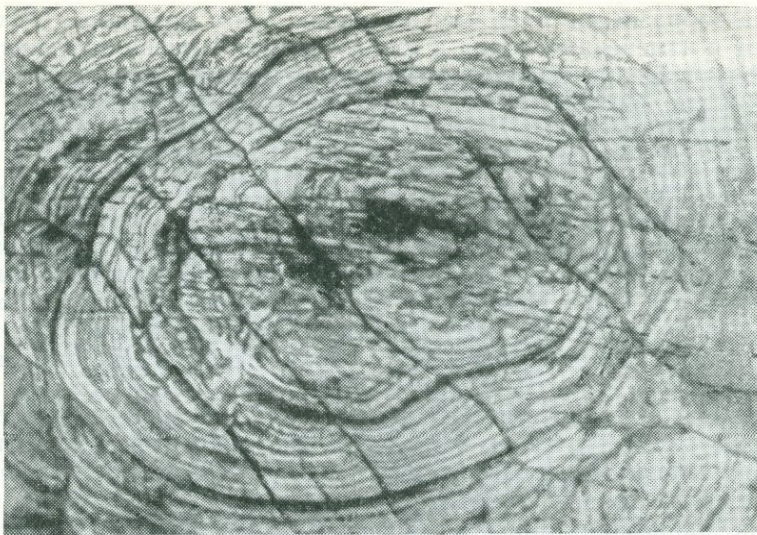


Рис. 128. Диагональные разломы в крупной брахискладке

(косом) по отношению к сместителю и простиранию слоев разрезе должны показываться углы падения пород и сместителя, пересчитанные на видимые (искаженные). Можно построить второй разрез под прямым углом к первому и по этим двум разрезам, графически по двум направлениям (двум стенкам шурфа), легко определить вертикальную, стратиграфическую и горизонтальную амплитуды и высчитать истинное смещение.

Способ определения амплитуды разрывного смещения по геологической карте в горизонталях прост. Например, в толще наклонно залегающих пород (рис. 129, 1) по линии сместителя соприкасаются разновозрастные породы. Вертикальная амплитуда определяется путем проведения линии простирания какого-либо слоя от одного блока структуры к другому. Разность отметок этой линии по обе стороны сместителя (для одного и того же слоя) дает значение вертикальной амплитуды смещения.

Способ определения вертикальной амплитуды с использованием масштаба заложения основан на построении изогипс на какой-либо одной поверхности слоя. На геологической карте масштаба 1 : 50 000 по оврагу проходит линия сброса через моноклиналиную серию слоев (2). Северный блок приподнят. На карте невозможно провести линию простирания с южного блока на северный, которая пересекла бы одну и ту же границу. В таком случае проводим линию простирания, например, с отметкой 300 м по границе среднего и верхнего карбона на юж-

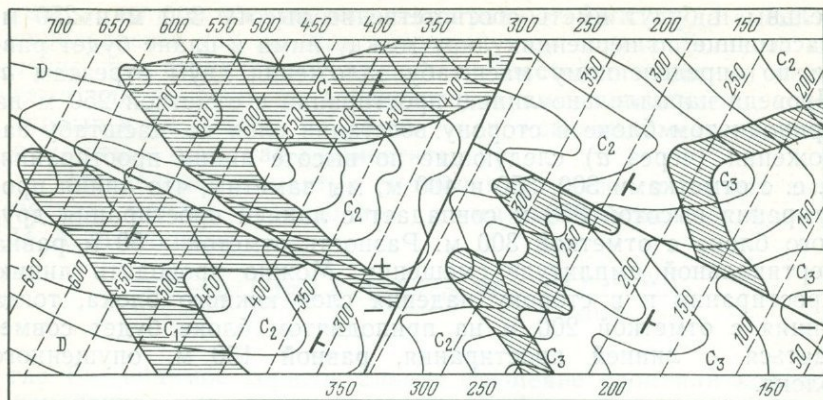


Рис. 129. Определение вертикальной амплитуды сбросов путем проведения линий простирания и стратозигипс с восточного блока (—) на западный (+).

Амплитуда в западном сбросе 100 м, в восточном — 50 м. Штриховые линии — стратозигипсы

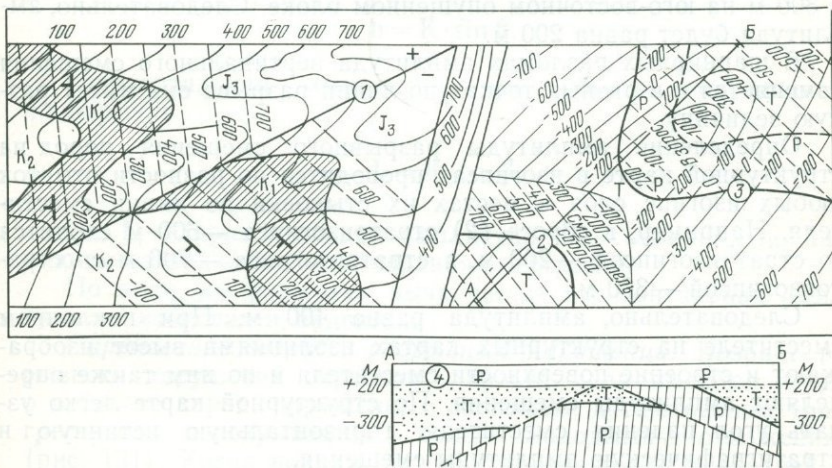


Рис. 130. Определение вертикальной амплитуды сброса и взброса при разных падениях пород в смещенных блоках.

Амплитуда сбросов (м): 1 — 200; 2 — 400; 3 — 300. Палеогеновый чехол на карте снят

ном крыле этого сброса. Продолжим ее до северной границы карты, она пересечет горизонталь 350, 300 и 250 м на другом блоке и не встретит аналогичную границу. Тогда проведем линию простирания через эту же границу (C₂—C₃) на северном блоке структуры по высоте 250 м. Эти две линии будут парал-

лельны и будут иметь соответственно высоту 300 м и 250 м. Расстояние по перпендикуляру между ними в плане будет равно по определенному масштабу заложения двум отрезкам a . Проведя параллельно линии простирания с отметкой 250 м на приподнятом блоке в сторону восстания слоя по масштабу заложения (через a) следующие по высоте линии простирания, т. е. с отметками 300, 350 и 400 м, мы заметим, что линия простирания высотой 350 м совпадает с линией простирания другого блока с отметкой 300 м. Разность отметок — 50 м равна вертикальной амплитуде смещения. Можно проводить линию простирания и в сторону падения слоя южного блока, тогда линия с отметкой 200 м на приподнятом блоке будет совмещаться с линией простирания, равной 150 м, опущенного блока.

При разных направлениях падения слоев по одну и другую стороны разрыва определение амплитуды вертикального смещения блоков производится так же, как в предыдущем случае, но определяется разность отметок линий простирания, соприкасающихся по линии разрыва (рис. 130). На нашем рисунке линии с отметками 400 и 500 м на северо-западном приподнятом блоке (1) соприкасаются с линиями простирания 200 и 300 м на юго-восточном опущенном блоке. Следовательно, амплитуда будет равна 200 м.

В шарнирных разломах амплитуда вертикального смещения изменяется и в разных точках по линии разрыва она имеет разную величину.

Определение амплитуды разрывного смещения пород на структурной карте в изогипсах проводится по разности отметок любых изогипс слоя в местах их стыковки по линии сместителя. Например, в сбросе (2) стратоизогипса —600 м сходится со стратоизогипсой —200 м, а стратоизогипса —700 м со стратоизогипсой —300 м.

Следовательно, амплитуда равна 400 м. При наклонном сместителе на структурных картах изолиниями высот изображают и строение поверхности сместителя и по ним также определяют амплитуды смещения. По структурной карте легко узнать угол падения сместителя, горизонтальную истинную и стратиграфическую амплитуды смещения.

В надвигании (взбросе) одной части антиклинальной складки на другую блоки перекрываются, поэтому изолинии сместителя в данном случае располагаются под взброшенным блоком. Амплитуды смещения определяются так же, как при сбросе в точках стыковки изогипс по линии сместителя. На рис. 130, 3 изогипса —400 м в надвиге совпадает с изогипсой —100 м в перекрытой части сместителя. Следовательно, вертикальная амплитуда составляет 300 м. Односторонние шарнирные сбросы или взбросы на структурных картах имеют в разных точках по линии сместителя стыковку различных изо-

гипс, и величины смещения у них разные. Амплитуда смещения определяется так же, как в предыдущем случае. Большое значение при структурном изучении областей с пологими надвигами или покровными перекрытиями имеет составление структурных карт подошв покровов (если, конечно, имеются данные о высотных отметках их сместителей).

Определение амплитуд смещения разрывов в горных выработках можно производить и математически по формуле И. А. Молчанова

$$L = h \cdot \left(\operatorname{ctg} \alpha + \operatorname{ctg} \beta \cdot \cos W + \frac{\operatorname{ctg} \gamma \cdot \sin W}{\sin \beta} \right),$$

где L — видимое горизонтальное смещение слоя или контакта, измеренное вкрест его простирания; h — вертикальная высота смещения; α — угол падения слоя; β — угол падения сместителя; W — угол верхнего слоя и сместителя в плане; γ — угол между линией простирания сместителя и линией истинного смещения.

При структурном изучении обычно пользуются упрощенной формулой для определения вертикальной амплитуды:

$$h = K \cdot \sin \beta.$$

Горизонтальная амплитуда при сбросах определяется по формуле

$$L = K \cdot \cos \beta,$$

где L — горизонтальная амплитуда; K — величина по падению сместителя; β — угол падения сместителя.

По этим же формулам вычисляется горизонтальная амплитуда во взбросах и надвигах.

Определение возраста разрывных нарушений. Возраст разрывного нарушения определить просто, если имеются данные о возрасте пород, нарушенных разломом, а сам разлом трансгрессивно перекрывается более молодыми отложениями (рис. 131). Когда породы, затронутые разломом, в верхней части разреза эродированы, а перекрывающий разлом образован в районе не имеется, тогда даже приблизительно возраст нарушения определить невозможно.

На геологической карте рис. 131 более или менее точно устанавливается возраст одного разлома как досреднекаменноугольный (1), а возраст второго, как доверхнеюрский (2). В третьем случае (3) данных о верхнем возрастном пределе образования разрывного нарушения, вообще, мало. В четвертом случае верхняя возрастная граница разлома неизвестна. Он может быть самого молодого возраста (4).

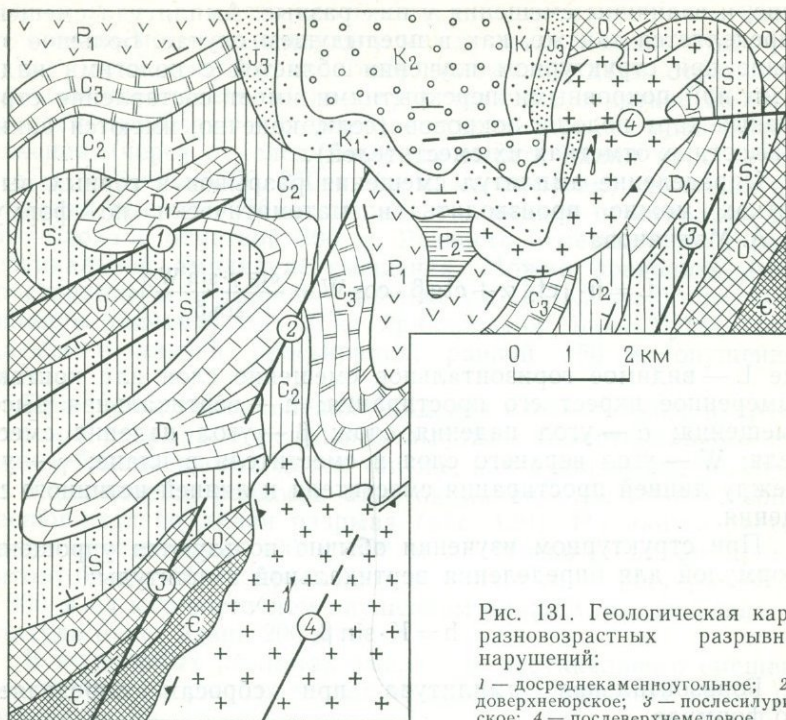


Рис. 131. Геологическая карта разновозрастных разрывных нарушений:

1 — досреднекаменноугольное; 2 — доверхнеюрское; 3 — послесилурийское; 4 — послеверхнемеловое

Если определить возраст разрывного нарушения на изучаемом участке невозможно, то необходимо установить возраст аналогичных разломов в соседних районах. Например, разломы секут в одном районе общую складчатую систему (от пород С до Р), а в соседнем районе прослеживаются такие кулисообразные разломы, но пересекающие трансгрессивно налегающие более молодые породы ($J_1 + J_2$), но породы K_1 и K_2 они не пересекают, следовательно, возраст этих разрывов можно условно считать верхнеюрским (J_3).

Иногда возраст разрывных нарушений удается установить по возрасту базальных конгломератов или осадочных брекчий, перекрывающих разрывы и содержащих обломки милонитов, тектонических брекчий, окварцованных, кремнистых раздробленных пород, линз скольжения, дайковых пород и т. п., из зон разлома.

Определение абсолютного возраста тектонитов из зоны дробления и перетирания пород по сместителю дает возможность более или менее точно установить возраст разрывных нарушений, но следы самых последних обновленных подвижек по разрывам могут быть приняты за начальные нарушения. Наиболее показательным признаком обновления движений по раз-

ломам является различная величина смещения пород структурных этажей по одному и тому же разлому. В этих случаях приходится учитывать возможность смены знаков движения блоков по времени.

Величину горизонтального смещения в пологих и покровных надвигах установить по отдельным обнажениям обычно невозможно. Покровы с небольшими амплитудами горизонтального смещения устанавливаются при средне- и крупномасштабном картировании, а тектонические покровы шарьяжного типа и амплитуды их смещения — при изучении значительных территорий с прослеживанием залегания и границ пород, изменения фаций и формаций и проведения анализа соотношений пород аллохтона и автохтона. Амплитуда горизонтального смещения покровов иногда хорошо устанавливается по аэрофотоснимкам и космическим снимкам.

Раздел четвертый

ФОРМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТЕЛ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Глава XI

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Магматические, или изверженные, горные породы занимают важное место среди пород земной коры. С ними связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых. Поэтому структурно-геологическое изучение магматических пород как интрузивного, так и эффузивного происхождения имеет большое теоретическое и практическое значение. Но без основательного знания петрографии и петрологии невозможно проводить их структурно-тектоническое изучение и картирование.

Структурно-тектонический анализ магматических горных пород особенно необходим для выявления внутреннего строения каждого в отдельности магматического тела, механизма его образования и установления соотношений с вмещающими породами. Идеи о единстве магматизма, тектоники и процессов рудообразования сейчас все больше и больше подтверждаются. До сих пор на некоторых даже детальных современных геологических картах наряду с подробным структурно-стратиграфическим расчленением слонстых толщ интрузивные и эффузивные породы показывают бесструктурными, без расшифровки внутренней тектоники массивов.

Основы структурно-тектонического анализа были разработаны немецким геологом Г. Клоосом и А. А. Полкановым, который подчеркнул важность изучения трещиноватости магматических пород, ориентировки составляющих породу элементов и формирования внутренней структуры массивов в зависимости от внешней динамической обстановки и движения магматического расплава. Прочно входят в практику структурно-геологических исследований учение о фациях и формациях магматических горных пород и геофизические методы. Применение структурно-тектонического анализа в комплексе с другими методами явится продуктивным тогда, когда «все изучение структур будет осуществляться идеей о движениях, порождающих эти структуры или наложивших на них свои следы» (А. Н. Заварицкий).

Магматическая деятельность в земной коре проявляется весьма разнообразно: в форме расплава, поднимающегося по ослабленным зонам в более высокие горизонты Земли, проплавляя или раздвигая вмещающие породы, в форме метасоматических преобразований горных пород без перехода их в расплав, в форме выдавливаемых, полуостывших и вязких масс, создающих активную механическую или взрывную работу, и в форме изливающихся или выбрасываемых с силой лавовых масс на поверхность Земли. Магматическая деятельность, связанная с поднятием магмы с глубины и ее внедрением, называется *интрузивной*. Необходимо различать *интрузию* — процесс внедрения и *интрузив* — это тело, массив, плутон. Магматическая деятельность, при которой лавы изливаются на поверхность или выбрасываются в атмосферу в распыленном состоянии, называется *эффузивной*, или *вулканической, деятельностью*. Точно так же, *эффузия* — это процесс, а тела, формы тел изливавшихся горных пород — это эффузивы.

В последнее время среди магматических образований стали выделять промежуточные, или переходные между интрузивными и эффузивными образования, которые называют *субвулканическими*. Ранее в петрографии определенно выделялись два типа интрузивных пород: глубинные (абиссальные) и надглубинные (гипабиссальные). В настоящее время такое деление не всегда оправдывается, так как породы с типичными глубинными признаками часто оказываются малоглубинными образованиями.

По мнению многих исследователей, родоначальные магмы, из которых выделяются ювенильные газы и растворы, располагаются на значительной глубине, выше которой возникают вторичные магматические очаги. Гранитоидные породы глубинного типа считаются образованиями глубин порядка 5—10 км и более, тогда как ультраосновные и основные магмы поднимаются из мантии с глубины десятков, а возможно, и первых сот километров. Разнообразие магматических горных пород обусловлено эволюцией одной или нескольких материнских исходных магм.

Становление магматических тел, несомненно, происходит на различных глубинах. По данным многих исследователей, крупные тела — *плутоны*, образуются на небольших глубинах (первые километры), тогда как по структурным признакам — составу пород и формам выхода массивов на поверхность — они должны были бы относиться к сверхглубинным образованиям. Известно, что скорость охлаждения магмы определяется не столько глубиной, сколько наличием летучих, давлением, размерами тела и формой вмещалища, экранирующими свойствами вмещающих пород, уже остывшими, затвердевшими частями массива и мощностью зоны закала. Наличие летучих в магме понижает точку плавления составляющих ее компонентов. Раз-

личные условия и стадии остывания магмы обуславливают и различную ее вязкость, а последнее является очень важным динамическим фактором внедрения. Подъем магмы с глубины обычно происходит тогда, когда давление магмы значительно превышает сопротивление вмещающей среды.

Вязкость лавы является первопричиной образования эффузивных массивов различной формы. Известно, что вязкость лавы зависит в первую очередь от ее состава (кислотности) и температуры. Минеральный и химический состав магматических горных пород, их структура и текстура отображают условия образования. Поэтому при структурно-тектоническом изучении магматических тел большое значение имеет правильное определение их состава. Не меньшее значение имеют *структуры и текстуры*. Обычно считается, что кристаллические равномернозернистые породы образовались в одну фазу остывания расплава, тогда как породы порфировидные — в результате двух или нескольких фаз кристаллизации. Стекловатое строение изверженных горных пород свидетельствует о их быстром остывании и преимущественно поверхностном образовании. Полнокристаллическое строение может иметь порода как интрузивного, так и эффузивного происхождения. Как правило, в порфировидных породах последующие фазы с более быстрым остыванием расплава должны характеризоваться меньшей зернистостью основной массы породы. Порфировая структура эффузивной породы может быть принята нередко за порфировидную, если основная стекловатая масса такой породы была раскристаллизована. Это может привести к неправильным выводам о среде и истории их образования.

Для установления генезиса изверженных пород большое значение имеет изучение их текстурных особенностей. Однородная, шпировая, такситовая, полосатая флюидная текстуры указывают на условия кристаллизации или на затвердевание расплава в излившемся состоянии. Полосатость и флюидальность с параллельной ориентировкой вытянутых кристаллов могут быть обусловлены или ламинарным движением — течением магмы, или действием ориентированного давления, оказываемого на магму в моменты ее кристаллизации. Пористые, или дырчатые, текстуры встречаются исключительно в субвулканических или жерловых фациях. В эффузивных породах простые, дырчатые, пузыристые, вспененные, шлаковые текстуры встречаются довольно часто, особенно в поверхностных частях эффузивов. Поры и пустоты от газов в эффузивных породах могут быть выполнены вторичными минералами (миндалинами), по которым устанавливаются первичное и нарушенное положение потоков и покровов. Брекчиевидно-агломератовые текстуры поверхностных частей лавового потока, автолиты интрузивных пород, возникающие на контактах повторных внедрений магмы в уже затвердевший панцирь массива — все это ха-

рактерные структурные признаки отдельных частей магматических тел.

Большое значение в структурном изучении тел магматических пород имеет выделение разных типов пород по содержанию в них аксессуарных минералов и микроэлементов. Это позволяет устанавливать связь между разрозненными выходами, особенно при установлении комагматичности (одновозрастная взаимосвязанность) интрузивных и эффузивных пород. Имеется много случаев, когда за магматические граниты (гранитоиды) принимают метасоматические образования, возникшие за счет изменения осадочных пород. Дайковые и субвулканические образования нередко сходны с характерными эффузивными породами, особенно с внутренними частями покровов и потоков.

Для выяснения последовательности формирования магматических тел большое значение имеет изучение соотношений различных типов пород внутри тел и особенно расположение и порядок образования даек и жил, поскольку по дайковым образованиям устанавливаются изменения состава магмы. Важную роль при структурно-тектоническом анализе имеет изучение пегматитовых образований, которые формируются на глубине до 10 км. Особенно важно установить переходы интрузивных образований в эффузивные в neckовых и жерловых частях субвулканических пород и в экструзиях.

Эффузивные образования разного возраста очень широко распространены и играют большую роль в структурах земной коры, достигая в разрезах многокилометровой мощности. Каналами, по которым они внедрились, были различные разломы.

При структурном изучении лавовых, пирокластических и смешанных образований важно выделить отдельные покровы, потоки и слои туфогенных отложений, указывающие на прерывность вулканических процессов, выделить переработанные под воздействием фумарол пирокластические отложения, так называемые *игнимбриты*, имеющие флюидално-полосчатое строение и принимаемые иногда за лавовые породы. Все эти факторы образования и преобразования магматических пород и вулкано-генных толщ необходимо учитывать при структурном анализе, поскольку в первоначальном своем состоянии и залегании они встречаются редко, особенно среди древних образований.

Установление природы контактовых соотношений магматической массы с вмещающими породами при структурном анализе имеет основное значение для выяснения формы и происхождения интрузивов и эффузивов. Нередко их контакты с вмещающими породами не заметны. Особенно нерезкие границы наблюдаются между метасоматически измененными породами и породами, возникшими в результате гранитизации вмещающих образований.

Контактные поверхности и контактовые зоны бывают различными (рис. 132). Среди них выделяются *резкие контакты* (1)

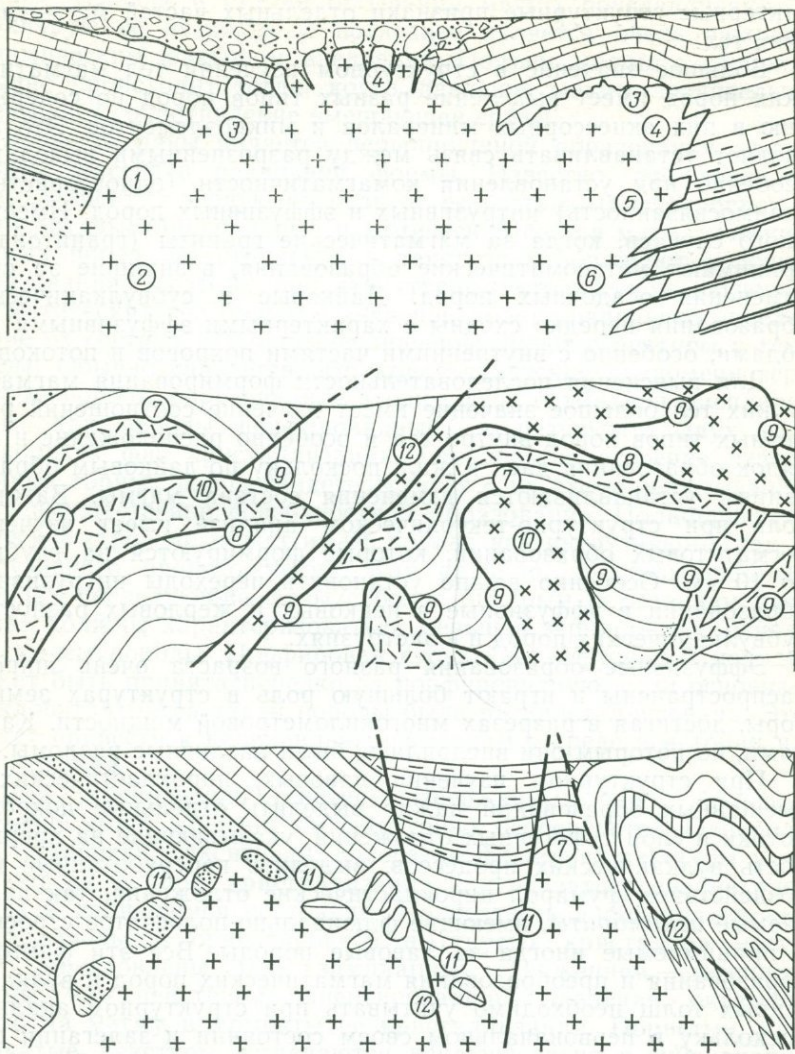


Рис. 132. Типы контактов магматических пород с вмещающими слоями:
 1 — резкие; 2 — незаметные; 3 — извилистые; 4 — угловатые; 5 — глыбовые; 6 — клиновидные; 7 — согласные; 8 — несогласные; 9 — секущие; 10 — смешанные; 11 — магматически активные; 12 — тектонические

с четкими переходами между породами и незаметные контакты (2) с постепенными переходами одних пород в другие. Резкие отчетливые контактовые поверхности могут быть ровными, извилистыми (3), зубчатыми, угловатыми (4), глыбовыми (5) и

клиновидно-апофизными (6). Постепенные переходы могут происходить через полосчатые зоны (последовательно инъецированные) или через породы без смены внешних структурных признаков. Изверженные породы в покрывающие могут переходить постепенно через зону выветрелых глыбовых, щебенчатых и дресвяных образований. Выделяются следующие разновидности контактов: *интрузивные, метасоматические, стратиграфические, тектонические, первичные и переработанные.*

Контакты изверженных пород могут быть *согласными, несогласными и секущими.* Согласные контакты характеризуются параллельным расположением поверхности контактирования изверженных пород со слоями вмещающих, покрывающих или подстилающих пород (7). Несогласные контакты имеют непараллельное расположение поверхности магматических тел, а под углом — на срезанной поверхности подстилающих пород (8). Секущие (9), или дискордантные, контакты у интрузивных и субвулканических тел характеризуются прорывом слоев вмещающих пород магмой, а в массе эффузивов — срезанием одного потока или покрова другим (верхним). Интрузивные массивы в разных своих частях обладают различными контактирующими поверхностями. Они могут быть *магматически активными* (11) с температурным и химическим воздействием на вмещающие породы. По активному эндоконтакту иногда наблюдаются значительные преобразования самих магматических пород. Активные контакты обычно нерезкие. *Механически активные контакты* без температурного и химического воздействия могут быть резкими или незаметными. Магма раздвигает стенки резервуара или канала, разрывает вмещающие породы, снимает их, развальцовывает, катаклазирует, брекчирует и превращает в милониты, образует зеркала скольжения. Особенно четкие механически активные интрузивные контакты наблюдаются в телах малого размера. *Неактивные контакты* — это обычно резкие, четкие контакты, без каких-либо изменений вмещающих пород.

На контактах активного замещения наблюдаются ксенолиты и блоки вмещающих пород, в той или иной степени подверженные изменению, оплавлению часто без нарушения их первоначального положения. Резкие контакты встречаются в гранитизированных массивах при наличии экранирующих слоев кровли. Эффузивные и пирокластические породы могут иметь различные контакты с подстилающими и покрывающими породами, присущие осадочным горным породам: согласное и несогласное облекание, прислонение, прилегание и другие контакты.

Образование *тектонических контактов* обусловлено сопряжением двух магматических блоков пород по поверхности разрыва и скольжения (12). Тектонические контакты могут располагаться как на поверхности интрузивного тела, так и внутри

массива и бывают очень похожи на механические контакты повторных интрузий.

Эндоконтактовые изменения магматических пород интрузивных тел и мощных эффузивных толщ разнообразны. В краевых фациях интрузивов обычным изменением является закалка пород. Мощность зоны закала зависит от состава и температуры магмы, от условий ее остывания. В интрузивных массивах *краевые оторочки закала* бывают сложены тонкозернисто-кристаллическими или скрытокристаллическими породами, переходящими внутри массива в порфириовидные и равномерно-зернистые породы. Отщепления в виде даек и апофиз от массивов сходны с породами краевых зон. Зоны закала отмечаются в дайках, силлах, в мощных потоках и покровах. Граниты и другие подобные им породы в контактовых зонах часто приобретают полосчатость, напоминая гнейсовое строение, и содержат ксенолиты и шлиры. Породы повторных внедрений, имея четкие контакты, также обладают небольшой коркой закала. В эндоконтактовой зоне повторных внедрений нередко встречаются ксенолиты и характерные *автолитовые образования*, состоящие из оплавленных с корками закала обломков магматических пород основного массива. *Шлиры* краевой зоны по своей форме бывают круглыми, эллипсоидальными, вытянутыми и ленточными.

В результате ассимиляции магмой вмещающих пород в краевой части интрузива нередко наблюдаются иные по составу (гибридные) породы, чем в его основной части. Так, например, преобразование гранитов в адаметлиты — тоналиты — кварцевые диориты — диориты — габбро-диориты и даже габбро, по В. С. Коптеву-Дворникову, считается обычным. По типу контактового метаморфического ореола и его положению можно до некоторой степени судить о форме интрузива и его природе. В нависающих контактах даже активного интрузива наблюдаются незначительные метаморфические преобразования вмещающих пород, тогда как над апикальными пологонаклонными контактами они прослеживаются в виде мощного ореола. Контактные изменения вокруг крупных активных интрузивов наблюдаются на расстоянии 2—3 км и более. Мощные и разнообразные по составу зоны контактовых ореолов связаны с образованиями главным образом крупных тел, тогда как интрузивы умеренных глубин окружены маломощными ореолами. Ультраметаморфические преобразования (мигматизация) или метасоматоз на больших глубинах приводят к формированию характерных как бы переслаивающихся полосчатых контактов или к очень сильному изменению вмещающих пород. Серпентинизирующиеся ультраосновные породы в результате увеличения своего объема при метаморфизме могут выжиматься по разломам и создавать межформационные раздели, затушевывая свои первоначальные контакты.

§ 1. Анализ строения магматических тел

Проникновение магматического расплава к поверхности Земли всегда связано с движением в направлении наименьших относительных сопротивлений, т. е. в направлении большей проницаемости. Для того чтобы восстановить процесс образования магматического тела, необходимо выявить признаки движения расплава. Следы движения материала в интрузивных и эффузивных массивах проявляются в виде комплекса признаков, возникающих при дифференциальном движении расплава, вращении выкристаллизовавшихся твердых частиц и обломков.

В первую стадию внедрения и остывания массива следы движения расплава проявляются в виде элементов *прототектоники* (ранняя внутренняя тектоника), а во вторую стадию — охлаждения (твердая фаза), образуются трещины и структуры разлома со смещениями. Изучение элементов внутренней тектоники с целью восстановления механизма образования тел, относится к *основам структурного тектонического анализа*. В его задачу входит также изучение общетектонической обстановки, в которой формировался интрузив, соотношений элементов внутренней тектоники с элементами геологической структуры и установление вторичных изменений, наложенных на первичный структурный план интрузива. Признаки движения магматического расплава в породах выражаются параллельными *директивными текстурами*. Параллельная ориентировка минералов и включений в магматических породах может быть представлена линейными, ленточными, цепочными или плоскостными формами.

Т. М. Дембо выделил четыре типа элементов ориентированного строения: текстурные — различный состав, зернистость, цвет; структурные — форма зерен, сrostки-агрегаты, сферолиты; механические — поверхности разрыва, сланцеватость; кристаллографические — положение кристаллографических и оптических осей, плоскостей спайности, осей двойникования и др. По форме директивные элементы могут быть изометричными, удлинненными и удлинненно-утолщенными.

Линейные текстуры образуют кристаллы, ксенолиты и автолиты вытянутой формы, поры и пузырьки газовых выделений, нитевидные шлиры, а также цепочки изометричных кристаллов и включений (рис. 133, 1). *Линейные* текстуры фиксируют направление движения частично раскристаллизованного расплава. Лучше всего они наблюдаются в краевых зонах интрузивных тел и у поверхности лавовых потоков. В стекловатых породах линейность выражена нитевидными или червеобразными зигзагами и флюидальностью массы породы. С удалением от поверхностей торможения (контактов) или противоположно направленных потоков линейность стано-

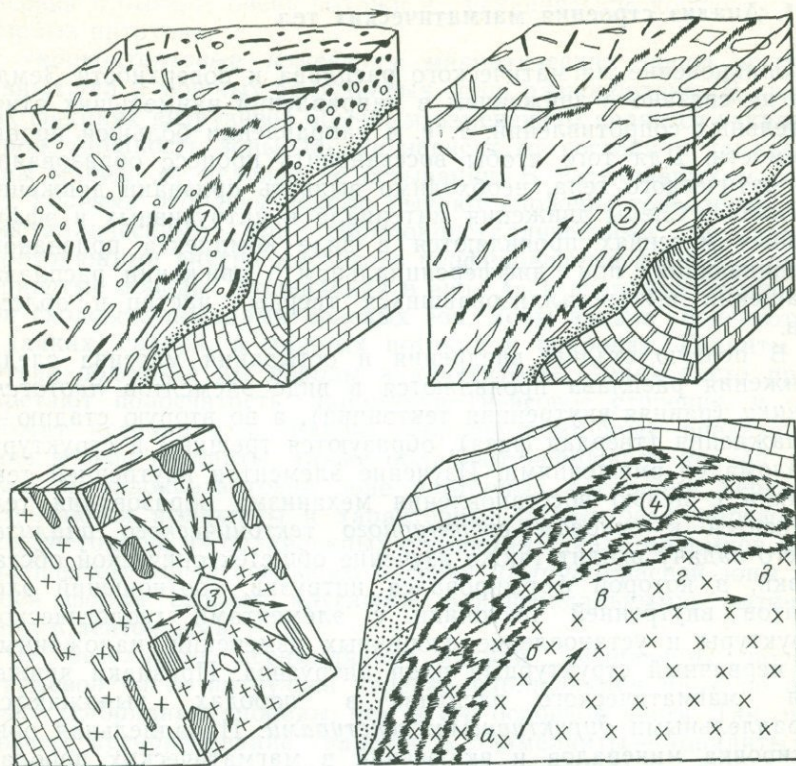


Рис. 133. Расположение линейных и плоскостных прототектонических элементов по отношению к контактовой поверхности магматического массива: 1 — линейные элементы; 2 — плоскостные элементы; 3 — возможное сочетание линейных (стрелки) и плоскостных элементов; 4 — шлировые текстуры; а—д — стадии преобразования линейных шлиров в кольцевые

вится менее заметной, еще далее — плохо заметной, а затем исчезает.

Плоскостные текстуры во многих изверженных горных породах, особенно в краевых частях массивов, придают породам ложную слоистость или полосчатость. Обусловлены они текстурными и структурными особенностями пород (2). Особенно хорошо параллельную и сланцеватую текстуру породы подчеркивают такие плоскостные элементы, как листочки слюды, плоские таблитчатые кристаллы полевого шпата и плитчатые ксенолиты. Параллельная ориентировка плоскостных элементов возникает при дифференцированном ламинарном движении магмы, а также в полураскристаллизовавшемся состоянии. Ориентировка плоскостных элементов в расплаве указывает на положение той плоскости или поверхности (контакта,

стенки резервуара, встречного потока), параллельно которой происходило локальное движение и торможение расплава. Плоскостные элементы не показывают направление перемещения расплава (3), а плоские, волнистые, овальные, шлировые включения позволяют восстанавливать только положение плоскости движения (4).

Лучшими признаками направления движения расплава и расположения поверхности массива служат сочетания линейных и плоскостных текстур. Линейные элементы показывают направление движения расплава, а плоские — положение поверхности массива. Линейные текстуры обычно прослеживаются в более удаленных частях массива.

Первичная трещиноватость в магматических горных породах образуется во вторую стадию развития интрузивов. Затвердевание расплава в результате остывания происходит постепенно и начинается обычно с краев резервуара, а заканчивается во внутренних его частях. В том же направлении образуются и первичные контракционные трещины. Однако первичная трещиноватость может затушевываться наложенными, или вторичными, разломами от повторных внедрений магмы и внешних тектонических воздействий или при выветривании пород. Вторичные трещины могут пересекать внутренние и краевые части интрузива, а также вмещающие породы. Среди первичных трещин обычно различают системы из трех главных рядов трещин: пластовых, поперечных и продольных. Г. Клоосом эти ряды трещин соответственно были названы трещинами — *L* (*Lager*), *Q* (*Quverk*) и *S* (*Spaltung*) (рис. 134, а, б).

Пластовые трещины, или трещины параллельно-контактной отдельности, возникают в результате отрыва при сокращении объема изверженной массы при ее остывании; они располагаются параллельно первичной поверхности массива и совпадают с расположением плоскостных прототектонических элементов. В гранитах и гранитоидах пластовая трещиноватость способствует образованию матрацевидной отдельности (рис. 135). В центральных частях тел эти трещины проявляются слабо или отсутствуют совсем.

Поперечные трещины изверженных горных пород располагаются параллельными длинными рядами перпендикулярно к первичным линейным текстурам и образуются в результате отрыва при контракции внешней части изверженного тела. По поперечным трещинам внедряются дайки и апофизы из остаточного расплава резервуара. Пересекая линейные и плоскостные текстуры, поперечные трещины имеют более грубые, зернистые, шероховатые поверхности. Эти трещины являются поперечными по отношению к оси удлинения интрузивного массива или вулканического потока и нередко имеют веерообразное, концентрическое или радиальное расположение. По поперечным трещинам и директивным текстурам можно

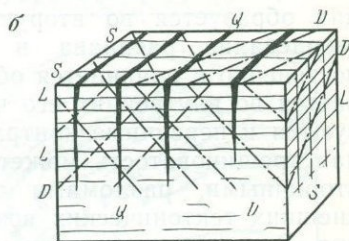
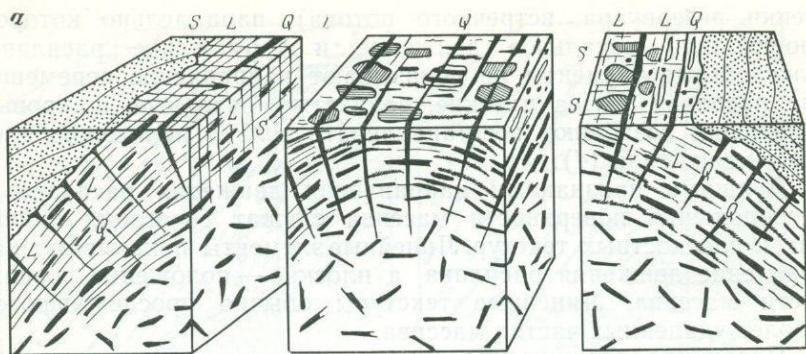


Рис. 134. Расположение первичных трещин (S, L, Q) в интрузивных породах:

а — в своде тела; б — в блоке в сочетании с диагональными трещинами (D)



Рис. 135. Главные первичные трещины в обнажении сиенитов Кольского полуострова

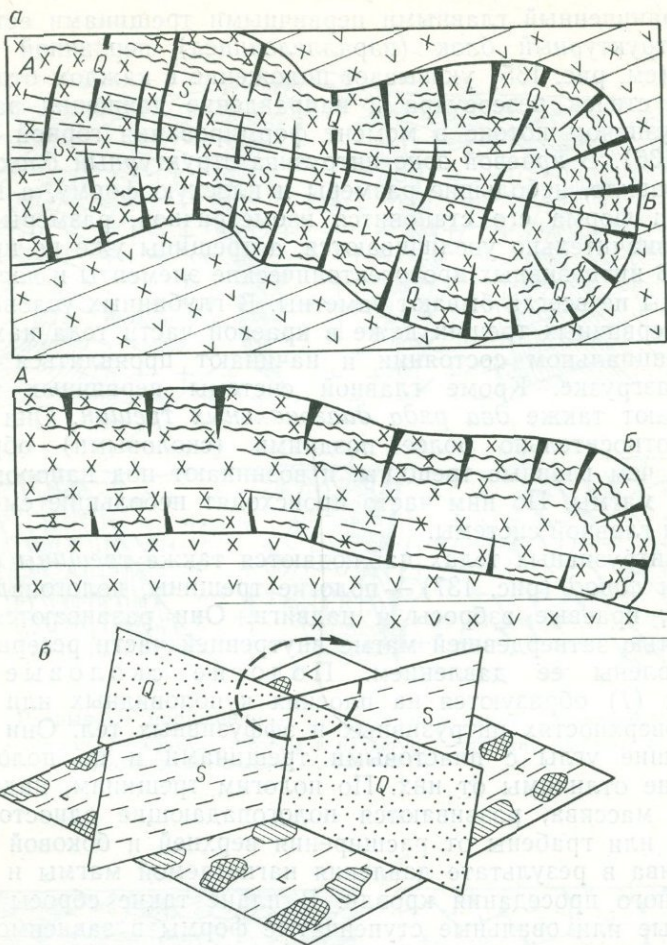


Рис. 136. Расположение первичных трещин (L, Q, S):

а — в эффузивном потоке (в плане и разрезе); б — соотношение линейных и плоскостных прототектонических элементов и первичных трещин

определить положение контактовой поверхности интрузивов и отличить подвернутые контакты от нормально падающих.

Продольные трещины по простиранию совпадают с ориентировкой линейных текстур. Плоскости отдельности их обычно перпендикулярны к плоскостям пластовых и поперечных трещин и пересекают плоскостные текстуры. Продольные трещины тонкие, скрытые и с гладкими стенками обладают небольшой протяженностью. По отношению к контакту и поверхности массива они перпендикулярны, но с разным падением.

Ограниченный главными первичными трещинами естественный структурный блок (параллелепипед) первичной отдельности (см. рис. 135) указывает положение в каждом отдельном случае стенок резервуара и направление движения расплава в эффузивном потоке в момент формирования горной породы (рис. 136). В краевой зоне интрузива структурный блок имеет, как правило, небольшие размеры и плоскую форму, а в глубь массива форма его становится изометричной, размеры постепенно значительно увеличиваются, а трещины уже не проявляются. В интрузивных прототектонические элементы и первичные трещины не всегда бывают заметны. В глубинных условиях все типы первичных трещин даже в краевой части тела находятся в потенциальном состоянии и начинают проявляться только при разгрузке. Кроме главной системы первичных трещин возникают также *два ряда диагональных трещин*. Они считаются относительно более поздними (сколовыми) образованиями, чем главные трещины, и возникают под напором остаточной магмы. По ним часто происходят небольшие смещения трещин главной системы.

В интрузивных телах наблюдаются также *трещины со смещением пород* (рис. 137) — пологие трещины, пологопадающие сбросы, краевые взбросы и надвиги. Они развиваются в не полностью затвердевшей магме внутренней части резервуара и обусловлены ее давлением. Пологие сколовые трещины (1) образуются на плоских куполовидных или сводовых поверхностях интрузивных и эффузивных тел. Они имеют небольшие углы с пластовыми трещинами и по положению почти не отличимы от них. По пологим трещинам, падающим внутрь массива, развиваются пологопадающие односторонние сбросы или грабены от расширения верхней и боковой частей интрузива в результате давления нагнетаемой магмы и гравитационного проседания кровли. В плане такие сбросы имеют линейные или овальные ступенчатые формы в зависимости от формы тела.

Краевые (боковые) трещины скола располагаются в интрузивах на крутых боковых стенках или на подвернутых контактах, наклоненных внутрь интрузива. Образование их также связано с боковым напором расплава и расширением резервуара в его верхней части. По краевым трещинам образуются краевые взбросы и надвиги, отличающиеся друг от друга лишь крутизной наклона поверхностей смещения (2). Протяженность их в глубь массива свидетельствует о толщине жесткого панциря интрузива, который разламывался. По поверхностям скола могли образовываться катаклазиты, брекчии и милониты, в апикальной части тела — грабенообразные проседания (3).

Повторное выдавливание неотвердевшего расплава (4) приводит к прорыву им внешнего образовавшегося панциря и фор-

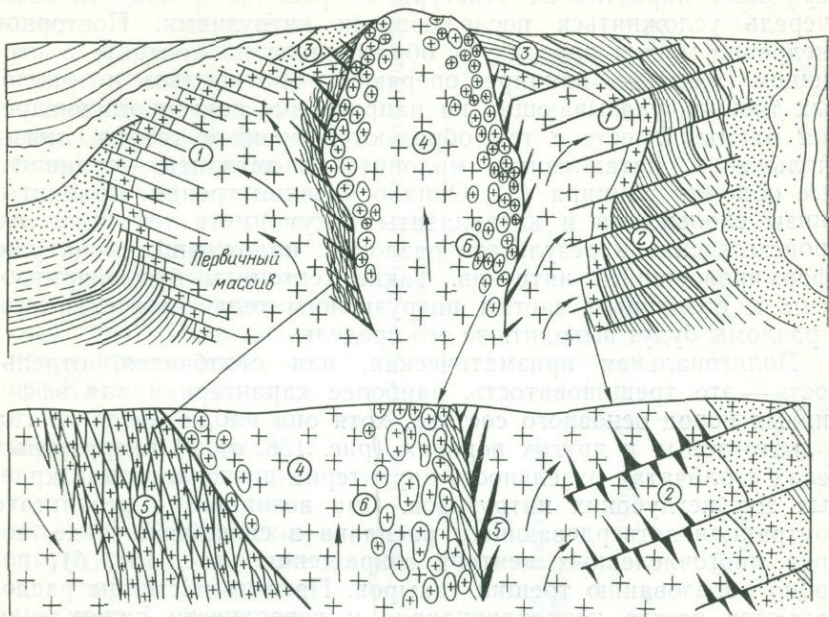


Рис. 137. Разрывные нарушения в краевых и верхних частях интрузивов: 1 — пологие сбросы; 2 — краевые взбросы и надвиги; 3 — плоские грабежи; 4 — повторный интрузив; 5 — линзовидные брекчии; 6 — автолиты

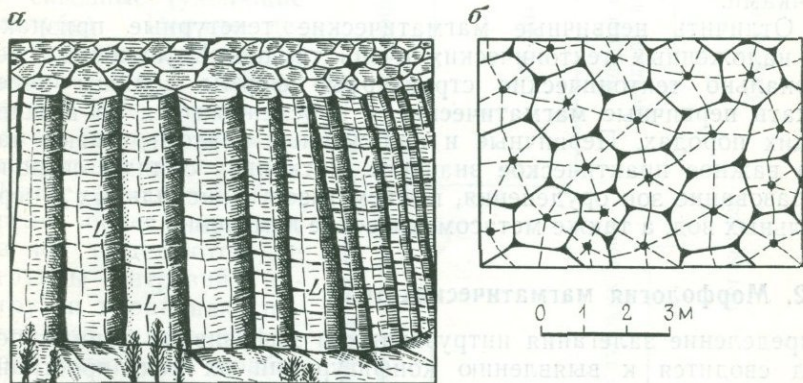


Рис. 138. Полигональная столбчатая отдельность базальтов:

а — общий вид покрова; б — отдельность в плане

мированию вторичных интрузивов, которые приобретают также первичные директивные текстуры и трещины и могут в свою очередь усложняться последующими интрузиями. Повторное внедрение магмы приводит к образованию на контакте в первичном жестком панцире оперяющих — открытых и сколовых трещин, указывающих на направление повторного внедрения магмы. Вместе с тем образуются брекчии трения, линзы скольжения, катаклазиты, милониты и автолиты — сплавленные обломки панциря (5). Однако брекчии трения, милониты, линзы скольжения и катаклазиты могут иметь тектоническое происхождение в результате разломов, наложившихся на уже сформировавшийся интрузив. Такие тектониты будут приурочены к различным частям интрузивного тела, пересекая его, а разломы будут выходить за его пределы.

Полигональная призматическая, или столбчатая, отдельность — это трещиноватость, наиболее характерная для эффузивных пород основного состава, хотя она наблюдается иногда в андезитовых и других породах (рис. 138, а). В интрузивных телах столбчатая отдельность характерна для силлов или краевых зон неглубоких интрузивов. Она возникает в результате контракции затвердевающего расплава в спокойной среде, вокруг многочисленных центров сокращения (рис. 138, б), подобно образованию трещин такыров. Призмы и столбы располагаются всегда перпендикулярно к поверхности охлаждения расплава. Призмы столбчатой отдельности в эффузивах разбиваются на отдельные «шашки» или «чурбаки» пластовыми трещинами. Полигонная трещиноватость встречается также и в дайках, располагаясь перпендикулярно к их стенкам. В necks и куполах призмы располагаются радиально-лучистыми пучками.

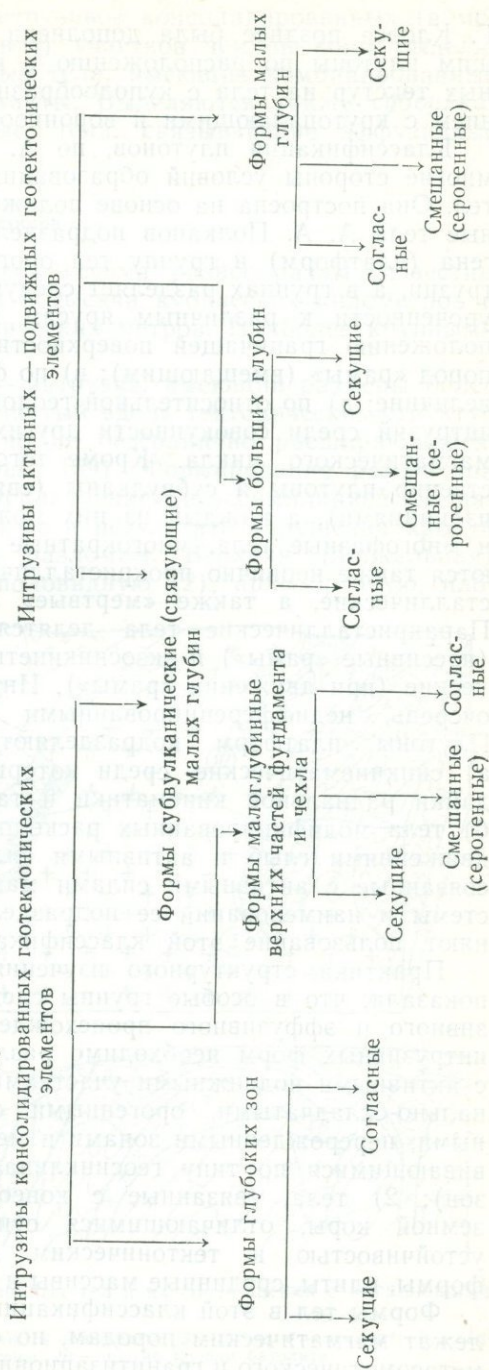
Отличить первичные магматические текстурные признаки от наложенных тектонических очень трудно. Наложённые регионально тектонические структурные формы должны пересекать первичные магматические и прослеживаться во вмещающих породах. Первичные и наложенные разломы имеют часто важное практическое значение, поскольку с ними связано образование зон оруденения, подъем газов, минеральных и термальных вод, а также метасоматические изменения.

§ 2. Морфология магматических тел

Определение залегания интрузивных и эффузивных горных пород сводится к выявлению конфигурации их тел, пространственного положения, соотношений с вмещающими или подстилающими породами, места в тектонической структуре земной коры. Установление формы магматических тел имеет большое практическое значение. Различные полезные ископаемые как магматического, так и постмагматического типа связаны

с определенными формами и частями интрузивных и эффузивных тел. Форма магматического массива обусловлена его генезисом. Определив форму тела, тем самым можно частично восстановить условия его образования. Существуют многочисленные классификации магматических тел. Разделение интрузивных форм, по Г. Клоосу, строилось в основном с учетом величины и формы тел в плане, внутренней тектоники и отношения тел к тектоническим структурам вмещающих пород. Интрузивные тела Г. Клоос называл плутонами. В классификации массивов, по Р. Дели, выделяются две группы форм: инжецированные и сквозные (уходящие вглубь). Первые делятся на согласные и несогласные интрузивы. Все формы делятся на простые, многократные и сложные. Классификация Г. Тирреля более простая, в ней выделяются две группы интрузий: интрузии в районах спокойного залегания пород и интрузии в районах сильной складчатости. Все формы тел делятся на согласные и несогласные. Классификация плутонов

Общая классификация интрузивных тел



Г. Клооса позднее была дополнена Р. Болком, подразделяющим плутоны по расположению в них линейных и плоскостных текстур на тела с куполообразным, сводообразным строением с крутопадающими и воронкообразными стенками.

Классификация плутонов, по А. А. Полканову, учитывает многие стороны условий образования и строения интрузивных тел. Она построена на основе положений Г. Клооса. Интрузивные тела А. А. Полканов подразделяет на группу тел кратогена (платформ) и группу тел орогена (подвижных зон) интрузии, а в группах разделяет следующим образом: а) по приуроченности к различным ярусам и типам структур; б) по положению граничащей поверхности интрузива к структурам пород «рамы» (вмещающим); в) по форме; г) по относительной величине; д) по относительной геологической значимости одних интрузий среди совокупности других типов одного и того же магматического цикла. Кроме того, тела делятся на собственно плутоны и субвулканы (связанные с поверхностными излияниями), а каждый из них может содержать однофазные и многофазные тела, многократные и сложные тела. Выделяются также первично прокристаллические и первично паракристаллические, а также «мертвые» и «оживленные» плутоны. Паракристаллические тела делятся на эндосинкинетические (пассивные «рамы») и экзосинкинетические, или пансинкинетические (при движении «рамы»). Интрузии могут быть, в свою очередь, недифференцированными и дифференцированными. Плутоны платформ подразделяются следующим образом: а) синкинематические, среди которых выделяются расколы — дайки радиальной кинематики и тангенциальной кинематики; б) тела модифицированных расколов с дифференцированными движениями глыб и активными силами магмы; в) интрузии, связанные с активными силами магмы. Сложность самой системы и наименований ее подразделений практически затрудняют пользование этой классификацией.

Практика структурного изучения магматических массивов показала, что в особые группы следует выделять тела интрузивного и эффузивного происхождения (см. таблицу). Среди интрузивных форм необходимо различать: 1) тела, связанные с активными подвижными участками земной коры (геосинклинально-складчатыми, орогенными областями, активизированными, перерожденными зонами и межгорными впадинами, развивающимися по типу геосинклиналей или активизированных зон); 2) тела, связанные с консолидированными участками земной коры, отличающимися относительной жесткостью и устойчивостью к тектоническим движениям (щиты, платформы, плиты, срединные массивы и др.).

Формы тел в этой классификации преимущественно принадлежат магматическим породам, но отчасти могут быть так же метасоматического и гранитизационного происхождения.

Среди *надглубинных* интрузивов консолидированных (в моменты образования массивов) участков земной коры выделяются смешанные *серогенные* тела, имеющие комбинированные согласные и секущие контакты. Выделяются также *субвулканические*, приповерхностные, тела, связывающие эффузивные формы с глубинными.

Формы секущих глубинных интрузивов

Размеры этих интрузивов весьма разнообразны: известны крупные массивы объемом в тысячи кубических километров и тела объемом в сотни кубических метров. Наиболее крупными из них являются батолиты.

Батолит, по Э. Зюссу, — интрузив, имеющий размеры более 100 — 200 км², обычно вытянутый вдоль тектонических структур и уходящий на глубину, но не безгранично расширяющийся, а сужающийся вглубь (рис. 139). Формирование резервуара обусловлено в основном расплавлением и ассимиляцией вмещающих пород магмой, а также в результате обрушения кровли и раздвигания пород по разломам. Верхняя (апикальная) часть батолитов имеет куполовидную (2), аркообразную, пло-

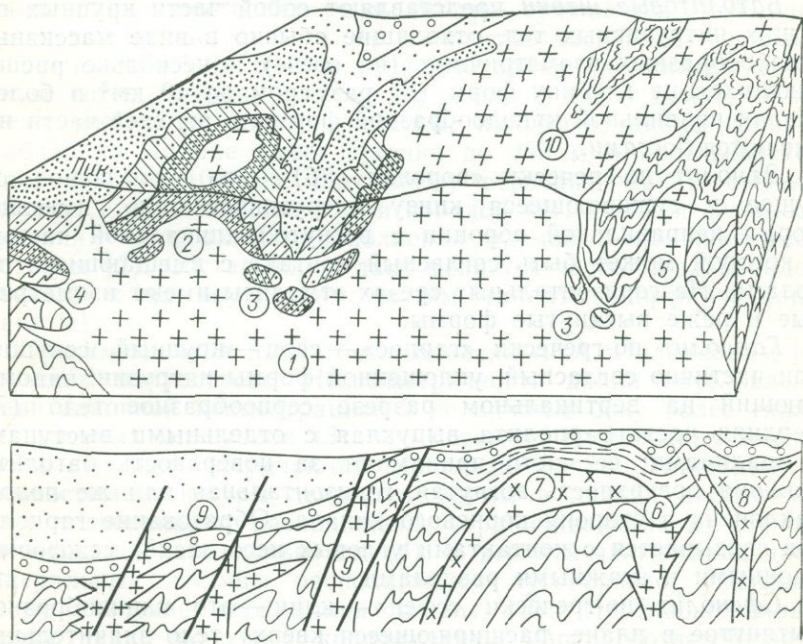


Рис. 139. Формы крупных интрузивных тел и их соотношения с вмещающими породами:

1 — батолит; 2 — купол; 3 — ксенолиты; 4 — апофизы; 5 — шток; 6 — этмолит; 7 — гарполит; 8 — сфенолит; 9 — раскол-плутоны; 10 — прогиб кровли батолита

скую форму или сложную форму с выступами и углублениями. Г. Клоос доказал, что батолиты представляют собой не только сквозные тела, но образования, частично согласные и сужающиеся на глубину. В. Эммонс выделил несколько уровней эрозионного среза батолитов (сверху вниз); криптобатолитовый, акробатолитовый, эпibatолитовый, эмбатолитовый, эндобатолитовый и гипобатолитовый. Батолиты нередко секут тектонические структуры и располагаются даже поперек их по разломам. Внутри магматических пород в прикровельной части батолитов часто встречаются ксенолиты разных размеров (3). Крупные гранитные тела могли образоваться в фундаменте или проточехле платформ по разломам. Гранито-гнейсовые купола могли возникать в результате гранитизации и метасоматической переработки вмещающих пород. На сводовой поверхности батолитов иногда формируются мощные гребневидные, шатрообразные или куполообразные надстройки второго порядка.

Апофизы — это крупные тела клинообразной формы, отходящие в стороны от основного интрузива. Апофизы могут иметь ложно согласное, согласное и секущее положение по отношению к слоям вмещающих пород (4).

Батолитовые штоки представляют собой части крупных секущих интрузивных тел, отходящие обычно в виде массивных столбообразных изометричных (на срезе) и несколько расширяющихся на глубину форм (5) размером до 10 км² и более. Штоки правильной куполообразной формы в верхней части называются *боссами*.

Этмолит по-гречески «воронка» (6) — это несогласное, секущее и суживающееся книзу интрузивное тело, имеющее форму неправильной воронки с вогнутой апикальной частью, у которой может быть согласный контакт с вмещающими породами. На горизонтальных срезах этмолиты имеют изометричные и реже вытянутые формы.

Гарполит по-гречески «гарпос» — серп — крупный, секущий, или частично согласный, уплощенной формы интрузив, напоминающий на вертикальном разрезе серпообразное тело (7). Верхняя часть гарполита выпуклая с отдельными выступами и впадинами; ее часто принимают за поверхность батолита. Нижняя поверхность вогнутая, горизонтальная или же полого наклонена в сторону корневого канала. Образование гарполитов связывается с контактами угловых несогласий, межформационными и этажными разделами.

Сфенолит по-гречески «сфен» — клин — это клинообразное, вытянутое в плане, расширяющееся кверху тело значительных размеров, соизмеримое с батолитовыми куполами, секущей и частично согласной формы. Возникает оно в результате движения магмы по ослабленным зонам, разламывающей, раздвигающей и опрокидывающей блоки вмещающих пород (8).

К особому типу секущих глубинных трещинных массивов (консолидированных участков земной коры) относятся *раскол-плутоны* (9) (по А. А. Полканову). Это клиновидные, суживающиеся кверху тела большого размера с апофизами и мигматитовым строением.

Неопределенной формы интрузивные тела называются *хонолитами* или *аморфе* (бесформенный). По своим размерам хонолиты сравнимы с этмолитами, штоками и сфенолитами.

Среди несогласных интрузивных тел, особенно в гипабиссальных и субвулканических условиях, наиболее характерны дайки различной формы и размера.

Дайка — это трещина в горных породах, заполненная магматической массой (рис. 140). Под дайками понимают несогласные, плоской формы секущие тела, имеющие вертикальное или крутое падение. Неправильно называть дайки жилами. Например, жила гранита.

Жилами именуется трещины, заполненные минеральной массой, связанной с выделением газовых возгонов и растворов из магмы (жилы кварца, кальцита и т. п.), или минеральной массой, выпавшей из подземных вод. Длина даек во много раз превышает их мощность (толщину), но на концах по простиранию дайка постепенно или быстро суживается, выклинивается или срезается. Большое количество даек имеет среднюю мощность от 0,5 до 5—6 м. Мощные дайки (несколько десятков и сотен метров) в природе редки. В длину дайки также имеют весьма различные размеры, например, дайка габбро-диабазы на Алдане имеет ширину до 250 м и протягивается более чем на 100 км. По своему строению дайки бывают *простые*, т. е. сложенные одной породой (1), и дайки *сложного* строения — многоактного заполнения магмой с изменяющимся составом (2). Состав пород даек меняется часто от зальбандов (стенок) к их внутренним частям (аплиты, порфирированные граниты).

Несимметричная дайка была описана А. А. Полкановым на Кольском полуострове. Несимметричность дайки обусловлена гравитационной концентрацией в ее нижнем боку более тяжелых цветных минералов (3). Симметрично построенные *многократные* дайки встречаются довольно редко. Линейные и плоскостные текстуры движения магмы в дайках иногда хорошо подчеркивают расположение ограничивающих их стенок, ориентируясь параллельно им (4). В верхней части таких даек минеральные частицы располагаются дугообразно, указывая на направление выжимания магмы (5). Противоположные стенки дайки по своей конфигурации могут соответствовать друг другу (6) или быть разными (трещины скола). В дайках, образовавшихся по поверхностям разрывов со смещением пород, нередко прослеживаются ксенолиты, брекчии или глинки трения. *Четковидные* дайки в плане прерываются, выклинива-

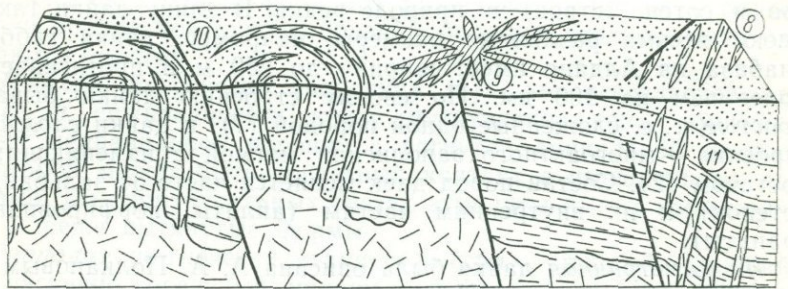
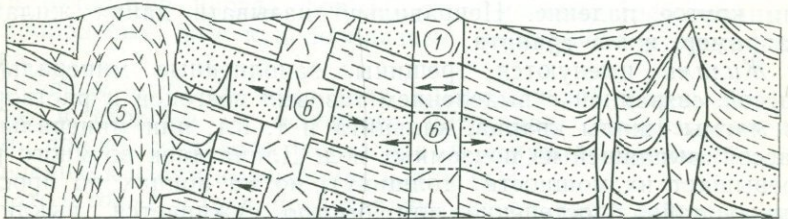
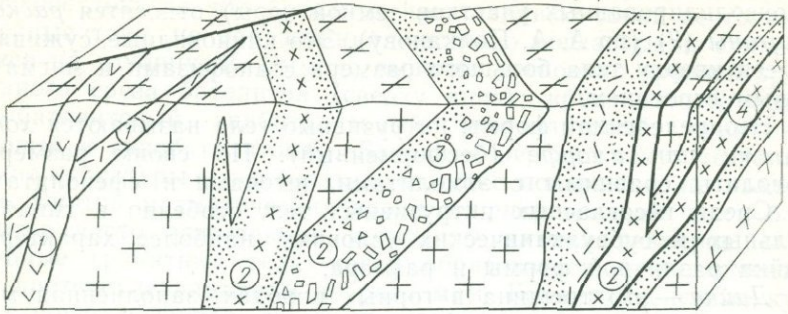


Рис. 140. Различные типы даек:

1 — одноактные сплошные; 2 — двукратные; 3 — несимметричные; 4 — симметричные; 5 — одноактные внутренние дугообразные; 6 — раздвига; 7 — диапировые; 8 — ряд даек; 9 — радиальные; 10 — дугообразные (конические); 11 — оперяющие; 12 — цилиндрические

ются, и несколько отступив, снова появляются. Дайки могут разветвляться и образовывать согласные или секущие ответвления.

Обычно выделяют три типа даек: 1) дайки — корни эффузивов ранних стадий развития геосинклиналей, или дайки — корни силлов и других тел; 2) дайки — отщепления (дериваты) крупных интрузивов; 3) дайки, внешне не связанные с интрузивами и образующиеся в поздние этапы тектоно-магматиче-

ских циклов. Дайки магматических пород очень разнообразны по составу. Они многочисленны в начальной стадии развития геосинклиналей, в орогенную стадию они формируются в добатолитовой, батолитовой и послебатолитовой этапы. В послеорогенную стадию дайки возникают по разломам при глыбовых подвижках. Дайки могут пересекать крупные интрузивные тела, являясь их отщеплениями. Они также бывают связующими субвулканическими телами — корнями лавовых потоков, покровов и межпластовых интрузий, наконец, дайки могут представлять самостоятельные сквозьмагматические глубинные образования (по Ф. В. Шипулину).

Сочетание даек. Кроме одиночных даек (подобно трещинам) встречаются ряды (8) параллельных и субпараллельных даек, а также системы перекрещивающихся рядов даек. Ряды, состоящие из разновозрастных даек одинакового или различного состава, неодинаково ориентированных, но имеющих между собой постоянные соотношения в расположении (как и трещины), называются *системой даек*. Сочетания даек, располагающихся лучеобразно (9), по окружностям, дугообразными рядами (10), сигмоидально (но не параллельно) и т. п., называются *группами даек*. Дайки в плане, как и трещины образуют параллельные ряды, кулисообразные скопления или лучистые пучки. Нередко встречаются оперяющие дайки (11).

Дайки образуются по ослабленным линиям в условиях расхождения стенок трещин под напором расплава. Большое значение для изучения рудных месторождений имеет выделение дорудных, сингенетических (рудноносных) и послерудных даек. Под эпицентром группы радиальных (лучеобразных) даек обычно находится неглубоко расположенный интрузив, субвулканическое тело, жерловина или экструзивный шток.

Конические дайки представляют собой групповое сочетание концентрически расположенных в плане секущих даек, наклоненных в сторону одного центра схождения — фокуса. Сплошные по окружности конические дайки встречаются реже, обычно они составляют кулисы дугообразных тел и образуют в плане лотосовые формы. Краевые дайки конической группы имеют падение, близкое к 45° (угол скола), ближе к центру они меняют его на более крутое. В особый тип выделяются секущие цилиндрические, или кольцевые, дайки (12). Они могут иметь вертикальное падение или в сторону от центра. Радиус кривизны таких даек достигает 25 км при мощности каждой в отдельности в несколько сотен метров (до 1—1,5 км). Образование цилиндрических даек объясняется опусканием кровли пород в результате контракции интрузивной массы или формирования кальдер проседания у вулканов. При образовании цилиндрических разломов иногда происходит обширное излияние лавы в кальдере или формирование по ним штокообразных тел.

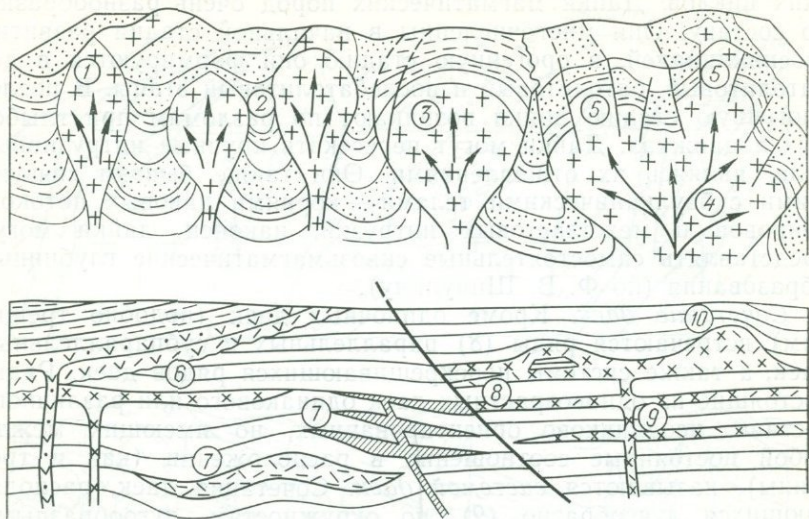


Рис. 141. Интрузивы с механически выработанными вместилищами.

Магматические диапиры: 1 — лофолит, 2 — хоамолит, 3 — сталагмолит, 4 — пигмолит, 5 — телескопные тела. Силлы: 6 — согласные и межформационные, 7 — линзовые чайкообразные и многоэтажные (флексурные), 8 — тупые, 9 — многоэтажные плитовые, 10 — хоматолит

Магматические диапиры (термин автора) образуются в полуглубинных условиях с проявлением механического (и редко термально-химического) воздействия магмы на вмещающие породы. Магма в полувязком состоянии, поднимаясь по ослабленным зонам, раздвигает стенки канала, приподнимает, оттесняет в стороны, дислоцирует вмещающие породы, отрывает глыбы, взбрасывает их и выработывает себе вместилище в форме перевернутой капли (рис. 141). Известно большое количество магматических тел диапирового характера.

Диапировые дайки представляют собой наиболее простые секущие формы диапировых интрузий, имеющих вид раздувшихся в стороны даек. Поперечник (мощность) диапировых даек с глубиной меняется, обычно он измеряется метрами, десятками и сотнями метров. В длину диапировые дайки обычно короткие: сотни метров и первые километры. Раздувы даек наблюдаются чаще всего в их средней части. Иногда диапировые дайки образуют цепочку линзовых тел.

Лофолиты (1) гребневидные формы являются раздувшимися вытянутыми диапировыми секущими телами, суживающимися на глубину. Гребень лофолита узкий, заостренный, продольно волнистый. Генетически лофолит представляет собой следующую стадию развития диапировой дайки при нагнетании магмы с глубины и механическом воздействии на

вмещающие породы. Контактные поверхности в верхней части тела падают в сторону от гребня, а в нижней подгибаются и наклонены в сторону лофолита.

Хоамолиты (бобовидные тела) — это более сложные диапировые массивы, имеющие в плане и поперечном разрезе бобовидную форму, с сильно раздувшимися боками (2). В верхней части они оканчиваются сводом или брахиформной поверхностью с подвернутыми сходящимися контактами, в нижней — переходят в обычные дайки. По размерам хоамолиты значительно превосходят гребневидные тела.

Диапировые штоки — изометричные в плане, куполообразно оканчивающиеся тела, возникающие на участках перекрещивания разломов и постепенно суживающиеся с глубиной. В поперечнике некоторые диапировые штоки достигают нескольких километров.

Сталагмолиты (3) — диапировые массивы, имеющие вид перевернутой капли, в верхней части куполовидные или пирамидальные; их крутые стенки сходятся на глубине. Размеры сталагмолитов в поперечнике достигают нескольких километров. Интенсивная дислоцированность вмещающих пород выше и вокруг сталагмолита позволяет отличить его от обычного штока.

Состав магматических диапиров как тел, образовавшихся из полуостывшей вязкой магмы, потерявшей проплавливающую способность, различен: граниты, гранит-порфиры, диориты (порфиновые), сиениты, нефелиновые сиениты и даже габбро-диабазы и диабазы. Наиболее распространенными являются гранитоиды. Обычно в краевой части массивов наблюдается тонкая корка закала, быстро сменяющаяся порфировидными, а во внутренних частях тел — равномернозернистыми породами. Внутри крупных магматических диапиров широко распространены секущие повторные диапировые внедрения той же магмы; они осложняют первоначальные формы, образуя так называемые пигмолиты (4) — кулакообразные массивы и телескопные тела (5). Повторные внедрения магмы из внутренних частей резервуара магматического диапира через краевую (уже отвердевшую оболочку интрузива) создают сложную каплеобразную диапировую форму, достигающую в поперечнике 10 км и более.

Во всех случаях границы повторных внедрений внутри основных тел картируются очень хорошо по брекчированным катаклазированным породам, плоскостям и зеркалам скольжения, милонитам и особенно зонам автолитов. Крупные тела типа батолитов также интенсивно прорваны в апикальных частях. В этом случае часто формируются телескопные секущие тела также диапирового механизма образования, проявившегося в несколько этапов. Телескопные интрузивные тела изображались еще Г. Клоосом в субвулканических аппаратах.

Образование телескопных тел приводит к возникновению кольцевых и полукольцевых разрывов и взбросов. Иногда повторные интрузии по размерам превосходят тела первой фазы внедрения.

Линзовые секущие тела интрузивных пород характерны для зон флексурных перегибов слоев чехла, расположенных над крупными разломами. Размеры их небольшие. Линзовые тела обычно прерывисты, вытянуты на сотни метров и километров, «слепые» или располагаются сериями в виде кулисных рядов. Часто своими корнями они связаны с межформационными и межпластовыми интрузивными телами.

Формы согласных интрузивных массивов

В группу согласных интрузивных тел входят массивы, имеющие параллельное расположение ограничивающих поверхностей со слоями вмещающих пород. Обычно это плоские тела плитообразной или линзообразной формы. Большинство согласных интрузивных тел образовалось по ослабленным межслоевым или межпластовым контактам при механическом воздействии магмы. Согласные тела встречаются в различных геотектонических элементах земной коры, но особенно часто в чехле устойчивых элементов и в активизированных зонах. Это тела неглубокого залегания, у них нет значительных метаморфических ореолов и следов проплавления деятельности. Внутри некоторых плоских тел отмечается слабая гравитационная дифференцированность.

Силлы (б), интрузивные залежи, или межпластовые тела. Они имеют плоскую пластинообразную форму и образованы внедрявшейся магмой вдоль поверхностей стратиграфических или межформационных разделов. Положение их горизонтальное, пологонаклонное и редко складчатое. Силлы иногда достигают огромных размеров: мощность их до 600—900 м, а площадь — несколько тысяч квадратных километров. Многочисленные силловые интрузивные тела Сибирской платформы слагаются основными базальтоидными породами. Для большинства обнаженных силлов весьма характерна столбчатая, полигранная отдельность, располагающаяся перпендикулярно к верхнему контакту тела. Внутри мощных силлов в некоторых случаях (в гипербазитах) заметны гравитационная дифференцированность материала и корка «закала», а вмещающие породы у контактов слегка метаморфизованы. По своему внутреннему строению силлы бывают *простыми*, возникшими в результате одноактного внедрения магмы, и *сложными*, сформировавшимися в результате внедрения нескольких порций магмы.

Согласные волнистые залежи могут иметь синусоидальную форму. Интересной «чайкообразной» формы силл установлен

геологами в восточном Грикваленде (7). Мощность волнистого силла обычно выдерживается почти на всем его протяжении, но к краевым частям она постепенно уменьшается и силла выклинивается. Известно много сибирских траппов тупого окончания или срезанных внутрислоевыми сбросами (8). В мощных толщах горизонтально залегающих пород Сибирской платформы силлы образуют *многоэтажные залежи* одно- или многоактного внедрения и излияния. Многоэтажные силлы обычно отмечаются на склонах крупных пологих куполообразных поднятий, осложненных коническими трещинами. Пластовую форму залегания имеют многие крупные тела кислых интрузивных пород Центрального Казахстана.

Хоматолиты, или валообразные интрузивные массивы, — это резкие раздувы в периферических частях силлов (по М. В. Муратову), которые приподнимают над собой слои и изгибают их в виде свода. Такие поднятия могут образовываться (над каналами) не только в краевой части залежи. Высота хоматолитов над их подошвой измеряется десятками и сотнями метров (10).

Лакколиты представляют собой линзообразные или караваяеобразные согласные тела, по форме напоминающие шляпки грибов, над которыми слои горных пород аркообразно или куполообразно приподняты, растянуты и уменьшены в мощности (рис. 142). Лакколиты иногда достигают значительных размеров. Например, лакколиты Черных гор Северной Америки имеют диаметр до 6—8 км и мощность в 4—6 раз меньшую, чем их поперечник. Среди лакколитов выделяются симметричные и асимметричные формы. Каналы под лакколитами предположительно трубчатые или дайкообразные, по ним магма выдавливалась в полуязком состоянии между слоями в гипабиссальных условиях. Магма имела преимущественно кислый и средний состав и создавала весьма незначительный метаморфический ореол. Лакколиты бывают также многоэтажными и отдельными многоэтажно расположенными. В качестве типичных лакколитов, как согласных тел нередко указываются куполообразные тела района Кавказских Минеральных Вод, побережья Крыма и других районов, которые в действительности не имеют ничего общего с настоящими лакколитами, а представляют собой интрузивные тела типа магматических диапиров. В действительности типичные согласные формы лакколитов (1) имеют незначительное распространение. Скрытые лакколиты с куполообразно поднятыми над ними слоями называются *криптолакколитами*, но такие формы на поверхности создают и магматические диапиры.

Лополиты (по-гречески «лопос» — блюдце) — согласные межпластовые блюдцеобразные интрузивные тела платформенных областей, имеющие плоско-вогнутые формы больших размеров (до сотен километров) и мощность в сотни метров (2). Они приурочены к крупным прогибам. Подъем магмы с глу-

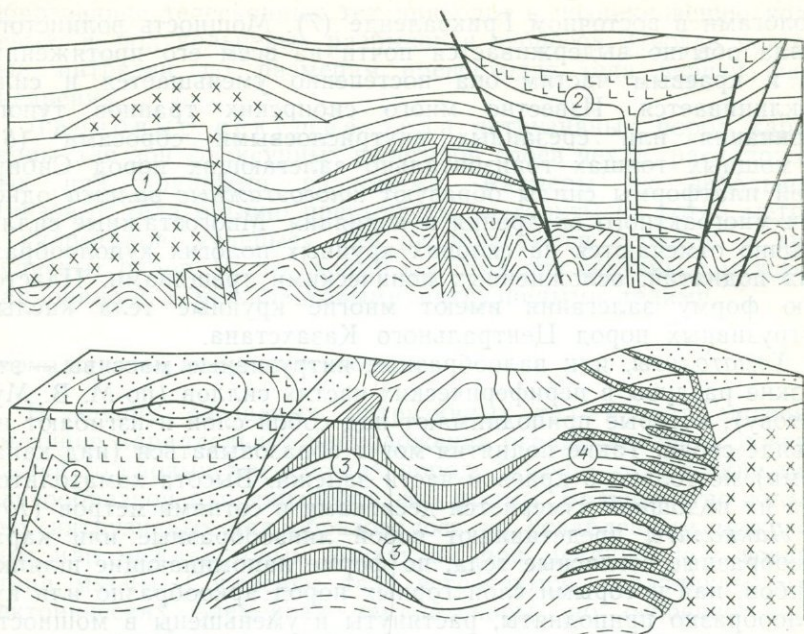


Рис. 142. Согласно интрузивные тела:

1 — лакколиты, простые и многоярусные; 2 — лополит; 3 — факолиты одиночные и сигмоидные; 4 — ленточные тела

бины происходил по нескольким трещинным каналам в подстилающих широких ступенчатых грабенах, в условиях малых и средних глубин. Интрузивные породы лополитов относятся к псевдослоистым образованиям основной, ультраосновной и щелочной магмы. В дифференцированных лополитах в верхней части тела наблюдаются и кислые разности. Так, например, лополит Бушвелда сложен в нижней части норитом, а в верхней — красным гранитом.

Факолиты (по-гречески «факос» — линза) — это выпукловогнутые линзообразные тела небольших размеров, приуроченные к замкам антиклинальных или синклинальных складок, в плане серповидной формы, размером от сотен метров до нескольких километров (3). Породы факолитов преимущественно основного состава с послойным распространением в замках подобных складок. Факолиты в зависимости от типа складок бывают *симметричными* и *асимметричными* большой или малой кривизны. На денудированной поверхности они приурочены к периклинальным или центриклинальным окончаниям складок, иногда располагаются рядами, соединяясь между собой дайками. Зигзагообразные факолиты называются *сигмоидальными*. Факолиты подразделяются следующим образом.

1) псевдофаколиты — доскладчатые силлы; 2) соскладчатые факолиты; 3) послескладчатые факолиты. Вторые преобладают. Иногда выделяются межформационные залежи, которые по своей форме не отличаются от силлов, лакколлитов и лополитов, но образуются не между согласными слоями, а по контактам двух структурных ярусов или подъярусов. Поэтому кровля межформационной залежи с вышележащими породами залегает согласно, а подошва с подстилающими — несогласно.

Ленточные интрузивные согласные тела, обычно небольшого размера, приурочены к зонам крупных разломов и шарнирам антиклинальных или синклинальных линейных складок, представляя собой пачки боковых, тонкоклинновидных ответвлений от более крупных интрузивных тел или самостоятельные инъекции (4).

Во флексурных перегибах (особенно по краям жестких массивов, перекрытых плащом пород) над крупными разломами образуются *флексурные линзы*, или ленточные тела, располагающиеся между слоями в замковых частях перегибов.

Плоские гранито-гнейсовые купола, образовавшиеся путем замещения вмещающих пород или в результате гранитизации, имеют иногда согласные с вышележащими породами соотношения. Верхняя апикальная часть таких пологовыпуклых форм может иметь резкие или расплывчатые контакты с вмещающими породами.

Интрузивные массивы смешанных форм (серогенные)

Среди интрузивных тел широко распространены формы, для которых свойственно сочетание согласных и секущих контактов с вмещающими породами. Они выделяются в тип *смешанных* или *серогенных форм* (рис. 143). К серогенным формам относятся некоторые дайки (1), силлы, хоматолиты, лакколлиты (3), гарполиты, межэтажные тела, штоки апофизы, гранитные купола и батолиты, куполообразные диапиры, телескопные тела, этмолиты, сфенолиты и бисмалиты.

Серогенные дайки залегают по слонности складчатых пород или пересекают их, нередко образуя ответвления. Серогенные силлы — это межпластовые залежи, переходящие по разломам из одного слоя в другой; в этих случаях часть силла располагается согласно, а часть сечет слои. Местные раздувы и особенно диапировые протыкания усложняют согласные тела, превращая их в серогенные формы, например серогенные хоматолиты, а также асимметричные серогенные лакколлиты и лакколлиты с пробкообразными бисмалитами, с которыми могут быть связаны кольцевые разломы и согласные купольные апикальные части.

Серогенные магматические диапиры распространены довольно широко. Они имеют куполовидные апикальные окончания, согласные контакты с вмещающими породами в кровле,

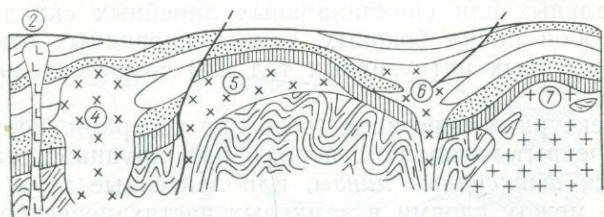
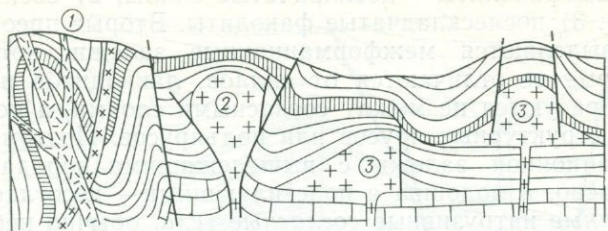


Рис. 143. Серогенные интрузивные тела:

1 — дайки; 2 — магматический диапир; 3 — лакколиты с бисмалитами; 4 — шток; 5 — гарпюлит; 6 — сфенолит; 7 — батолитовый купол

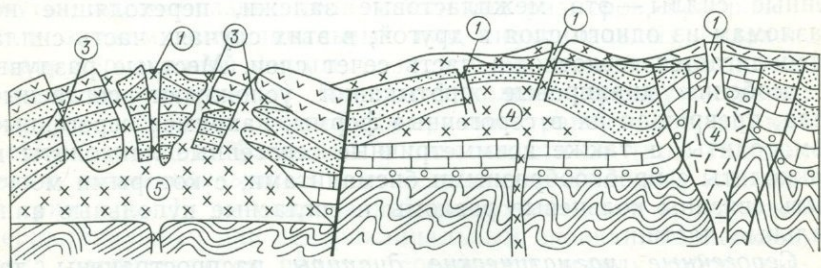
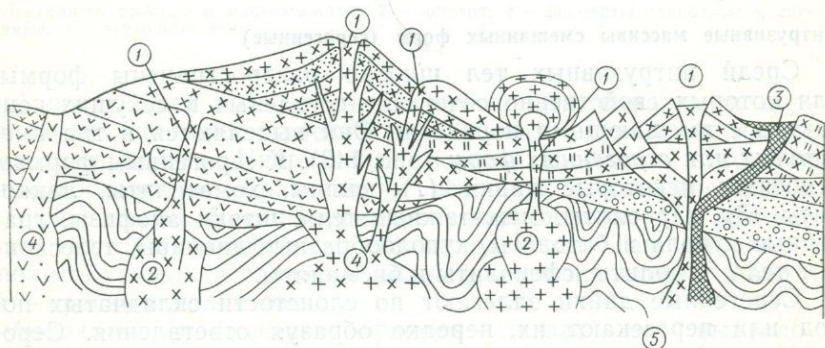


Рис. 144. Связующие, или субвулканические, комагматические тела:

1 — дайки, нежки, жерловины; 2 — телескопные тела; 3 — кальдерные формы; 4 — подконусные тела; 5 — подкальдерные тела

но секущие по боковым стенкам. Согласно контактам могут иметь также серогенные телескопные тела в апикальной купольной части. Такие же контакты встречаются иногда в типичных штоках (4), гарполитах (5), этмолитах, сфенолитах (6) и гранитных батолитах (7). Серпентинизированные массивы ультраосновных пород часто являются не первичными серогенными интрузивными формами, а вторичными, возникшими в результате самовыдавливания по разломам или между слоями в процессе увеличения их объема (до 35%) при автотоморфизме.

Формы субвулканических, или связующих, интрузивных тел

К субвулканическим, или связующим, интрузивным телам относятся приповерхностные магматические формы, которые имеют явную связь с поверхностными вулканическими аппаратами и указывают на комагматичность поверхностных излияний и интрузий (рис. 144). Эти связи обычно осуществляются через разные промежуточные формы. К наиболее распространенным связующим формам относятся дайки, апофизо-дайки, некки, жерловые дайки (1), апофизо-некки, телескопные тела (2), кальдерные формы (3), диатремные воронки, трубки взрыва, подконусные тела (4), экструзивные пики, корни вулканических куполов, подщитовые горловины и др. При глубоком эрозионном срезе участков земной коры очень трудно отнести корни перечисленных тел к «слепым» интрузивным или связующим формам.

Породы *субвулканических даек* в верхних своих частях нередко агломератовые, содержат обломки захваченных пород, что указывает на приуроченность канала к разломам. *Апофизо-дайки* сложены преимущественно отщеплениями более кислых разновидностей магматических пород.

Некки, или *вулканические жерловины*, представляют собой связующие трубообразные каналы, заполненные сплошной лавовой или пирокластической породой, имеющие значительно большие размеры в верхней воронкообразной части. В нижней части некк может переходить в дайку.

Трубки взрыва, или диатремы, отличаются специфическим составом пород (кимберлиты), заполняющих цилиндрический или резко расширяющийся у поверхности воронкообразный канал. С глубиной трубки меняют свою форму, расширяясь, сужаясь или вытягиваясь в виде линзовой дайки. Каналами некков и вулканических трубок могут быть места пересечения трещин, но чаще они связаны с разломами оперения и лестничными разломами сдвигов. Трубки взрыва почти всегда слагаются пирокластическими, обломочно-магматическими породами, но не всегда являются связующими телами, особенно тогда, когда они не имеют эффузивных комагматических ана-

логов. Некоторые трубки взрыва могут представлять собой типичные скрытые интрузивно-взрывные диапиры.

Подконусные и внутриконусные тела (4) являются ответвлениями от штоков, некков, даек и других форм; они связаны с поверхностными вулканогенными образованиями через каналы побочных вулканов. В последние годы установлено широкое распространение субвулканических интрузивных тел, связанных с образованием кальдер.

Кальдерные тела образуются по разломам, возникшим от оседания по кольцевым или коническим трещинам частей вулканических аппаратов (3). Они могут иметь форму дугообразных кольцевых даек, линз, небольших штоков, межпластовых тел, иногда располагаясь за пределами вулканокластических и лавовых полей и оконтуривая кальдерную депрессию. Мелкие тела на глубине соединяются с главным, *подкальдерным телом*. Связующим телом с вулканом в телескопных массивах обычно являются самое верхнее колено массива или жерловина — нект. К субвулканическим телам, связанным с эффузивами (комагматически) могут относиться некоторые штоки и даже более крупные интрузивы (5). Субвулканические интрузивы по соотношениям с эффузивными вулканогенными образованиями могут быть промежуточными, т. е. связующими между глубинными и поверхностными вулканическими образованиями (комагматическими).

Малыми интрузивами различными исследователями называются весьма разнообразные формы и генетические типы небольших по размерам (по сравнению с батолитами) тел. К ним относятся все описанные выше образования небольшого размера (до 10 км² в поперечнике). До настоящего времени вопрос о терминологии малых интрузий еще не решен. В группу или тип самостоятельных сквозных малых интрузивных тел Ф. К. Шипулин, как и Ю. А. Билибин, выделял тела по генетическому принципу. Очагами питания самостоятельных малых интрузивов он считал глубинные подкоровые зоны. Магмы, образующие самостоятельные малые тела, имеют гибридный характер. Они распространены во всех складчатых и платформенных областях с интенсивным проявлением магматизма. Они имеют формы штоков, даек и столбообразных тел. Образование их происходило за счет внедрения основной магмы по разломам через нагретые гранитоидные породы, в результате чего они обогатились щелочами и кремнеземом и превращались в диориты.

Поверхностные магматические тела (эффузивно-вулканогенные образования)

Эффузивные лавовые тела по своим формам и условиям залегания представляют собой пластовые залежи, а вулканогенные пирокластические образования — слои осадочных пород.

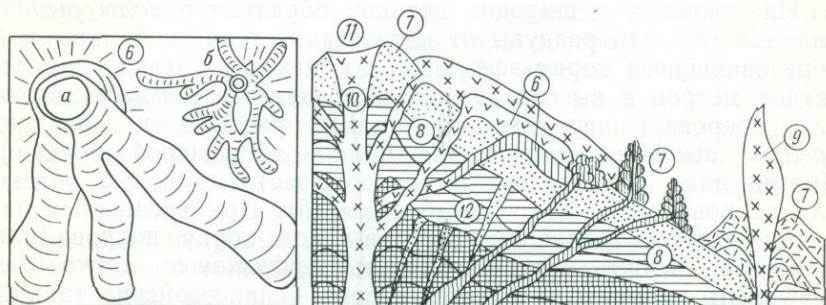
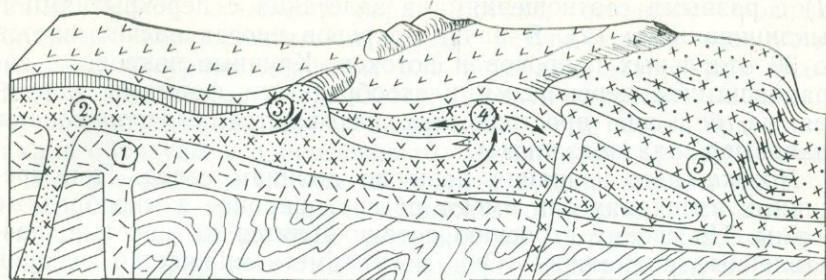


Рис. 145. Строение вулканических аппаратов:

1 — однообразный древний покров; 2 — сложный покров с валом (3), лакколлитом, хребтом (4) и лавопадом (5); 6 — лавовые потоки: гавайские (а), Везувия (б); 7 — конус основной и побочные; 8 — пластовые лавотуфовые толщи конуса; 9 — обелиск; 10 — некк; 11 — жерло и кратер; 12 — туфолавовые псевдодайки

Щитовые древнейшие эффузивные излияния магмы происходили в областях, где первичная земная кора имела небольшую мощность. Их корневые образования имели широкие субвулканические горловины проплавления. Щитовые покровы более поздних геологических периодов залегают на сложно дислоцированных породах. При увеличении мощности земной коры она становилась менее проницаемой для магмы, которая могла поступать на поверхность только по глубоким линейным разломам. Мощные толщи лав в земной коре чередуются с туфогенным, туффитовым материалом и кремнистыми осадками. Породы основного и среднего состава после излияния подвергались сильной дислокации и зеленокаменному изменению. Среди наиболее распространенных тел трещинных излияний выделяются различного типа покровы, эффузивные плато, широкие потоки и другие формы (рис. 145).

Покровы лавовых образований в складчатых областях составляют нередко толщи мощностью в несколько километров. Мощность отдельных покровов измеряется сотнями метров. Сложные покровы представляют собой пачки широких плитообразных тел. Внутри пачки различаются отдельные покровы

(1) с разными соотношениями в залегании с перекрытиями и выклиниваниями (2). В пачке покровов иногда насчитывается до 30 отдельных покровов и потоков. Крупные покровы с сохранившимися первичными платообразными формами залегания на больших пространствах называются *платопокровами* (например, платобазальты).

Потоки — это излияния лавы по долинам стока. При трещинных излияниях они имеют обычно широкие языкообразные формы. По своему строению потоки делятся на простые, разветвленные и сложные. Они могут иметь множество центров излияния лавы.

На покровых и широких потоках образуются *валы выдавливания* (3), или раздувы от нагнетания стекающей лавы под образовавшуюся корку эффузива, достигающие нескольких десятков метров в высоту (4). Лава, разламывая корку потока или покрова, нагромождается вдоль разлома и образует *хребты выдавливания*, состоящие из эффузивной брекчии. Иногда лава, растекаясь, преобразовывается в новые потоки или покровы или образует лавопады (5). При трещинных излияниях путем выдавливания лавы под корку покрова или широкого потока могут возникать *эффузивные лакколиты*.

Формы трещинных излияний магмы — палеозойские траппы Сибири — приходится в большинстве случаев реставрировать по остаткам тел. Эффузивные и вулканогенные процессы более молодого (мезозойского, кайнозойского) возраста относятся к центральным извержениям. Это разнообразные проявления вулканической деятельности, приуроченной к отдельным центрам извержения. Центральные извержения приурочены исключительно к глубоким или сопряженным с ними разломам и к местам их пересечения. Основными формами тел их являются потоки (6), купола, конусы (7), пластовые слоистые толщи пирокластического вулканического материала (8),obelisks (9), а также лавовые покровы, эффузивные плато, кратерные поля и кальдерные формы, жерловины, некки (10), воронки взрыва и конусные дайки.

Главной формой залегания эффузивных пород центрального извержения являются языкообразные лавовые потоки, распространенные по склону вулкана в сторону от жерла (кратера). Длина их колеблется от 100 м до 100—120 км. Потоки одноактного извержения могут слагаться лавовым и вулканогенным кластическим материалом одной и той же кислотности. Во впадинах, углублениях, ложбинах или на месте перехода крутого склона в пологий мощность потока может быть значительной, а над поперечными выступами ложа — небольшой. Потоки бывают простыми, прямыми, извилистыми, прерывающимися, параллельными, звездообразно расходящимися, ветвящимися, сходящимися, пучковидными. Лавы кислого и среднего состава образуют потоки с глыбовыми нагроможде-

ниями кусков остывшей корки потока, основные — ровные, волнистые поверхности. На крутых уступах ложа возникают резкие флексурные перегибы или перепады лавы — лавопады. Лава в них иногда разрывается, образуя прерывистые языки. За счет нагнетания лавы во внутренние части потока под корку закала образуются поперечные холмы или даже прорывы лавы.

На поверхности потока небольшие купола и валы высотой в несколько метров могут возникать от газовых пузырей и туннелей, расположенных под коркой потока. Продольные туннели в длину достигают километры. Эффузивный или вулканический купол, который образуется от выдавливания на древнюю поверхность густой лавы, называют *горнито*. Высота его иногда достигает 1 км и более при поперечнике основания всего 2—2,5 км; склоны его крутые, основание плоское или воронкообразное. К экструзивным телам относятся *обелиски* (9), *иглы*, *вулканические пробки* и *столбы*, образовавшиеся в приповерхностных условиях от поднятия густой или затвердевшей в каналах магмы, но выдавленной на поверхность газами или новой порцией расплава.

Лавовые покровы при центральных извержениях образуются редко и только на ровных платообразных поверхностях. Над каналом излияния покров имеет наибольшую мощность. При неоднократном излиянии жидкой лавы и напластовании покровов образуется плоский и широкий конус. В сложных многоактных щитовых покровах наблюдаются «трансгрессивные» и «регрессивные» соотношения в залегании.

Формы тел, сложенных пирокластическим материалом

При вулканических извержениях лава выбрасывается и накапливается в виде слоесобразных тел пирокластического материала. Ближе к центру выброса (кратеру) обычно располагается более крупнообломочный (бомбовый, лапиллиевый) материал, а с удалением от него — мелкозернистый (песок и пепел). Слои — наиболее распространенная форма первичного залегания вулканического материала. Размеры бомб, лапиллей, частиц песка, пепла и пыли по-разному сочетаются в отложениях и в различном количестве их насыщают. Однако преобладает вулканический пепел и песок. Из них образуются слои вулканических туфов. Слои туффитов (водные отложения пепла) нередко чередуются со слоями осадочных пород, содержащих остатки фауны. Вулканические туфы могут заполнять трещины в подстилающих породах, образуя псевдодайки (12), выклинивающиеся на глубине.

Интересными вулканогенными образованиями являются *игнимбритовые* (огненно-дождевые) пласты, состоящие из кислого пирокластического спекшегося материала, превращенного в результате автопневматолита в плотные породы с флюи-

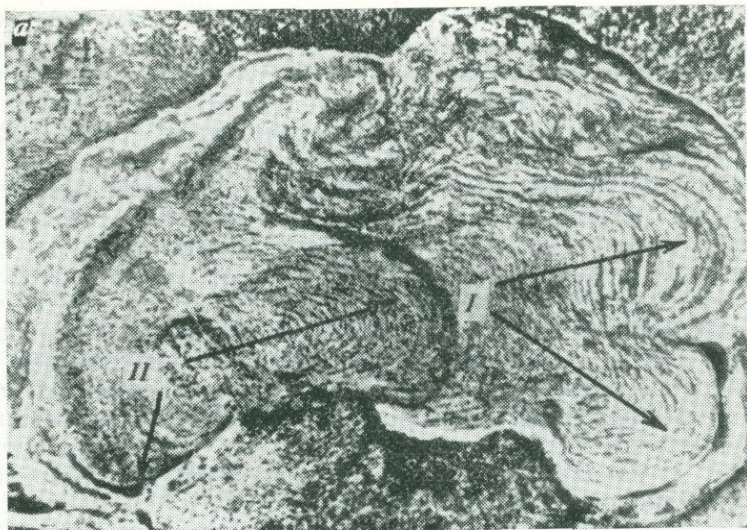


Рис. 146. Аэрофотоснимки лавовых потоков:

a — налегание более молодого потока (II) на более древний (I). Центр излияния первого потока перекрыт вторым потоком; *б* — шаровая (подушечная) базальтовая лава. Величина наибольшей подушки около 1 м

дально-полосчатым строением, напоминающим лавовые потоки. В кровле пласта игнимбритов пористая или шлаковая корка, характерная для пород потоков и покровов, отсутствует.

Наиболее характерными формами залегания лавовых и пирокластических пород при центральных извержениях являются *вулканические конусы* (7). Вулканические конусы стратовулканов образованы перемежающимися лавовыми потоками и пирокластическими слоями (рис. 146, а). Лавовые пологие конусы сложены преимущественно основными по составу породами, а насыпные крутые — пирокластическим материалом и более кислыми лавами. При излиянии основных лав в водную среду образуются потоки, состоящие из характерных пород шарообразной подушечной отдельности — пиллоу-лава (рис. 146, б). Конусы вулканов имеют высоту от нескольких десятков или сотен метров до нескольких километров. Современные вулканы Тихого океана имеют высоту до 4 км и опускаются на глубину 6—8 км. Ширина современного главного кратера весьма различна и достигает иногда более 10 км. Вулканические лавовые и пирокластические тела могут нарушаться сильными последующими вулканическими взрывами, кальдерными и кольцевыми кратерами-провалами.

Все формы современных вулканических аппаратов и отложений необходимо учитывать при реставрации вулканических образований, находящихся в ископаемом состоянии, используя принцип актуализма. Одной из характерных структурных форм вулканических образований являются *кальдеры* (рис. 147).

Под кальдерами понимаются большие изометричные в плане чашеобразные провалы на месте обрушившихся вулканов (1). Кальдеры отличаются от кратеров большими размерами, в оседание вовлекаются как центральная часть вулканического конуса, так и его склоны и окружающие участки. Осевшие участки окружены сбросами с кольцевыми или дугообразными гребнями. На плоском дне кальдеры образуются более молодые конусы (2), а по краям кальдеры — шипы (3).

Основной причиной образования кальдер является опускание конуса по сбросам над субвулканическим резервуаром, из которого произошел отток (выброс) магмы. Лавовая масса может подниматься по разломам и заливать кальдерную чашу и, переливаясь через ее край, образовывать широкие потоки вокруг места провала (4). Образование кальдер в некоторых случаях связано со взрывом и обрушением свода в результате интенсивного выделения газов. Такие кальдеры называются *кальдерами взрыва*. В глубоко денудированных кальдерах иногда вскрываются кольцевые и радиальные дайки (5), несущие оруденение. Молодые кальдеры могут накладываться на более ранние (1).

Экструзивные формы (по-английски «экструде» — вытеснение) — это интрузивные, субвулканические массивы, которые

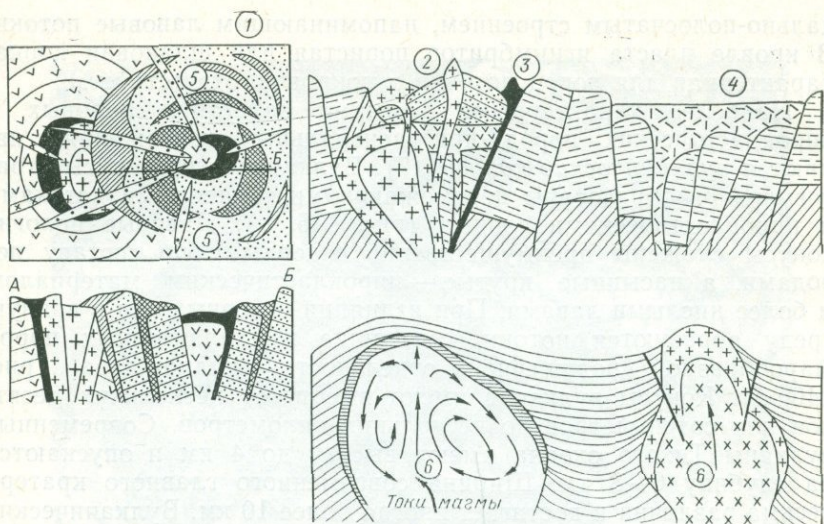


Рис. 147. Кальдерные вулканические формы и экструзивы:

1 — план и разрез двойной кальдеры; 2 — вторичный конус в кальдере; 3 — шип; 4 — лавовое поле в провальной кальдере; 5 — кольцевые и радиальные дайки в кальдерах; 6 — экструзив

образовались на той или иной небольшой глубине и вытеснены газом или повторной магмой в пластическом, вязком или жестком состоянии, на дневную поверхность (б). Экструзивные тела могут иметь формы столбообразных некков, обелисков, игл, крутостенных куполов, пиков, конусов, гребней и др. Экструзивные тела очень часто сопровождают кальдерные депрессии. Они сложены раздробленными породами и различными тектонитами с плоскостями и зеркалами скольжения, взбросами и даже небольшими надвигами. Горячие газы и растворы, выделяющиеся из магмы, производят значительные изменения пород. Экструзивными телами часто являются верхние апикальные части магматических диапиров.

Иногда под экструзивами понимают изливание или выдавливание вязкой лавы. По нашему мнению, различное понятие термина «экструзивное тело» происходит от неправильного применения терминов «extrude» и «extrusio». Первый термин английский и означает вытеснение, выжимание, а второй греческий означает изливание, извержение, который равносителен латинскому «effusio» — изливание.

§ 3. Методы структурного изучения магматических тел

- Общие рекомендации. Структурно-геологическое изучение тел магматических пород требует особого подхода, во многом отличающегося от изучения слоистых осадочных толщ.

Изучение проводится как структурно-тектоническими формационными методами, так и методами геоморфологическими, петрографическими, геофизическими, с использованием структурно-разведочного бурения, аэрофото- и космических съемок. Возраст некоторых эффузивно-вулканогенных образований устанавливается с применением палеонтологического и геохимических методов с использованием масспектроскопии и экспресс-методов. Данные аэрофотосъемки играют очень большую роль при дешифрировании структуры интрузивных тел и выделении фаций эффузивно-вулканогенных пород. Особенно ценными оказываются цветные аэрофотоснимки, по которым, применяя спектрографический анализ, удается хорошо выделить магматические горные породы различного состава.

Минеральный состав породы должен быть установлен с возможно большей точностью для различных участков (фаций) тел. При структурном изучении необходимо показывать три типа геологических границ: 1) надежно установленные или вполне достоверные; 2) сомнительные или не вполне достоверные; 3) предполагаемые. Затем необходимо выделить типы пород и обозначить границы их распространения. Изучение эндо- и экзоконтактов изверженных пород входит в круг главных вопросов структурно-геологического изучения интрузивов. В эффузивных толщах особое внимание уделяется контактам с подстилающими и покрывающими породами (рис. 148). Во всех массивах необходимо выявить ориентировку линейных и плоскостных текстурных элементов, характер трещиноватости пород на контактах, положение тектонитов, расположение постмагматических продуктов в магматических породах и в толще вмещающих пород, а также определить акцессорные минералы и рассеянные элементы по обе стороны от контакта.

Более определенные результаты в установлении возрастных соотношений пород могут дать определения абсолютного возраста пород массива и кровли. Перекрытые осадочными породами плоские лавовые тела могут быть приняты за межпластовые интрузивные тела (силлы или плоские лакколиты) (1). В таком случае особенно важно изучение пород на контактах. В сложно дислоцированных осадочно-вулканогенных толщах значительно труднее отличить покровы и потоки от плоских интрузивных тел.

Изучение внутренней тектоники массивов является только частью общего структурного анализа. Необходимо иметь в виду, что положение эродированной контактовой поверхности на ограниченном участке может быть локальным, не отвечающим общему расположению поверхности массива (2). При отсутствии явных признаков ориентировки элементов прототектоники и трещиноватости пород можно воспользоваться петроструктурным анализом и отбором ориентированных кусочков

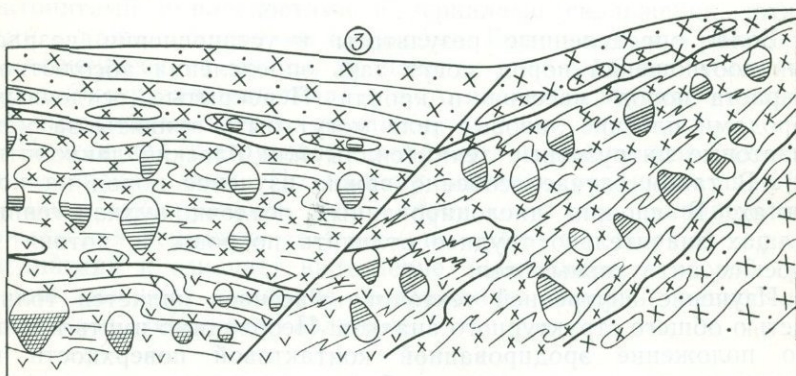
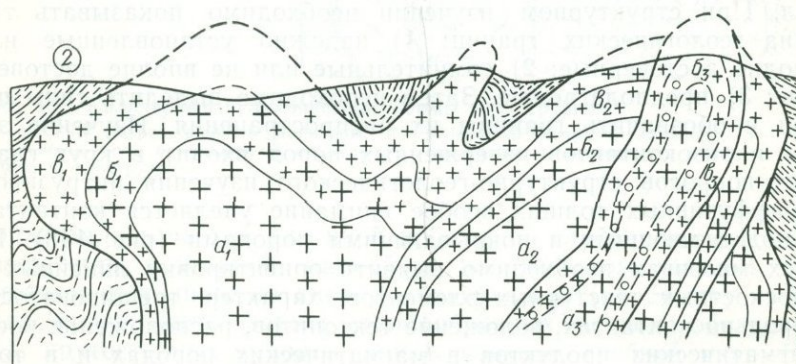
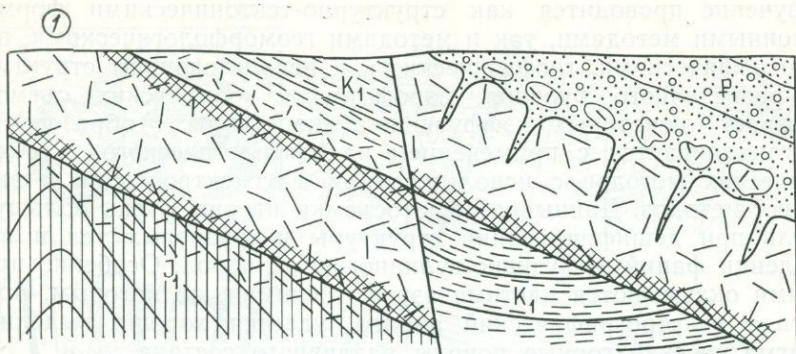


Рис. 148. Отличительные признаки эффузивных и интрузивных тел:

1 — силл (слева) и лавовый покров (справа); 2 — положение фациальных зон в многофазном интрузиве (фации: *a* — внутренняя, *b* — промежуточная, *v* — крайняя, в трех фазах); 3 — положение миндалины при нормальном и запрокинутом положении лавовых покровов в разрезе

породы для изготовления шлифов. Микроструктурный анализ требует знания федоровского метода, так как определение под микроскопом ориентировки линейных или плоскостных элементов породы и тектонитов производится на универсальном столике. Интрузивные тела могут быть многофазными с повторными внедрениями магмы со своими планами расположения ориентированных текстур и трещиноватости. В лавовых телах так же, как и в интрузивных телах, детально изучаются все элементы внутренней тектоники, указывающие на расположение кровли и подошвы тела. По положению структурного блока изверженных пород, ограниченного первичными трещинами, определяется не только положение контакта тела или поверхности массива, но и направление движения расплава.

В тех случаях, когда в интрузивных или эффузивных горных породах макроскопически не выявляется закономерность положения трещин, а трещины в породах имеют широкое распространение, то можно применить статистический метод изучения трещин. Делаются массовые замеры залегания трещин в нескольких различных по своему строению участках одного и того же массива и составляются круговые диаграммы для каждого участка. Уменьшенные круговые диаграммы помещаются на геологическую или структурную карту в участках сделанных замеров. Они дают хорошее представление о положении прототектонических элементов и положений контактовой поверхности массива. Такую же статистическую обработку можно производить по замерам залегания жил и даек в тех случаях, когда их на участке исследования большое количество.

Одновременно со статистическим методом следует проводить также и визуальное изучение трещин, чтобы определить их типы и по возможности закономерность расположения. При изучении разрезов эффузивных и вулканогенных пород необходимо учитывать, что эти породы отличаются значительной фациальной изменчивостью на коротких расстояниях. Один из главных моментов изучения эффузивных массивов — выделение отдельных членов разреза по различным признакам и определение их мощности. В сложно дислоцированных толщах необходимо по различным признакам выявить их кровлю и подошву для того, чтобы установить положение тел — имеют ли они нормальное и перевернутое залегание (3).

Определение положения потока и направления движения лавы, а также установление фациальных типов пород также требуют изучения комплекса признаков. Большое значение имеет выявление признаков кристаллизационной дифференциации в интрузивах и мощных лавовых покровах. По концентрации тяжелых цветных минералов и флюидалным текстурам можно определить подошву массива. Выясняя внутреннюю структуру массива, реставрируя его первоначальную форму,

направление движения расплава, можно восстановить механизм формирования интрузива или эффузива.

Фации и формации магматических горных пород. Термины «фация» и «формация» магматических горных пород употребляются в геологической литературе очень давно, но понимаются разными авторами по-разному. Известно несколько главных направлений в определении фаций: одни ученые за основу принимают глубину формирования, другие — глубинность образования, состав и структурные признаки пород; третьи — различные продукты одной и той же магмы, образующиеся на различной глубине. Выделяются фации интрузивных пород и фации эффузивных пород. Ю. А. Кузнецов в своей схеме выделяет фации и внутри них — субфации. В основу построения схемы им положены глубина формирования магматических тел, их форма и характер контактового метаморфизма.

Г. Д. Афанасьев и другие исследователи иначе подходят к выделению фаций магматических пород, понимая под фацией совокупность пород, образующих геологические тела определенной формы, специфическая особенность которых связана с условиями формирования на разной глубине и различным расстоянием от контактов с боковыми породами. В. С. Коптев-Дворников вводит еще дополнительные понятия, выделяя, например, главную интрузивную фацию и второстепенные: фации дополнительных интрузий, жильных пород (гранитов) и др. Смена одного типа пород другим внутри отдельных крупных массивов называется им фаціальными разновидностями.

В отношении выделения фаций экструзивных, эффузивных и вулканогенных пород также нет единого мнения. Ю. А. Кузнецов выделяет экструзивную группу, в которую входят наземные, подводные и жерловые фации. Под экструзиями он понимает обычные эффузивные образования. М. А. Фаворская среди поверхностных образований выделяет эффузивные, эффузивно-осадочные, субэффузивные, туфогенно-осадочную, вулкано-ледниковую фации и фацию вулканических островов. Таким образом, в отношении понятия, что такое фация, много неясностей.

Фация должна выражать совокупность свойств горной породы, образовавшейся при определенном комплексе условий, которые наложили отпечатки на ее облик. Следовательно, фация должна давать представление о породе, возникшей в условиях этой фации, и, наоборот, порода определенной фации должна указывать на тип этой фации. Поэтому к фациям следует относить образования (породы, тела) с совокупностью свойств и признаков, характеризующих определенные условия формирования пород и массивов внутри одного и того же этапа внедрения или излияния. В целом интрузия или эффузия одного такого этапа должна образовать комплекс или

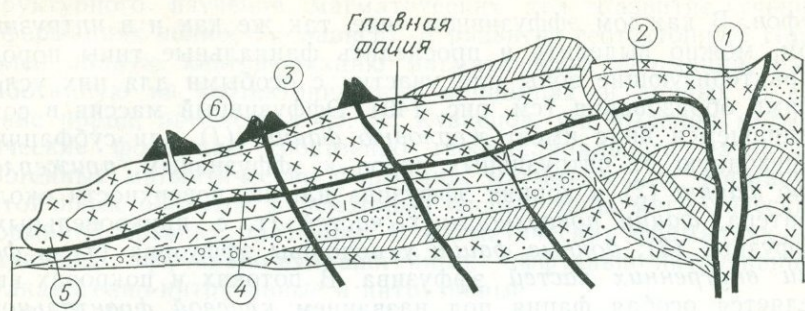


Рис. 149. Фации эффузивных пород:

1 — жерловая; 2 — прижерловая; 3 — поверхностная; 4 — донная; 5 — фронтальная; 6 — фумарольная

группу фаций. В каждом массиве должны быть различные фации или субфации.

При выделении фаций по отношению к контактовым зонам интрузива наблюдается несколько главнейших структурных типов пород с зональным расположением. Внешние части массивов слагаются породами закала, часто с контактово-измененными породами контактирует краевая фация. В гранитоидных массивах краевая фация, как кора закала, слагается преимущественно аплитовыми разновидностями пород. Вторая фациальная зона — промежуточная фация интрузива, имея также разную мощность, обычно слагается порфиридовидными породами, обладающими по-разному выраженными линейными и плоскостными текстурами и лучше проявленными трещинами первичной (особенно параллельноконтактовой — пластовой) отдельности.

К *внутренним фациям* тел, более удаленным от контактовой поверхности, относятся массивные, равномерно-, крупно- и среднезернистые кристаллические или крупнопорфиридовидные породы, обычно с различно ориентированными кристаллами породы (рис. 149). Внутри повторных интрузий можно проследить два или три главных фациальных типа пород. Ответвления от основного тела даек, апофиз и жил следует отнести к *эзоконтактовым фациям* или фациальным типам. Сквозные дайковые и жильные образования, пересекающие интрузивные тела, выделяют как образования повторного по времени этапа. Установление различных фаций интрузивных пород позволяет решать вопросы о формах массивов, глубине их образования, относительном возрасте их формирования и связи с ними полезных ископаемых.

Фации эффузивных и вулканогенных пород также не имеют четкого определения. Под фациями понимаются в различных случаях разные образования. Иногда все излияния именуется эффузивной фацией, пирокластические образования — фацией

туфов. В каждом эффузивном теле, так же как и в интрузивном, можно выделить и проследить фациальные типы пород, характеризующие зоны или участки с особыми для них условиями образования (см. рис. 149). Эффузивный массив в сохранившемся виде имеет *жерловую фацию (1)* или субфацию, переходную от интрузивных пород к эффузивным, *прижерловую фацию (2)* в корнях эффузива или на поверхности около кратера, *фации поверхностных частей* (т. е. прикровельных) эффузива (3), *донные фации* у подошвы эффузива (4) и *фации внутренних частей* эффузива. В потоках и покровах выделяется особая фация под названием *краевой фронтальной*, или *лобовой фации (5)*. В потоках и покровах можно проследить *фации дополнительных прорывов и фумарольных образований (6)*.

Среди пирокластических образований также выделяются различные фаии отложений в зависимости от расположения от кратера. Фаии эффузивных и пирокластических образований могут быть континентальными или водных бассейнов. Установление фаий и субфаий эффузивных или вулканогенных образований и зон их распространения позволяет определять для каждого этапа вулканической деятельности условия формирования пород, решать вопрос о центрах извержения и направлении перемещения извергавшегося материала.

Формация магматических пород — это совокупность пород, возникших в течение одного интрузивного или эффузивного этапа или цикла в одинаковых генетических условиях. Формации выделяются по времени образования, родственным сообществам пород, распределению их в пространстве и приуроченности к геотектоническим структурам. Основными принципами выделения формаций магматических горных пород являются: а) геотектоническая приуроченность пород к геоструктурным элементам земной коры; б) петрологический, т. е. характерные комплексы пород, их пространственная и временная распространенность; в) комплексы, составляющие фациальные типы. Эти ассоциации именуется по-разному: группами, комплексами, формациями или фазами и т. п. В последние годы для генетическо-парагенетических ассоциаций магматических групп пород более прочно укоренился термин «формация», или «формационный тип».

Термин «формация» для магматических пород впервые был применен Ф. Ю. Левинсон-Лессингом как «естественное не случайное» сочетание «неизменных членов» горных пород. В настоящее время формациями называют закономерные генетическо-парагенетические ассоциации магматических горных пород, которые встречаются в разрезах земной коры, повторяясь в пространстве и во времени и представляя собой конкретные сообщества пород. Формационный анализ сейчас переживает момент перерастания его в обязательный метод

структурного изучения магматических тел. Развитие учения о формациях полностью зависит от развития геотектоники. Наиболее полную классификацию магматических формаций, разработанную на геотектонических принципах и данных о составе пород, предложил Ю. А. Кузнецов. Он выделил магматические формации собственно геосинклинального развития, орогенные магматические формации, магматические формации устойчивых областей и некоторые особые типы магматических формаций древних платформ. В магматических формациях им выделены эффузивно-вулканогенные, эффузивно-интрузивные, вулканогенно-интрузивные и интрузивные.

Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко в магматических формациях в зависимости от приуроченности их к структурным элементам земной коры выделяют следующие группы формаций: щитов и кристаллических массивов; платформенных плит; геосинклинальных прогибов; геоантиклинальных поднятий; межгорных прогибов и горных поднятий; глыбовых зон; глубинных разломов и в качестве особой группы — формации океанического типа.

Магматические формации являются только частным случаем проявления общего ряда геологических формаций. Определение формаций, как «естественно выделяемых комплексов пород, определенные члены которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в возрастном отношении, так и в горизонтальном пространственном отношении», данное Н. С. Шатским в 1945 г., относится как к осадочным, так и к магматическим образованиям.

При характеристике магматических образований формации эффузивных пород в особую группу обычно не выделяются. Считается, что магматическая формация должна заключать в себе интрузивные, субвулканические, эффузивные и вулканогенные образования. Поэтому выделяются особые типы эффузивных формаций: спилито-диабазовая и кератофировая ранних стадий развития геосинклинальных областей. В подвижных зонах образуются формации базальт-андезит-трахито-липаритовой группы с преобладанием андезитовой и особая порфировая эффузивная формация. Все породы перечисленной группы формаций тесно (комагматично) связаны с интрузивными телами габбро-диорит-гранитной группы. Трахиандезитовая обособленная формация является аналогом монцонитсиенитовой интрузивной формации.

Все перечисленные формации, как правило, приурочены к различным подвижным зонам земной коры. С этапами консолидации элементов земной коры связано образование смешанной эффузивно-интрузивной трапповой (толеит-базальтовой) формации. В областях древних платформ и консолидированных участков складчатых зон, тяготея к крупным разломам, распространены щелочные оливин-базальтовые породы

трахибазальтовой формации, к которой относятся и формации платформенных кимберлитов, образующих трубки взрыва, центральные интрузии, диатремы и магматические диапиры. Часто очень трудно отличить эффузивные формации от формаций интрузивных пород, что особенно характерно для трапповой формации.

Определение возрастных соотношений магматических горных пород. В земной коре встречаются магматические горные породы различного возраста — от самых древних, архейских, до современных образований. Следы магматической деятельности в древнейших породах земной коры очень сильно затушеваны последующими тектоническими процессами, метаморфизмом, мигматизацией и метасоматическими преобразованиями.

Определение относительного возраста интрузивных и эффузивных образований заключается в изучении их соотношений с вмещающими, подстилающими и покрывающими породами. Абсолютный возраст устанавливается в основном радиоактивными методами. Абсолютный возраст изверженных пород определяется по целому ряду составляющих их минералов. Сочетая структурно-тектонические методы изучения и методы определения абсолютного возраста пород в различных фациальных зонах магматических тел с детальным петрологическим изучением пород, удается более или менее точно определять их абсолютный возраст. В последние годы корреляция эффузивных пород строится по палеомагнитным данным самих пород. С изменением полярности пород, связанной с изменением поля Земли и миграцией магнитных полюсов, устанавливаются и возрастные соотношения пород.

Относительный возраст пересекающихся изверженных пород в обнажениях в плане или разрезе определяется по их наблюдаемым соотношениям (пересечению). Активный интрузивный контакт свидетельствует об относительной молодости тех пород, которые изменяют или пересекают другие породы. Не всегда интрузивная порода, пересекающая другую породу, является моложе последней, например более древняя ультраосновная порода в процессе последующего аутометаморфизма или тектонических движений может образовывать протрузию, т. е. выдавливаться по разломам во вмещающие или перекрывающие породы. Но иногда невозможно точно определить возраст согласной с вмещающими породами интрузии.

Эффузивные покровы или серии потоков, залегающие пластообразно среди согласной серии пород или по межформационному, несогласному контакту, можно легко принять за интрузивные тела, особенно в древних толщах. Эффузивное тело отличить от силла помогают обломки подстилающих пород, заключенные в подошве тела, но не встречающиеся в его кровле. Эффузивный поток иногда метаморфизует подстилаю-

щую породу, тогда как в перекрывающих поток породах следов контактовых воздействий не наблюдается. Интрузивная залежь имеет часто ровную поверхность с коркой закала, а поток или покров характерны своей неровной, дырчатой шлаковой поверхностью, если они не были отчасти денудированы. Эффузивный пласт не может иметь апофизы в покрывающих породах. В свою очередь осадочная порода, залегающая на эффузивной, может заполнять в кровле пласта трещины, образуя осадочные ложные дайки. Шаровая, подушечная отдельность эффузивных пород может указывать на их подводное происхождение и на более молодой возраст перекрывающих осадочных образований. Однако межпластовые интрузивные тела, образовавшиеся в увлажненных породах, могут иметь аналогичную отдельность. Определению возраста крупных интрузивов помогают пересекающиеся между собой разновозрастные жильные и дайковые образования, прослеживающиеся в интрузивах и во вмещающих породах.

Определение связей магматических тел с тектоническими структурами. Образование тел различной формы, их пространственное расположение определению связано с различными структурно-тектоническими формами, порожденными теми или иными типами движений земной коры и масс более глубоких зон. Устанавливаются закономерные связи проявления магматизма с этапами развития геосинклинальных и платформенных областей и переходных между ними зон. Детальное изучение форм интрузивных тел и вмещающих тектонических структур свидетельствует о весьма различных их соотношениях. Главными факторами при поднятии магматического расплава, его внедрении и образовании различных интрузивных тел, излиянии расплава или выбросе его на поверхность земли являются разломы и ослабленные зоны. Все магматические образования, приуроченные к различным структурно-тектоническим формам, связаны с глубинными и сопряженными с ними разломами. Интрузивные тела батолитового типа располагаются вдоль крупных тектонических зон разломов или по соседству с ними. В складчатых системах батолитовые тела приурочены к центральным частям мегантиклинорий или антиклинорий (рис. 150). Нередко крупные массивы на краях или периклиналях сложных поднятий расположены вдоль складчатых систем прерывающимися рядами, цепочками четкообразно или кулисообразно. Послескладчатые интрузии нередко лежат диагонально или поперечно к ориентировке складчатых систем, приурочены к узлам разломов или оперяющим разломам сдвигов. (рис. 151, а, б).

Главная фаза внедрения характеризуется образованием гранодиоритов, а заключительная — плагногранитов и гранитов. В направлении от внутренних частей подвижных зон

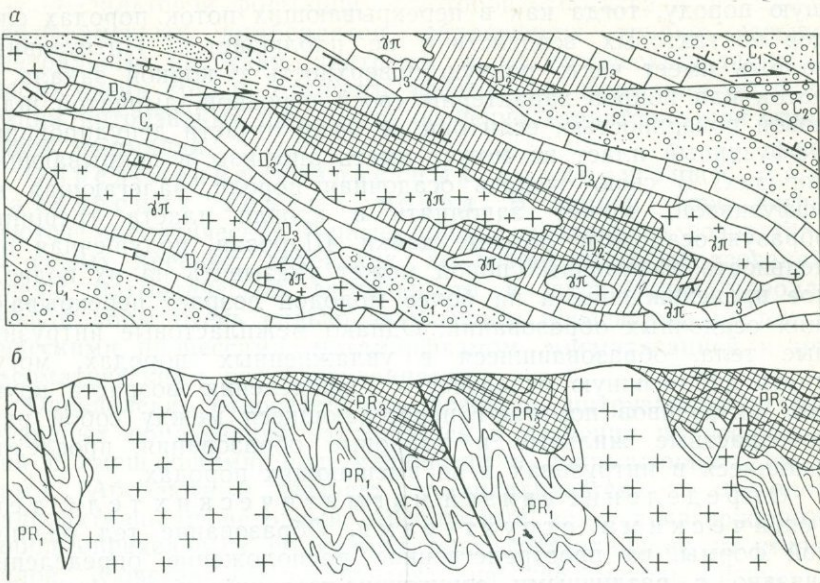


Рис. 150. Расположение крупных интрузивов в складчатых структурах:
a — интрузивы одного возраста; *б* — батолиты в двухъярусных структурах (в антиклинориях)

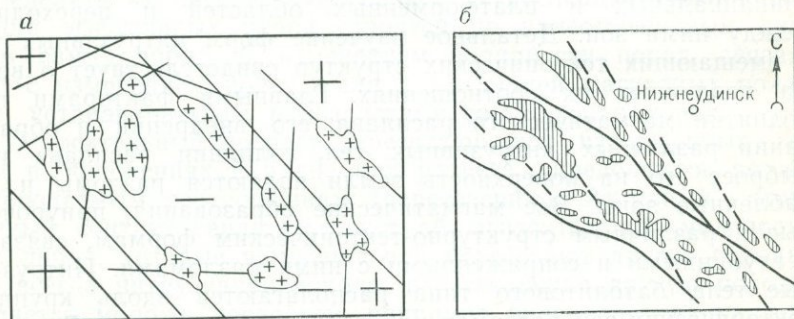


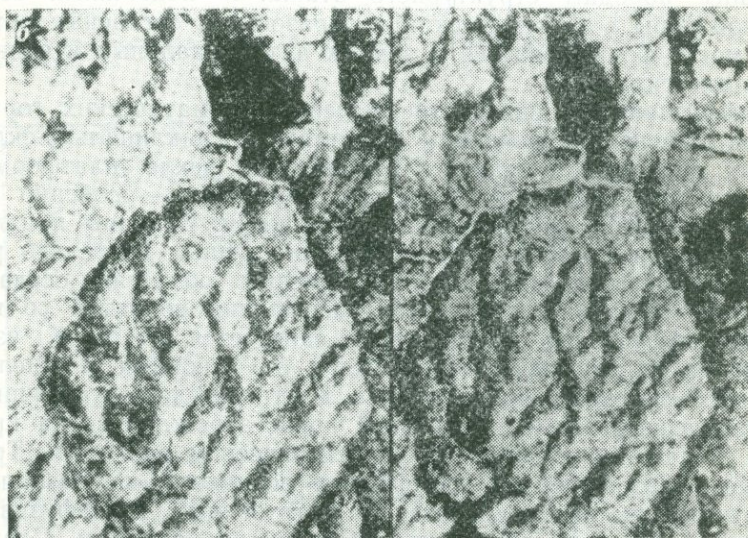
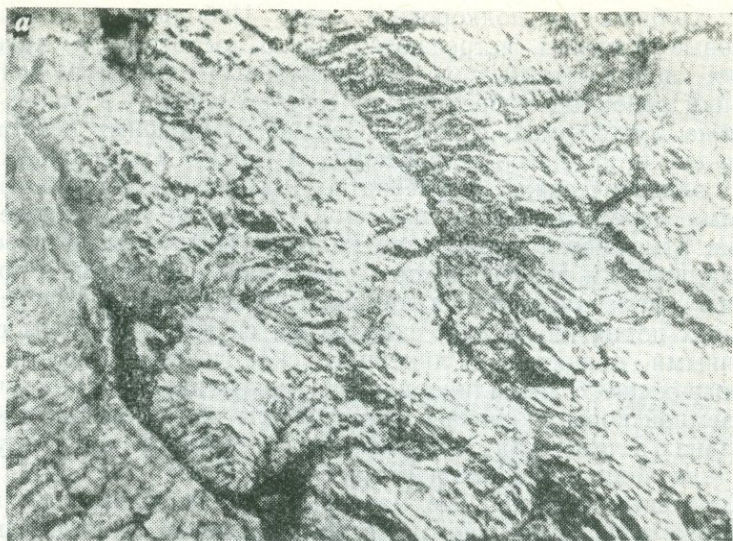
Рис. 151. Расположение послескладчатых интрузивов:
a — в узлах разломов овального грабена; *б* — в системе глубинных сдвигов (по сопряженным разломам) Восточного Саяна. Жирные линии — главные сдвиги, штриховые — оперяющие и лестничные

к устойчивым массивам и платформам прослеживается закономерное повышение щелочности интрузивных пород. Крупные массивы встречаются и в области блокового строения по линиям разлома, особенно сдвигового типа. Интрузии ультраосновного состава (офиолитовая формация), очевидно, представляют собой самостоятельные образования, выжатые с боль-

шой глубины из подкорового слоя. Небольшие трещинные дайковые массивы встречаются часто, особенно в краевых частях положительных и отрицательных структур изгиба, а дайки основных и средних по составу пород — в зонах разлома на платформах, в антеклизах, на флексурных перегибах, на валах и на крыльях синеклиз, а также в окраинных частях эллиптических (ступенчатых) грабенов, ограниченных сериями пересекающихся разломов. Такие же трещинные интрузии отмечаются в пределах кальдер. Интрузивные массивы с механическим воздействием на вмещающие породы, с проявлением магматического диапиризма развиваются на участках крупных поднятий, внутри складчатых систем и связаны с поперечными поднятиями линейных складчатых структур или на погружениях антиклинориев. На консолидированных участках земной коры магматические диапиры расположены в краевых зонах в чехле над глубинными разломами. Такие интрузивные тела чаще всего наблюдаются группами.

Согласные интрузивные массивы межпластового или межэтажного типа, различного состава, размеров и глубины залегания приурочены к разломам в устойчивых в тектоническом отношении элементах земной коры, к спокойно залегающим породам структурного этажа. В подвижных зонах земной коры в моменты складкообразования согласные интрузии могут формироваться в замках антиклинальных и синклиналиных складок.

Эффузивные и связующие массивы магматических горных пород обычно приурочены к разломам геосинклинально-складчатых областей, а также к отложениям чехла платформ и других устойчивых тектонических элементов, особенно зон между поднятиями и опущенными блоками. Вулканы и излившиеся массы тяготеют к разломам в крупных длительно развивающихся поднятиях или к краевым областям оседания крупных блоков. В результате расширения поднятий со временем эффузивная деятельность сдвигается от ядра, изменяется и состав эффузивных масс от основных к кислым. Кальдеро-вулканы, приуроченные к относительно устойчивым тектоническим элементам земной коры, зарождались на крупных сводах или куполах по концентрическим разломам. Трапповые образования на платформах возникали на различных стратиграфических горизонтах в интрузивных и эффузивных условиях в разные геологические эпохи по разломам. Сдвиговыми разломами глубинного типа иногда объясняются сближение и контактирование интрузивных и эффузивных образований разного возраста и разных формаций. Считается, что кислые гранитные интрузии обычно приурочены к узлам пересечения глубинных разломов различных направлений. В действительности же они расположены в стороне от региональных разломов типа сдвига, по сопряженным разломам оперения,



рубцовым и лестничным разломам внутри междвиговых блоков. Все магматогенные рудные и другие полезные ископаемые соответственно находятся в удалении от линий глубинных разломов.

Структурное дешифрирование магматических тел на аэрофотоснимках. По аэрофотосним-



Рис. 152. Аэрофотоснимки интрузивных тел:

а — гранитный массив с хорошо дешифрируемыми границами; *б* — останец кровли на гранодиоритовом массиве (стереопара); *в* — граниты, разбитые параллельными трещинами

кам, особенно если имеются цветные контактовые отпечатки, в первую очередь отбиваются границы интрузивных тел по иным тональности или цвету (по сравнению с вмещающими породами), трещиноватости, формам рельефа и речной сети, проявлению контактовой зоны массива, просматривающейся в виде темной полосы или линии (рис. 152 *а—в*). Внутри поля распространения интрузивных пород по аэрофотоснимкам иногда очень четко выделяются фациальные или фазовые разновидности пород и останцы кровли. Трещиноватость пород отдельных внутренних фаз внедрения может быть различной и подчеркивать контуры каждой фазы. Иногда формы рельефа пород разных фаз также несколько отличаются друг от друга. Дайки и жилы внутри массива и за его пределами на аэрофотоснимках отличаются по формам рельефа и тональности.

Для выяснения вертикальной мощности интрузивного тела, положения нижних частей боковых поверхностей и вскрытия подошвы интрузива необходимо использовать структурное бурение и геофизические методы. Бурение скважин, однако, связано с большими затратами. Поэтому бурение скрытых на глубине тел или их частей проектируется после геофизических, структурно-картировочных работ и предварительного выявления общей формы массива. При бурении, когда диаметр скважин

позволяет применять кернометрию, совершенно необходимо отбирать ориентированный керн. Скважины необходимо располагать так, чтобы одни из них входили в центральные апикальные части и захватывали различные фации интрузива, выходя за его пределы, а другие подсекали боковые части со стороны вмещающих пород. При хорошем выходе керна можно определить все структурные элементы.

Геофизические методы помогают обнаружить и оконтурить интрузивное тело на глубине, определить его примерную форму в поверхностной (апикальной) части, а в некоторых случаях и в боковых частях, а также установить изменение формы на глубине и выделить некоторые разновидности магматических пород и трещиноватость внутри интрузива. По границе с интрузивом можно выделить некоторые типы контактово-измененных пород и оруденение. Успешные результаты структурного изучения интрузивных тел получаются, несомненно, при комплексном использовании геофизических, геолого-структурных, разведочно-буровых и геохимических методов.

Структурно-геологическое изучение вулканогенных толщ базируется на установлении их состава и внутреннего строения. Прежде всего решается вопрос о составе пород и изменении их как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении; затем решаются вопросы фациального изменения, форм залегания и мощности толщ, положения каналов излияния или выброса материала, определяется возраст изучаемых пород и их положение в стратиграфическом разрезе. Выделяются свиты, а внутри них опорные горизонты, особенно необходимые для составления структурных карт. Для определения положения поверхности интрузивных и эффузивных тел рекомендуется в порфировых или порфировидных породах выявлять ориентировку фенокристаллов, флюидалных линий, полос и плоскостных директивных форм. Должны изучаться автолиты, состав ксенолитов, обломки лав, степень метаморфического изменения и особенно их ориентировка. Для выделения самостоятельных стратиграфических и маркирующих горизонтов могут быть использованы соотношения лавовых и туфовых прослоев, структурные и текстурные особенности пород, виды трещиноватости и отдельности в прослоях и горизонтах, наличие корок закала и характер первичной поверхности лавового тела. На карте необходимо показывать фациальные типы образования внутри изверженных тел и маркирующие прослои. В районах с сильной дислоцированностью толщ при изучении разрезов необходимо знать отличительные признаки запрокинутых и перевернутых толщ.

Большое значение имеет дешифрирование вулканогенных пород на аэрофотоснимках. При дешифрировании границы распространения вулканогенных пород определяются по особым формам рельефа (отрицательным и положительным), рез-

ко отличной тональности окружающих пород. Молодые лавовые покровы и потоки, особенно базальтовые, нередко венчают возвышенности в районах сильной эрозии, образуя так называемые столовые горы. Пологонаклонные или почти горизонтальные потоки лавовых масс иногда с боков отграничиваются узкими речными долинами и создают вид как бы вложенных в долины плоских эффузивных языков. Хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках некии, жерловые фации пород, дайки, кальдерные эффузивные поля и несогласные налегающие потоки. Трещиноватость эффузивных пород, мелкие жилы и дайки лучше выявляются на крупномасштабных аэрофотоснимках. Крупные разломы в вулканогенных образованиях довольно отчетливо видны на разномасштабных снимках, особенно в молодых формах.

Применение геофизических методов при структурном изучении вулканогенных пород принципиально не отличается от использования их при изучении осадочных толщ. Изучение геофизическими методами также основывается на резком различии физических свойств (главным образом магнитных) эффузивных и подстилающих или вмещающих пород. Этими методами оконтуриваются поля распространения эффузивных и некоторых пирокластических пород, устанавливаются мощности тел излившихся горных пород и пирокластических образований. Геофизические методы позволяют определять формы залегания и глубину расположения эффузивных тел, их мощность, корни эффузивных тел, жерловых фаций, а также трубок взрыва.

Составление структурно-геологических карт магматических тел. На основании структурного изучения и картирования массивов интрузивных и эффузивных горных пород кроме обычной геологической карты рекомендуется составлять структурную карту (если имеются для этого данные), отображающую состав, фации пород, границы их распространения, элементы залегания контактовых поверхностей массивов и прототектонических элементов, трещиноватость горных пород, а также всех структурных элементов вмещающих образований. По структурным элементам выявляется внутреннее строение интрузивов и эффузивов, направление движения расплава в моменты его остывания и затвердевания и соотношения с вмещающими или подстилающими породами. От петрографических карт структурные отличаются наличием всех структурных элементов первичной внутренней тектоники и отображение формы тел, положения контактовой поверхности в изогипсах и мощности пластовых тел в изопакхитах.

На структурной карте обычно отображаются первичные реставрированные поверхности магматических тел. По линейным и плоскостным директивным текстурным элементам и первичным трещинам показывается положение «структурных

блоков» для различных участков массивов, которые в виде моделей или круговых диаграмм наносятся на карту (рис. 153). Показываются границы и структуры повторных фаз внедрения внутри интрузива. Кроме того, на карте отмечаются контактовые ореолы, последующие (постмагматические) тектонические нарушения и расположение жил и даек. Для построения структурной карты интрузивного или эффузивного тела необходимы также данные о гипсометрическом положении точек первичной сохранившейся и эродированной его поверхности.

Карта первичного рельефа поверхности интрузива в изогипсах строится таким же способом, каким и структурная карта в стратозогипсах для поверхности слоя, при помощи составления разрезов по карте (рис. 154). Для эффузивного потока или покрова можно в изогипсах отображать не только форму кровли, но и форму подошвы. Состав и возраст пород на карте целесообразно показывать бледными красками или только индексами, а не штриховыми знаками, так как последние не дают возможности нанести на нее знаки структурных элементов. Линейные и плоскостные элементы показываются общеупотребительными условными знаками. Можно использовать способ отображения угла падения линейных и плоскостных прототектонических элементов стрелками условной длины и треугольниками без указания угла падения цифрами (рис. 155). Длину линейного элемента при его горизонтальном положении можно показать равной 1 см, а при наклонном — приблизительно длиной стрелки, отвечающей проекции сантиметровой линии падения на горизонтальную плоскость (при 45° это будет 0,5 см). При вертикальном положении линейного элемента он условно изображается точкой (1). Плоскостные элементы (2) показываются треугольником высотой 1 см при их горизонтальном положении; в зависимости от угла падения высота его изменяется как проекция на горизонтальную плоскость. При вертикальном положении плоскостных элементов условным знаком может быть отрезок толстой линии с точкой или без нее.

Элементы трещинной тектоники обозначаются общеизвестными значками — отрезками различных линий со штрихом, перпендикулярным к ним, и указанием угла падения поверхности трещины. Трещины различного типа, например, параллельно поверхностные, поперечные и продольные можно наносить различными знаками. Трещиноватость пород целесообразнее всего показывать небольшими круговыми диаграммами для определенных участков массива, что придаст карте наглядность. Положение поверхностей массивов на контактах с вмещающими породами при подвернутом их положении следует показывать знаком, подобным знаку, указывающему падение запрокинутых слоев. Контактные метаморфические ореолы во вмеща-

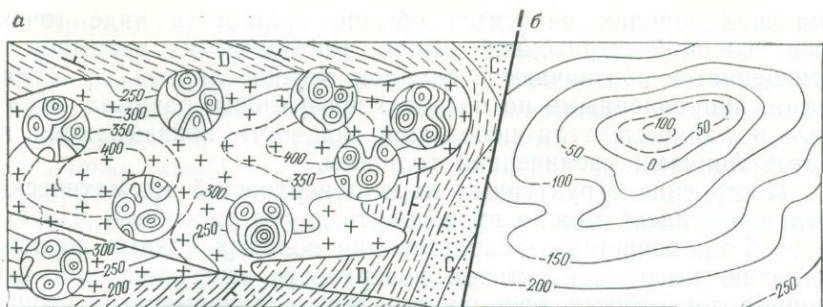


Рис. 153. Структурная карта интрузива:

а — с круговыми диаграммами трещиноватости; б — изогипсы высот кровли девона в опущенном блоке. Пунктирная линия — воздушные изогипсы

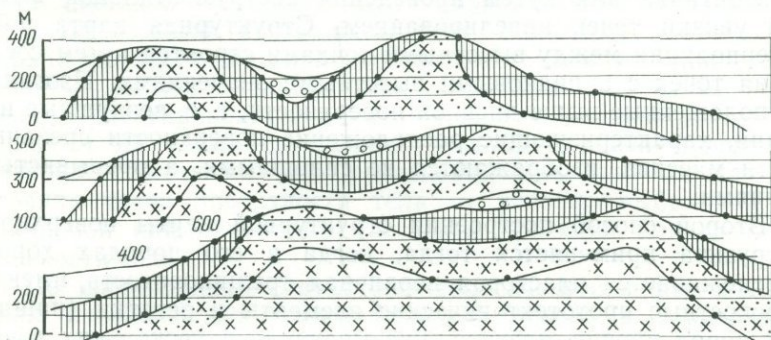


Рис. 154. Серия параллельных геологических разрезов через зональный интрузив, построенных по геологической карте в горизонталях, для составления структурной карты в изогипсах

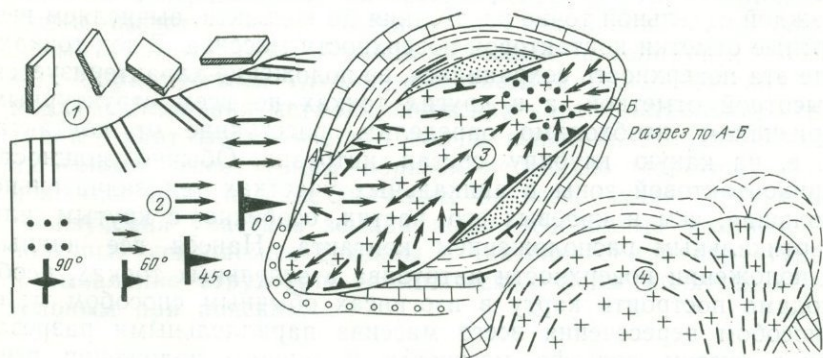


Рис. 155. Построение структурной карты интрузивного массива с помощью прототектонических элементов:

1 — обозначения линейных элементов; 2 — обозначения плоскостных элементов; 3 — структурная карта массива, составленная в таких знаках; 4 — разрез через реставрированный массив

щающих породах наносятся обычно крапом (в виде точек) или условной штриховкой. Линии тектонических разрывов со смещениями обозначаются жирной черной линией со штрихами, направленными по падению поверхности разрыва. Жильные и дайковые тела небольшой мощности показываются на карте линиями увеличенной толщины.

Построение структурных карт поверхностей магматических тел в изогипсах можно производить двумя способами. Первый способ заключается в использовании полевых данных по определению высот контактовой поверхности интрузива или первичной поверхности эффузивного тела с равномерным распределением точек замеров по всему полю картируемого объекта. Гипсометрическое положение точек поверхности магматического тела может определяться по топографической основе в горизонталях или путем проведения инструментальной высотной увязки точек нивелированием. Структурная карта после интерполяции между высотными точками строится путем соединения точек с одинаковыми высотными значениями. Изогипсы, расположенные выше дневной поверхности, т. е. воздушные изолинии, характеризующие расположение поверхности срезанной части массива, изображаются не сплошными, а прерывистыми линиями.

Второй способ построения структурной карты поверхности интрузива применяется тогда, когда в его породах хорошо прослеживается пластовая первичная трещиноватость, имеются плоскостные прототектонические элементы и остатки (нашлепки) пород кровли массива, указывающие в нескольких точках на положение контакта интрузива с вмещающими породами. Определением соотношения первичных трещин разного типа и особенно пластовых L устанавливается положение первичной поверхности массива. Определяя по пластовым трещинам в каждой отдельной точке расстояния до контакта, вычисляем высотные отметки контактовой поверхности массива. В тех точках, где эта поверхность сохранилась, ее положение характеризуется высотной отметкой, а в других точках по всем структурным признакам необходимо определить расстояние от контакта, т. е. на какую глубину срезан интрузив. Обычно мощность приконтактной зоны в апикальных участках тел значительно большая, чем в краевых его частях, особенно с крутым или вертикальным расположением контакта. Нанеся все данные о положении поверхности интрузива в отдельных точках, необходимо построить карту в изогипсах обычным способом, т. е. способом пересечения всего массива параллельными разрезами с учетом рельефа местности и точного положения всех структурных элементов. По ним необходимо определить высотные отметки поверхности тела, а после этого по данным разрезов строить структурную карту его поверхности в изогипсах.

При составлении структурных карт нужно учитывать расположение и величину смещений блоков по разломам, образовавшимся после формирования первичной структуры массива. Структурную карту можно составлять на нескольких листах-накладках на геологическую карту. На одной накладке из кальки можно показать расположение прототектонических элементов, на другой — трещиноватость, на третьей — изогипсы поверхности интрузива (кровли или подошвы — отдельно). Можно отображать все эти данные и на одном листе, если загрузка карты знаками небольшая. Однако составлять структурную карту всего по нескольким точкам наблюдений — бесполезно.

При детальном структурном анализе небольших интрузивных тел или частей более крупных плутонов можно составлять структурную схему вертикальной или крутонаклонной сложной боковой поверхности тела. Проекция изолиний поверхности части массива или рудного тела на такой схеме делается на вертикальную или наклонную плоскость, определенно ориентированную по отношению к странам света. Изолиниями на схеме показывают рельеф боковой поверхности плутона. Отметками для проведения изолиний служат расстояния точек поверхности тела от условно выбранной вертикальной или наклонной плоскости проекции или от осевой плоскости тела.

По составленной структурно-геологической карте в изолиниях кровли и по топографической основе в горизонталях можно составить карту или схему глубины эрозионного среза интрузива. Изолинии одинаковой величины среза (глубины обнаженной части) тела проводятся по точкам одинаковой разности отметок его первичной поверхности и современной эрозионной поверхности (горизонтали рельефа). Такие карты или схемы имеют важное значение для выяснения общей формы магматического тела, поисков полезных ископаемых, связанных с различными глубинными частями магматических тел, и для составления металлогенических карт. Составление структурных карт магматических тел в изолиниях, показывающих их формы, имеет таким образом не только теоретическое, но и важное практическое значение. Во всех случаях структурного изучения участков земной коры необходимо помнить, что полезные ископаемые связаны с тектоническими структурами и выявление структурно-тектонических форм является обязательным при поисках.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО ИЗУЧЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Структурно-тектоническое изучение толщ метаморфических горных пород требует особого подхода, чем изучение осадочных и изверженных горных пород.

В современном учении о метаморфизме как о процессе преобразования осадочных и изверженных горных пород определено установлено, что оно протекает в твердом (до образования расплава) состоянии и выражается в изменении состава структуры и текстуры пород, форм залегания и объемов пород. При различных процессах метаморфизма из одних и тех же по составу пород могут образоваться различные метаморфические породы, тогда как при изменении различных по составу исходных пород при различных типах метаморфизма могут возникнуть одинаковые метаморфические образования. Конечные продукты метаморфизма являются итогом проявления комплекса взаимосвязанных процессов.

§ 1. Метаморфические изменения горных пород

По преобладающему участию тех или иных факторов преобразования горных пород и с точки зрения геологической обстановки выделяется несколько различных типов метаморфизма.

Региональный (глубинный) метаморфизм характеризуется проявлением на больших площадях и глубинах при высоких гидростатических давлениях и больших температурах. Он в основном изменяет структурные и текстурные признаки исходных пород в результате их перекристаллизации при пластическом течении горных пород, образует параллельную ориентировку линейных элементов породы.

Контактный метаморфизм проявляется в приконтактных зонах вмещающих пород с внедрившейся в них магмой. Главную роль при этом типе метаморфизма играет высокая температура магмы и выделяющиеся из нее газы и растворы. Горные породы подвергаются термической и значительной химической переработке.

Динамометаморфизм, или дислокационный метаморфизм, проявляется под воздействием ориентированного давления (стресса) в зонах интенсивных подвижек и деформации при различной роли температурного фактора, в результате чего происходит механическое преобразование пород, чаще всего без существенной перекристаллизации и химического изменения. Кроме этих главных типов метаморфизма как разновидность предыдущих выделяют *пневматолитовый* и *гидротермальный*.

ный метаморфизм. При пневматолитовом процессе в исходные породы приносятся газовыми эманациями новые химические вещества. Гидротермальные процессы связаны с воздействием ювенильных горячих водных растворов, несущих различные химические элементы, которые так же, как и газовые струи, изменяют состав первичных пород, иногда полностью преобразовывая как вблизи, так и на большом удалении от магматических резервуаров.

Породы регионального метаморфизма распространены среди разновозрастных складчатых зон и поясов разломов, смятия, участков интенсивных деформаций внутри складчатых систем, в зонах надвигов и тектонических покровов. Породы контактового метаморфизма (сюда же относятся и гидротермально измененные и пневматолитовые образования) имеют широкое, но местами и локальное, распространение и связаны с магматическими телами. Они встречаются вокруг массивов иногда на значительном расстоянии от них, и на дневной поверхности проявляются не связанными с интрузиями выходами.

Следует упомянуть еще два типа метаморфизма, которые имеют большое значение при структурном анализе и восстановлении глубинных процессов. Первый протекает на грани расплавления пород или частичного расплавления и называется *ультраметаморфизмом*. Большое значение имеет метасоматоз, гранитизация и перекристаллизация, а также инъекции привнесенных расплавов и растворов. В процессе ультраметаморфизма происходит очень глубокое преобразование исходных пород на грани их расплавления. Вторым типом преобразования пород, в противоположность прогрессивным изменениям, является регрессивный метаморфизм, или диафторез. Регрессивный метаморфизм — это наложенный процесс метаморфизма, т. е. изменение ранее образованных более сильно метаморфизованных пород в менее метаморфизованные (низкотемпературные) горные породы. Образование диафторитов происходит в результате наложения более молодых гидротермальных пневматолитовых или тектонических процессов на древние метаморфические образования.

При определении возраста образования метаморфических пород кроме диафтореза необходимо учитывать также полиметаморфические преобразования — действие прогрессивно наложенных нескольких процессов метаморфизма.

По степени изменения и глубине расположения пород при региональном метаморфизме выделяются три зоны: эпизона (верхняя), мезозона (средняя) и катазона (нижняя, или глубокая). Современная классификация метаморфических пород основана на представлениях о метаморфических фациях, разработанных В. А. Николаевым, Д. С. Коржинским и др. Породы низких ступеней регионального метаморфизма характерны *фацией зеленых сланцев* (300—500° С) и *фацией альбит-*

эпидот-актинолитовых сланцев (500—800° С). Для пород средних и высоких ступеней метаморфизма свойственны *амфиболитовая* и *гранулитовая фации*. Метаморфизм часто имеет зональное расположение. Среди пород контактового метаморфизма также очень отчетливо иногда проявляется зональность и фациальная разграниченность. Выделяются обычно альбит-эпидот-роговиковая (300—550° С, роговообманко-роговиковая (550—700° С), пироксено-роговиковая (600—800° С) и санидинитовая (800—1000° С) зоны. Наибольшая глубина проявления контактового метаморфизма составляет 3 км, а регионального — 10—14 км.

Степень метаморфизма пород и принадлежность их к той или иной фации устанавливается по составу метаморфических пород. Низкие ступени регионального метаморфизма характеризуется образованием кремнистых сланцев, филлитов и зеленых сланцев. Фация зеленых сланцев более разнообразна по минеральным ассоциациям. Зеленые сланцы обычно образуются за счет изменения основных и средних по составу вулканогенных и интрузивных пород, а также за счет осадочных. В породах низких ступеней метаморфизма часто сохраняются следы и реликты первичного строения породы. Для средних ступеней метаморфизма свойственно увеличение размеров зерен породы. Преобладающими породами этой ступени метаморфизма являются разнообразные кристаллические сланцы, имеющие сланцеватое зернисто-кристаллическое, бластическое или лепидобластическое (чешуйчатое), или порфиробластическое строение с линзовидно-полосчатой текстурой.

Высокие ступени метаморфизма приводят к коренным изменениям пород, при которых они большей частью полностью теряют свой первоначальный облик. Породы приобретают полосчато-гнейсовидное, сланцеватое строение или мигматитовый облик, обогащаются плагиоклазом и микроклином, особенно при мигматизации и метасоматической гранитизации. Контактво-метаморфизованные породы также располагаются зонально по отношению к скрытому или обнаженному магматическому телу. Контактный метаморфизм относится к локальным изменениям горных пород, поэтому ореольная зональность в расположении метаморфических пород имеет сравнительно узкие зоны, ширина которых зависит от объемов и состава внедрившейся магмы. Появление тонкочешуйчатого биота в породах контактовой зоны является важнейшим диагнетическим признаком роговиков и близкого расположения интрузивного массива.

В зонах высокого метаморфизма появляются сильно измененные на контакте ортоклаз-плагиоклаз-кордиеритовые, гиперстеновые и другие породы. Для дислокационного метаморфизма характерны механические преобразования пород, перекристаллизация и изменение состава на низкой стадии — фации

зеленых сланцев. К типичным продуктам дислокационного метаморфизма относятся тектонические брекчии, катаклазиты, развальцованные породы, милониты и ультрамилониты. Выделяется следующая полная последовательность расположения тектонитов: 1) сильно измененные породы (ультраamilониты); 2) сплошные сланцеватые милониты; 3) милониты очкового строения; 4) сильно катаклазированные породы; 5) частично катаклазированные породы (в краевых частях обломков брекчий); 6) брекчии, состоящие из линзовых обломков; 7) брекчии, состоящие из угловатых или частично обтертых, окатанных обломков; 8) сильно трещиноватые породы; 9) породы с затухающей трещиноватостью. Однако полная зональность в расположении типов тектонитов встречается редко. Внутри крупных и малых интрузивных тел также наблюдается динамометаморфические тектониты, некоторые массивы изобилуют ими, причиной этому являются разломы, повторные интрузии и многофазные внедрения.

Одним из наиболее важных вопросов структурно-тектонического изучения метаморфических пород является установление их первичного образования и форм залегания: принадлежат ли они к параметаморфическим или ортометаморфическим породам. Выяснение исходного материала базируется в первую очередь на детальном изучении состава метаморфических пород, их структуры, текстуры, формы залегания фаций, зонального распределения и восстановления типа метаморфизма. Главнейшие руководящие минералы, по которым до некоторой степени удается судить о первичном составе пород, называются *индекс-минералами*. На низких стадиях метаморфизма в изменяющихся породах остаются реликты состава, структур и текстур пород и устанавливаются формы их залегания, а по простираанию наблюдаются переходы в неизменные породы.

§ 2. Стратиграфическое расчленение и определение возраста метаморфических толщ

Для установления форм залегания исходных пород, характерных для метаморфических толщ, необходимо использовать все признаки, которые в отдельности или совокупности могли бы указывать на первичные интрузивные, эффузивные или слонистосадочные формы залегания. К ним относятся постепенные переходы в незатронутые метаморфизмом первичные разности, текстурные признаки и следы типов деформаций пород. Очень сильно первичную форму изменяют дайковые тела. В результате метаморфизма они изгибаются, разрываются, образуя структуры будинажа. Эффузивные тела плоской формы (первоначального пластового типа) могут сминаться в складки, разрываться на блоки и чешуи и смещаться друг относительно

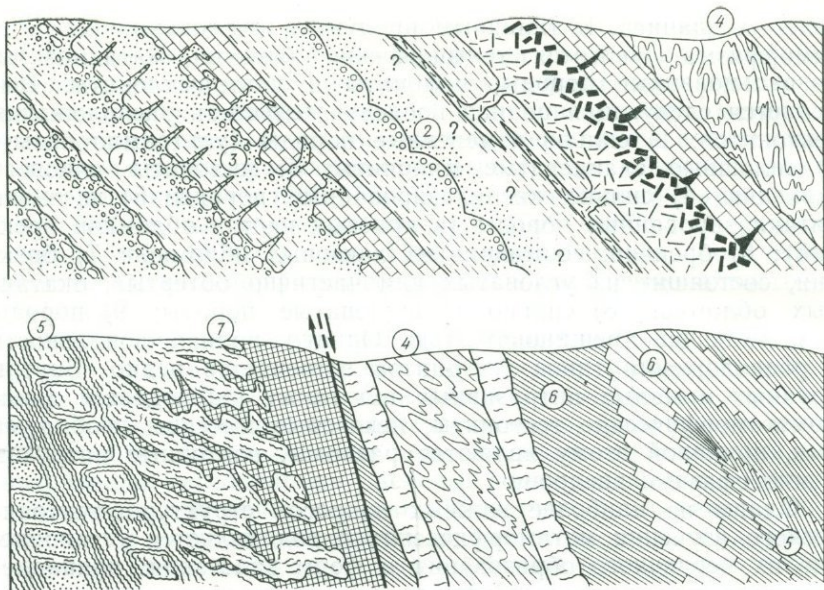


Рис. 156. Признаки перевернутых слоев в слабо метаморфизованных породах: 1 — ритмичность прослоев; 2 — волноприбойные знаки; 3 — трещины усыхания и следы камнеточцев; 4 — складки течения и сползания; 5 — будинаж; 6 — кливаж; 7 — мигматиты

друга. А все эти нарушения могут быть скрытыми общей сланцеватостью, брекчированностью или разлинзованием.

Главнейшими признаками, по которым устанавливается первичная осадочная природа параметаморфических пород, являются следы и реликты слоистости (рис. 156). Прослеживание всех этих признаков по простиранию и вкрест простиранию пород позволяет надежно устанавливать их первичное происхождение и залегание. Слоистость чаще всего пересекается сланцеватостью или поверхностями кливажа. Ритмичное чередование различных по составу, структурным и текстурным признакам метаморфических пород, отражающее первичную ритмичность образований (1), волноприбойные знаки (2), иероглифы, следы галечных прослоев и т. п., позволяет устанавливать первичную природу измененных пород. Первичная косая или диагональная слоистость осадочных горных пород иногда хорошо сохраняется в метаморфических породах и позволяет даже восстановить положение кровли и подошвы пластов. Слоистое строение некоторых метаморфических пород устанавливается по обуглившимся, растительным или графитовым остаткам стержней граптолитов, обломкам размытых пород, залегающих в подошве покрывающего слоя, трещинам усыхания и ходам камнеточцев (3). Поверхность коры выветривания также

может отчетливо проявляться в толще метаморфических пород.

Установлению первичной слоистости метаморфизованных пород помогает изучение кливажа. В метаморфических породах по первичным (дометаморфическим) складкам течения и сползания (4), будинажу (5) и кливажу (6) определяется положение слоев. Сильно метаморфизованные породы как осадочного, так и изверженного происхождения приобретают сланцеватость, обусловленную параллельным или субпараллельным расположением пластинчатых, таблитчатых и игольчатых минералов, а также мигматизируются (7). Выявление и изучение общей ориентировки линейных и плоскостных текстур в сланцевых породах производится аналогично изучению прототектонических элементов магматических пород. Стратиграфическое расчленение и картирование слабо метаморфизованных пород не отличается от такого же изучения осадочных, вулканогенных или интрузивных пород. Расчленение метаморфизованных пород и выделение опорных горизонтов прежде всего производится по петрографическому составу и структурно-текстурным признакам пород и по их первичной фациальной изменчивости. Однако ложными одновозрастными стратиграфическими горизонтами могут оказаться разновозрастные породы. Иногда удается разновозрастные толщи метаморфических пород выделить по прорывающим их интрузиям или жильно-дайковым телам. Относительное стратиграфическое размещение горизонтов производится по прослеживанию их на большой площади, установлению структурных форм, смене последовательности в разрезах, несогласиям в залегании и по разрывным нарушениям.

Наибольшие затруднения при стратиграфическом расчленении метаморфических толщ и определении относительного возраста пород возникают при изучении сложноскладчатых, особенно изоклиналильных структур. В этом случае прослеживание границ условно выделенных горизонтов на местности и аэрофотоснимках позволяет выявить последовательность напластования, а также мелкие и крупные складчатые формы и разрывы. Выделение метаморфизованных пород эффузивных потоков или покровов нижних и верхних поверхностей эффузивных тел, переходы одних вулканогенных фаций в другие, приуроченность к отдельным частям эффузивных тел структурных и текстурных элементов, трещиноватости и т. д. производится по всем описанным выше признакам.

Метаморфизованные интрузивные породы могут расчленяться по относительно к вмещающим породам возрасту, сочетанию массивов с дайковыми и жильными образованиями, характеру экзо- и эндоконтактных изменений. Большой материал для восстановления природы метаморфических изменений интрузивов получается при изучении контактов, внутренних интрузивных фаций, директивных текстур и трещиноватости. Приходится

учитывать, что в некоторых случаях в интрузивных метаморфизованных телах следы прототектоники претерпевают переориентировку или исчезают, на них накладываются вторичные текстуры. Значительно сложнее производить стратиграфическое расчленение глубокометаморфизованных толщ пород. Вместе с тем чередование толстослоистых исходных пород иногда выделяется по горизонтам различного минерального состава сланцев или гнейсов. Корреляция выделенных горизонтов метаморфических пород может быть проведена как по составляющим их главным минералам и количественным соотношениям последних, так и по аксессуарным минералам и редким элементам.

Большое внимание необходимо обращать при корреляции на наличие тонких горизонтов или пачек мрамора, кварцитов, кварцитовых сланцев или кварцитовидных гнейсов. Некоторые виды амфиболитовых кристаллических сланцев и гнейсов выдержанного минерального состава также можно принимать за опорные горизонты. Стратиграфическое разделение мощных толщ метаморфических пород может производиться по количественному соотношению в пачках выделенных горизонтов; а также по общей мощности горизонтов или мощности каждого горизонта, расстоянию по разрезу между ними и др. (рис. 157). Выделяются те опорные стратиграфические горизонты, которые прослеживаются без изменения по всему району и оконтуривают на поверхности главные структурные формы (1).

Выделять свиты (этажи и подэтажи) иногда удается по степени метаморфизма пород. Метаморфические породы, представляющие в разрезах различные разновидности по крепости, хорошо проявляются в рельефе различными формами обнажений и вырисовываются на аэрофотоснимках различной окраской (тональностью), различными элювиальными продуктами выветривания, формами растительного покрова и другими признаками. Среди однообразных по признакам мощных свит метаморфических пород, например сланцев, отчетливо по своей более светлой окраске выделяются кварциты, кварцитовидные и кварцевые сланцы, светлые мраморы, межпластовые тела кислых эффузивов и светлых туфов (2). Нередко кажущаяся (ложная) слоистость пород, выделяющаяся по однообразному литологическому или цветовому признаку, оказывается сложенной разновозрастными, но одинакового состава пластами (3) трансгрессивной или регрессивной серии (по Н. А. Головкинскому). Среди метаморфических пород хорошо различаются по фототонам кислые интрузии, особенно когда они имеют темные контактовые ореолы из роговиков, скарнов и других пород. Но измененные интрузивные породы среднего и основного состава бывают не отличимы по тональности от вмещающих метаморфических сланцев и некоторых гнейсов. В светлых гнейсах по фототону трудно выделяются кислые интрузивы.

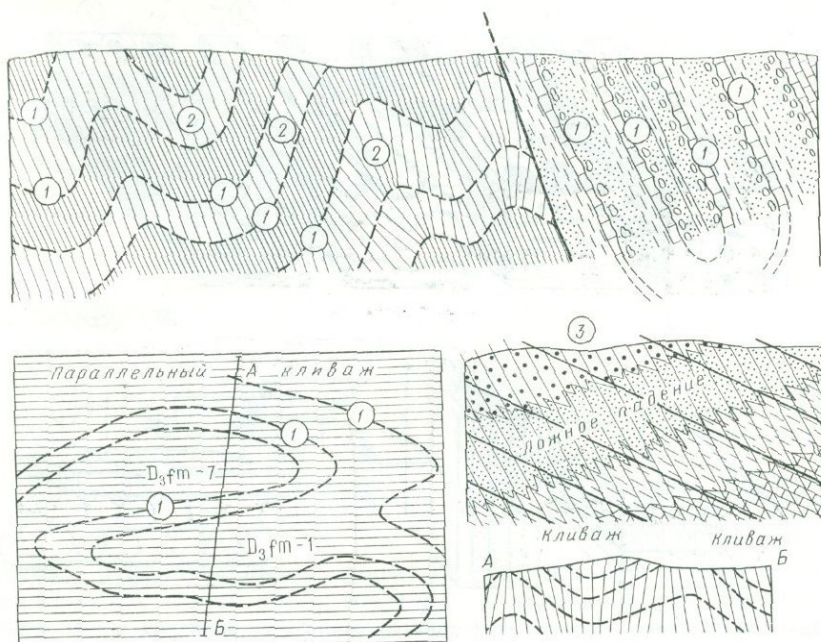


Рис. 157. Установление в сильно кляжированных породах форм складчатых структур по маркирующим горизонтам:

1 — литологическим; 2 — тоновым; 3 — фациальным разностям пород. По маркирующим горизонтам и параллельному кляжу на карте установлен тип складчатости на разрезе, по Н. И. Галицкому

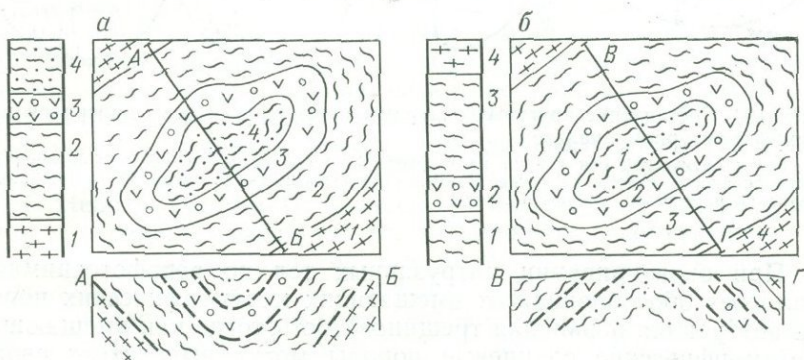


Рис. 158. Два варианта тектонической трактовки структурно-геологической карты метаморфических толщ (с аэрофотоснимка).

Предполагается, что в ядре структуры: а — молодые породы — гнейсовая мулда; б — древние породы — гранито-гнейсовый купол. Цифры 1—4 — возрастная последовательность пород

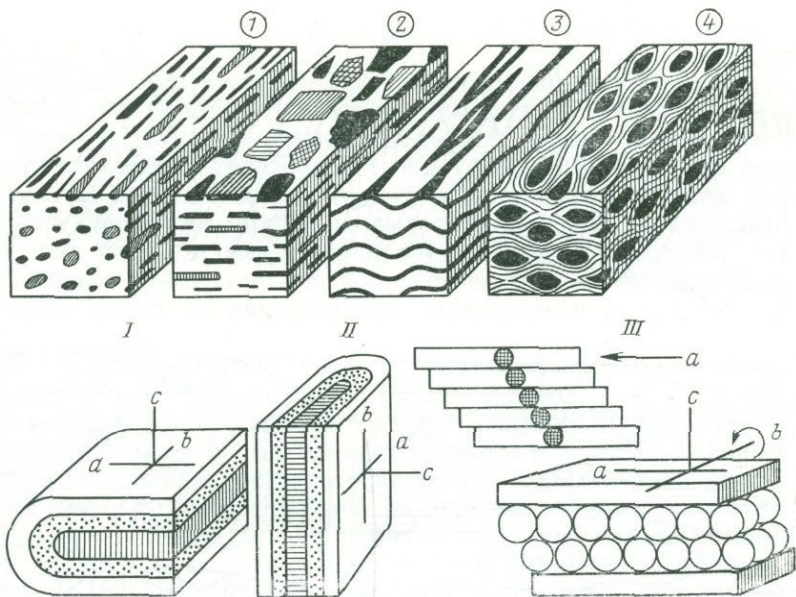


Рис. 159. Главные текстурные формы метаморфических пород и оси деформаций:

1 — линейная; 2 — плоскостная; 3 — волнистая; 4 — линзовая; *a*, *b*, *c* — главные оси деформации при сжатии (I), скольжении (II) и вращении (III)

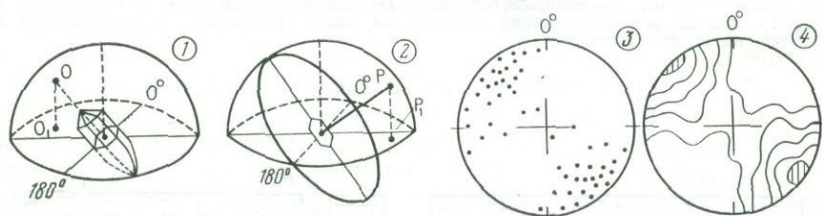


Рис. 160. Составление круговых диаграмм ориентировки осей минералов при микроструктурном анализе:

1 — точки оптической оси кварца на стереографической сетке ($O-O_1$); 2 — точки полюса спайности слюды на сетке ($P-P_1$). Диаграммы: 3 — точечная, 4 — в изолиниях нормалей плоскостей спайности слюды

При оконтуривании интрузивных тел по аэрофотоснимкам помогает обособленная от вмещающих метаморфических пород их внутренняя первичная трещиноватость, тогда как вмещающие метаморфические сланцевые породы могут выделяться своим цветом и кливажом. Более крепкие при выветривании метаморфические породы внутри сланцевых и гнейсовых складчатых пород выделяются на аэрофотоснимках своими положительными формами рельефа, а менее крепкие, легко разрушающиеся по-

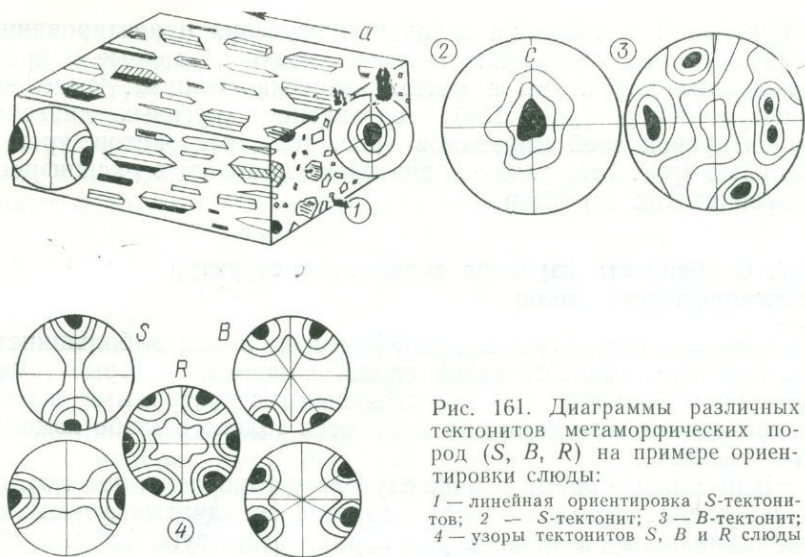


Рис. 161. Диаграммы различных тектонитов метаморфических пород (S, B, R) на примере ориентировки слюды:

1 — линейная ориентировка S-тектонитов; 2 — S-тектонит; 3 — B-тектонит; 4 — узоры тектонитов S, B и R слюды

роды — отрицательными формами. Отдельные разности или фазы интрузивных пород выделяются по положению контактовых поверхностей и внутренней первичной трещиноватости. В сланцево-гнейсовых толщах по выделенным маркирующим горизонтам определяются элементы залегания пород, направление сланцеватости, кливажа, трещиноватости и полосчатости.

Если при дешифрировании аэрофотоосновы не выявляется первичная возрастная последовательность метаморфических пород, в таких случаях следует составлять два варианта стратиграфических колонок и тектонической трактовки структурно-геологической карты, в зависимости от прямой или обратной последовательности стратиграфической схемы (рис. 158, а). В камеральный период очень помогает микроструктурный анализ по изучению ориентированных образцов и шлифов. Он проводится на полевом материале, на котором указаны ориентировка структурных директивных элементов (рис. 158, б), ориентировки и тип трещин и признаки, свидетельствующие о положении подошвы и кровли выделенных метаморфических горизонтов. Необходимо иметь записи о сланцеватости, полосчатости пород, кливаже, трещиноватости, положении контактовых поверхностей, а также о типах и размерах складок и особенно складок течения и мелкой гофрировки пород.

Определение направления погружения шарниров складок, опрокинутых складок, изменение мощностей пород на сводах и крыльях складок, расположение в них сланцеватости и трещиноватости и степени метаморфических изменений пород в различных частях крупных складчатых структур и ориентировка тектонитов, жильно-дайковых фаций оруденения и другие при

структурном анализе на основании изучения ориентированных шлифов пород позволяют восстанавливать первичные и преобразованные структуры в метаморфических толщах. Выделение текстур пород (рис. 159), составление круговых диаграмм ориентировок осей минералов (рис. 160), тектонитов, трещин, кливажа (рис. 161) также значительно помогает в расшифровке тектонических структур.

§ 3. Особенности изучения складчатых структур метаморфических толщ

Складчатые структуры метаморфических пород в большинстве случаев представляют собой сложные формы, которые трудно расшифровываются, так как обычными структурными стратиграфическими методами они изучаются только в слабо измененных толщах.

В настоящее время в ряде случаев установлено, что там, где ранее предполагались простые пологие складчатые формы или моноклиальные мощные серии пород, существуют сжатые, изоклиальные, лежащие складки, которые подверглись неоднократно смятиям и осложнились поперечными изгибами.

В. В. Эз основными особенностями тектоники метаморфических толщ считает: 1) большое разнообразие складчатых форм; 2) резкую дисгармонию складок; 3) сочетание складок нескольких порядков; 4) развитие изоклиальных складок; 5) наличие лежащих складок и складок с круто погружающимися шарнирами; 6) наложение складчатостей разных этапов и разного плана иногда с полным затушевыванием более ранней складчатости; 7) тектоническую переработку пород, приводящую к созданию новых плоскостных текстур, параллельных осевым поверхностям складок; 8) обилие разрывных нарушений; 9) тектоническое разлинзование в мелких и крупных масштабах.

В метаморфических образованиях складки с вертикальными осевыми поверхностями часто имеют вертикальные шарниры вторичных складок. Ни одна складка не является полностью концентрической и подобные складки не захватывают большой мощности пород. Вообще складки любого типа в метаморфических толщах оказываются дисгармоничными, а небольшие складки — внутрислоевыми.

Широко распространены птигматитовые складки, образованные жильными телами. В. В. Эз считает, что в метаморфических толщах складки сжатия, изгиба, скальвания, скольжения, течения, волочения и нагнетания отличить друг от друга невозможно, поэтому и употреблять без доказательства типа складок эти названия не следует.

Характерно, что сочетания складок и разрывов в крупных формах наблюдаются те же, что и в мелких. Поэтому изучение

мелких структур их соотношений помогает устанавливать и общие структуры района. Понять сложную крупную складчатую структуру означает узнать закономерности сложения ее мелких структур.

В результате тектонической переработки деформирующихся пород в них образуются новые текстуры в виде кливажа, сланцеватости, вторичной полосчатости и различного рода линейных текстур. Кливаж, как частая делимость пород на тонкие плитки, расположенные более или менее параллельно осевым поверхностям складок, сходясь или расходясь к ядру, весьма характерная форма нарушения складчатых слоев метаморфических пород. Сланцеватость отличается от кливажа тем, что представляет собой параллельное расположение зерен пластинчатых минералов в породе.

Линейные текстуры в виде параллельного расположения вытянутых минеральных зерен или агрегатов зерен чаще всего ориентированы параллельно шарнирам складок, заключающих их. Они часто секутся кливажем. Замки многих складок метаморфических толщ, особенно в изоклинальных формах, осложнены более мелкими и также изоклинальными складочками. Очень широко в раздавленных слоях проявляются структуры будинажа на крыльях складок, а иногда и в ядрах тесно сжатых складок. Раздавленные слои на крыльях складок часто разлинзованы. Тектонические линзы имеют различные размеры — от миллиметров до нескольких сот метров в поперечнике. В мигматитах, например, кварц-полевошпатовые линзы заключены в гнейсовом субстрате.

По разобщению будин устанавливается растяжение слоев в 5—10 раз от соответствующего их сдавливания. При сильной сдавленности складчатых слоев текстуры *S* преобразовываются в плоскостные текстуры *B*. В таких случаях очень интенсивную складчатость с полной переработкой текстур можно легко спутать со слоистостью и принять за моноклинальное залегание. Особенно затушевывают первичные складчатые формы наложенные складки, когда осевые поверхности или шарниры складок изгибаются с образованием наложенных складок (рис. 162). Одновременно происходит изгибание первичной сланцеватости. При достаточной сжатости наложенных складок в них развивается новая сланцеватость, кливаж, полосчатость, что затушевывает ранее сформировавшиеся складки, разрывы, несогласия. Наложение складки отличить от ранее сформированных можно по разному расположению шарниров мелких складок, а особенно в замках обеих складок, или по разному расположению разновозрастных дайковых или жильных тел. Наложение складчатостей придает геологическим контурам (горизонтам) весьма запутанный характер. В наложенных складках стратиграфический принцип отличия антиклинальных складок от синклинальных не применим, так как образуются так называемые *анти-*

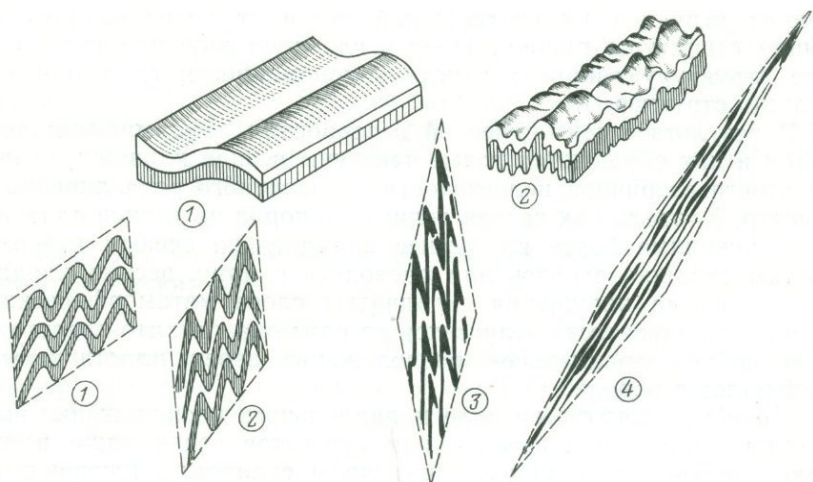


Рис. 162. Перестройка плоскостных текстур в метаморфических породах позволяет восстанавливать первичные формы (1) в наложенных (2, 3, 4)

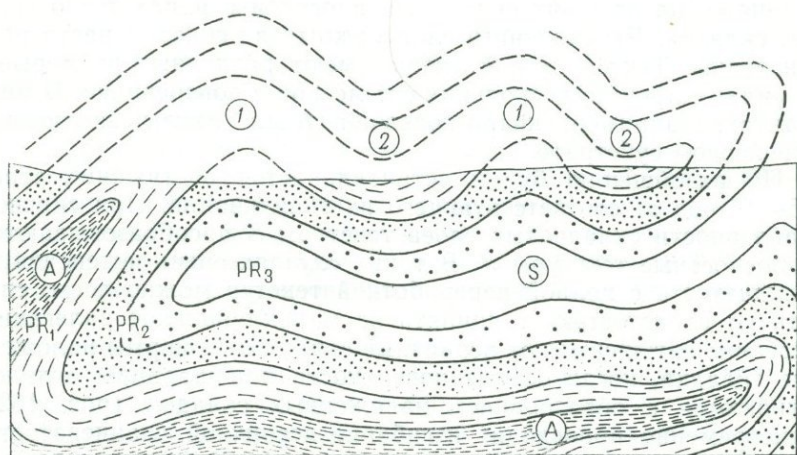


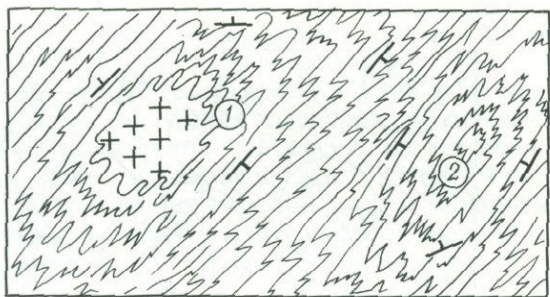
Рис. 163. Наложение при повторных смятиях на изоклиналильные лежащие складки вторичных прямых:

1 — антиформные; 2 — синформные; А — ядра антиклиналей; S — ядро синклинали

формные синклинали и «синформные» антиклинали в лежащих изоклиналильных складках (рис. 163).

Разрывные нарушения в метаморфических комплексах очень широко распространены, но они трудно или совсем не различимы. В некоторых случаях разрывы устанавливаются по сохранившимся тектонитам (брекчии, повышенная трещиноватость,

Рис. 164. Гранито-гнейсовый купол (1) и мульда (2) в сильно метаморфизованных породах



катаклиз, жильные тела и разрывы в осевых частях острых складок, приразломная сланцеватость, милониты, узкие зоны метасоматического изменения пород и другие признаки).

Интрузивные тела претерпевают существенную перестройку состава, структуры, текстуры пород и форм массивов. Обычно изометричные тела в плане уплощаются и даже сминаются в складки и превращаются в будинные целочки. Распространенные гранито-гнейсовые купола (рис. 164) среди метаморфических комплексов нередко представляют собой сложные складчатые, а не пологие гнейсовые формы. Вообще гранитизация превращает большинство пород в гранито-гнейсы, среди которых различить первичные породы почти невозможно.

Изучать разрезы метаморфических толщ и восстанавливать тектонические структуры необходимо начинать с участков, где степень метаморфизма меньше, так как там меньше затушеваны первичные формы структур и менее развиты наложенные структуры. Высокометаморфизованные породы всегда характеризуются напряженнейшей тектоникой и наложением складок иной ориентировки. Г. Рамберг и В. В. Белоусов подметили, что мелкие складки метаморфических толщ образуются в основном в ядрах более крупных складок или на больших глубинах, где было больше сопротивление вмещающей среды.

Для того чтобы восстановить сложную картину сложно дислоцированных толщ метаморфического комплекса, необходимо использовать все методы изучения структур в комплексе, в котором единственно надежным методом является метод площадной детальной съемки с использованием микроструктурного анализа (рис. 165).

Метаморфические породы отличаются от исходных образований физическими свойствами. Поэтому при их изучении успешно применяются геофизические методы. Плотность пород от степени метаморфизма повышается к ядрам крупных складчатых структур. Магнитные свойства метаморфических пород являются показателем их состава (содержание рудных и других минералов), структурно-текстурных особенностей и метаморфических преобразований. По степени магнитности среди них выделяются

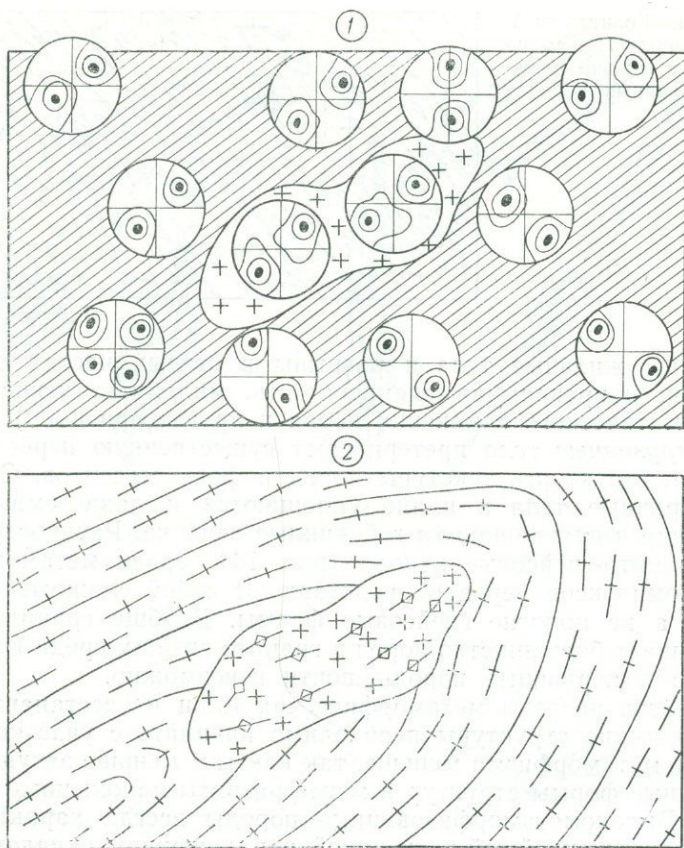


Рис. 165. Пример восстановления формы складчатости в гнейсах по диаграммам тектонитов S (кристаллы кварца) и по прототектоническим элементам гранитов (1). Выявленная общая структура периклинали (2)

сильно-, средне-, слабомагнитные породы и породы практически немагнитные, а также породы с обратной магнитной полярностью. Значительная часть глубоко метаморфизованных пород обладает весьма высоким удельным электрическим сопротивлением. Параметаморфические породы обладают меньшими сопротивлениями, чем ортометаморфические. Исходя из физических свойств метаморфических горных пород, при структурном изучении применяются те или иные методы. Состав, выделение различных картируемых разностей пород, определение мощности и форм их залегания, положение контактов и рудоносных зон, трещинной тектоники и других объектов в ортопородах со слабым изменением изучаются геофизическими методами так же, как и в неметаморфизованных эффузивных и интрузивных по-

родах. Изучение и картирование глубоко метаморфизованных пород геофизическими методами производится почти так же, как изучение кристаллических магматических пород. Применение геофизических методов при геологическом картировании и структурном изучении метаморфических толщ проводится обычно совместно с общими геологическими структурными исследованиями. Абсолютный возраст метаморфических пород определяют ураново-свинцовым (по уранитам, ториянитам, монацитам и др.) и калий-аргоновым методами (по слюдам и свежим калиевым полевым шпатам).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1966.
2. *Аэрометоды* геологических исследований. Ред. В. К. Еремин. Л., Недра, 1971.
3. *Белоусов В. В.* Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952.
4. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. Изд. Госгеолтехиздат. 1962.
5. *Белоусов В. В.* Структурная геология. Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1971.
6. *Белоусов В. В.* Геотектоника. М., Изд-во МГУ, 1976.
7. *Биллингс М. П.* Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1949.
8. *Богданов А. А.* Несогласия, их типы и значение их изучения.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 2.
9. *Болк Р.* Структурные особенности изверженных горных пород. М., Госгеолиздат, 1946.
10. *Ботвинкина Л. Н.* Методическое руководство по изучению слоистости.— В кн.: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 119. М., Изд-во АН СССР, 1965.
11. *Бронгулеев В. В.* Проблема складкообразования в земной коре. М., Недра, 1967.
12. *Буялов Н. И.* Структурная геология. М., Гостоптехиздат, 1957.
13. *Вассоевич Н. Б.* Полевая геология.— В кн. Спутник полевого геолога-геофизика. Т. 1. М., Гостоптехиздат, 1954.
14. *Геологическое* изучение Земли из космоса.— В кн.: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 317. М., Наука, 1978.
15. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
16. *Елисеев Н. А.* Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953.
17. *Кац Я. Г., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М.* Космические методы в геологии. М., Изд-во МГУ, 1976.
18. *Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. В., Петрова М. А.* Вулканические породы и методы их изучения. М., Недра, 1967.
19. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1969.
20. *Лахи Ф.* Полевая геология. Пер. с англ. М., Мир, 1966.
21. *Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П.* Микроструктурный анализ. М., Наука, 1965.
22. *Методы* изучения тектонических структур. Отв. ред. Н. А. Штрейс. М., Изд-во АН СССР. Вып. 1, 1960. Вып. 2, 1961.
23. *Михайлов А. Е.* Полевые методы изучения трещин в горных породах. М., Госгеолтехиздат, 1956.
24. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. Изд. 3-е. М., Недра, 1973.
25. *Михайлов А. Е., Рамм Н. С.* Аэрометоды при геологических исследованиях М., Недра, 1975.
26. *Муратов М. В.* Основные тектонические подразделения территории Советского Союза. Геотектоника, 1977, № 5.
27. *Николаев В. А.* Методика геологического картирования магматических комплексов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
28. *Очерки* структурной геологии сложно дислоцированных толщ. Сб. под ред. В. В. Белоусова и И. В. Кирилловой. М., Недра, 1970.
29. *Павлинов В. Н.* Типы глубинного несоответствия в структурах прогибов (смещение замков синклиналей с глубиной).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 1.
30. *Павлинов В. Н.* Кимберлитовые трубки в схеме морфологической классификации интрузивных тел.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 9.

31. *Павлинов В. Н.* Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъюнктивные структуры.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 8 и № 9.
32. *Пейве А. В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.
33. *Петрусевиц М. Н.* Аэрометоды при геологических исследованиях. М., Госгеолтехиздат, 1962.
34. *Петрусевиц М. Н.* Воздушная и наземная стереофотосъемка при геологических исследованиях. М., Изд-во МГУ, 1976.
35. *Слободской Р. М.* Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск, Наука, 1971.
36. *Сократов Г. И.* Структурная геология и геологическое картирование. М., Недра, 1972.
37. *Спивак А. И., Попов А. Н.* Механика горных пород. М., Недра, 1975.
38. *Справочник по тектонической терминологии.* М., Недра, 1970.
39. *Сапфиров Г. Н.* Структурная геология и геологическое картирование. М., Недра, 1965.
40. *Ситтер Л. У.* Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
41. *Тетяев М. М.* Основы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1941.
42. *Тихомиров В. В., Хаин В. Е.* Краткий очерк истории геологии. М., Госгеолтехиздат, 1956.
43. *Усов М. А.* Структурная геология М., Госгеолиздат, 1940.
44. *Ферберн Х. В.* Структурная петрология деформированных горных пород. М., Изд-во иностр. лит., 1949.
45. *Хаин В. Е.* Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 3.
46. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. Изд. 2-е М., Недра, 1973.
47. *Хаин В. Е.* Шестьдесят лет советской геотектоники (основные аспекты и этапы развития геотектоники).— Геотектоника, 1977, № 5.
48. *Херасков Н. П.* Геологические формации (опыт развернутого определения).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, № 5.
49. *Хилс Е. Ш.* Элементы структурной геологии. Пер. с англ. М., Недра, 1967.
50. *Шрок Р.* Последовательность в свитах слонстых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950.
51. *Эз В. В.* Особенности структуры метаморфических толщ.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., Недра, 1970.

Таблица поправок угла падения при пересечениях, не перпендикулярных

Истинный угол падения, в градусах	Угол между простиранием и линией пересечения геологическим							
	80	75	70	65	60	55	50	45
10	9°51'	9°40'	9°24'	9°5'	8°41'	8°13'	7°41'	7°6'
15	14°27'	14°31'	14°8'	13°39'	13°34'	12°28'	11°36'	10°4'
20	19°43'	19°23'	18°53'	18°15'	17°30'	16°36'	15°35'	14°25'
25	24°48'	24°15'	23°39'	22°55'	22°	20°54'	19°39'	18°15'
30	29°37'	26°9'	28°29'	27°37'	26°34'	25°18'	23°51'	22°12'
35	34°36'	34°4'	33°21'	32°24'	31°13'	29°50'	28°12'	26°20'
40	39°34'	39°2'	38°15'	37°15'	36°	34°30'	32°44'	30°41'
45	44°34'	44°1'	43°13'	42°11'	40°54'	39°19'	37°27'	35°16'
50	49°34'	49°1'	48°14'	47°12'	45°54'	44°17'	42°23'	40°7'
55	54°35'	54°4'	53°19'	52°18'	51°3'	49°29'	47°35'	45°17'
60	59°37'	59°8'	58°26'	57°30'	56°19'	54°49'	53°	50°46'
65	64°40'	64°14'	63°36'	62°46'	61°42'	60°21'	58°40'	56°36'
70	69°43'	69°21'	68°49'	68°7'	67°12'	66°8'	64°35'	62°46'
75	74°47'	74°30'	74°5'	73°32'	72°48'	71°53'	70°43'	69°14'
80	79°51'	79°39'	79°22'	78°59'	78°29'	77°51'	77°2'	76°
85	84°56'	84°50'	84°41'	84°29'	84°14'	83°54'	83°29'	82°57'
89	88°59'	88°58'	88°56'	88°54'	88°51'	88°47'	88°42'	88°35'

Пример. Вычисление истинного угла падения (обратная задача). Наклонные слои угол падения слоев 53°. В вертикальном столбце для 50° находим 53°, соответствующий

Таблица искажений величины угла падения слоев в преувеличенном

Относительное увеличение вертикального масштаба	Истинные углы						
	5	10	15	20	25	30	35
В два раза	10	19	28	37	43	50	54,5
В три раза	15	30	39	47,5	54,5	60	65
В четыре раза	19	35	47	55,5	62	66,5	70
В пять раз	23	41,5	53	61	67	71	74

к простиранию слоев

разрезом (в градусах) и видимые углы падения слоев

40	35	30	25	20	15	10	5
6°28'	5°46'	5°2'	4°15'	3°27'	2°37'	1°45'	0°53'
9°46'	8°44'	7°37'	6°28'	5°14'	3°33'	2°40'	1°20'
13°10'	11°48'	10°19'	8°45'	7°6'	5°23'	3°37'	1°49'
16°41'	16°58'	13°7'	11°9'	9°3'	6°53'	4°37'	2°20'
20°21'	18°19'	16°6'	13°48'	11°10'	8°30'	5°44'	2°53'
24°14'	21°53'	19°18'	16°29'	13°48'	10°16'	6°56'	3°30'
28°20'	25°42'	22°45'	19°31'	16°	12°15'	8°17'	4°11'
32°44'	29°50'	26°33'	22°55'	18°53'	14°30'	9°51'	4°59'
37°27'	34°21'	30°47'	26°44'	22°11'	17°9'	11°41'	5°56'
42°33'	39°20'	30°32'	31°7'	26°2'	20°17'	13°55'	7°6'
48°4'	44°47'	40°54'	36°14'	30°29'	24°8'	16°44'	8°35'
54°2'	50°53'	46°59'	42°11'	36°15'	29°2'	20°25'	10°35'
60°29'	57°36'	53°57'	49°16'	43°13'	35°25'	25°30'	13°28'
67°22'	64°58'	61°49'	57°37'	51°55'	44°1'	32°57'	18°1'
74°40'	72°75'	70°34'	67°21'	62°43'	55°44'	44°33'	26°18'
82°15'	81°20'	80°5'	78°19'	75°39'	71°20'	63°15'	44°54'
88°27'	88°15'	88°	87°38'	87°5'	86°9'	84°15'	78°41'

пересечены разрезом по линии, образующей угол 50° с простиранием свиты. Видимый истинному углу падения 60°.

Приложение 2

вертикальном масштабе разреза (с точностью до 0,5°)

падения, в градусах									
40	45	50	55	60	65	70	75	80	85
59	63,5	67	71	74	77	80	82,5	85	87,5
68,5	72	74,5	77	79	81	83	85	87	88
72,5	76	78	80	82	83	85	86	87,5	89
77	79	81	82	83	85,5	86	87	88	89

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автолиты — 290, 299
Автохтон — 243, 246
Азимут падения и простираения — 96
Аллохтон — 243, 246
Амплитуда смещения — 236, 269
Амфиклиза — 146
Анализ микроструктурный — 341
Антеклиза — 144, 156
Антиклиналь — 137
Антиклинорий — 148
Апикальная часть — 282, 293
Апофиза — 294, 303
Аэровизуальные наблюдения — 31
Аэрофотоснимки складок — 166—169
 » магматических тел — 324, 325
 » метаморфических толщ — 141, 340
Аэрофотосъемка — 30—36
- Батолит** — 294
Биогерм — 65, 66, 68
Бисмалит — 303, 304, рис. 143
Блатт — 251
Блок — 158
Борозды скольжения — 240
Босс — 294
Брахискладка — 146, 156
Брекчия тектоническая — 193, 243, 239
Будинаж — 194, 199, 211
- Вал** — 144, 156
Вергентность — 147, 148
Вертикальные движения — 47, 51, 74
Вершина складки — 135
Взброс — 193, 240, 288
Видимая мощность — 119
Внутриинтрузивное тело — 298
Внутриплатформенные структуры — 144
Воздымание шарниров — 136
Возраст (Геохронология) образований — 37
 » интрузивов — 320
 » разрывных нарушений — 215, 273
 » складок — 174
Волнистая интрузивная залежь — 300
Впадина — 146
Всестороннее сжатие — 78
Выгиб — 144
Выжимание пород — 143, 242
Выклинивание — 59
Высота складки — 136
Вязкое разрушение — 80, 232
- Гарполит — 294, 303
Геологическая карта — 5, 7, 36, 37
Геологический разрез — 61
Геологическое картирование — 5, 36, 64
Геотектоника — 3, 5
Геотумор — 159
Геофизические методы — 342
Глинка трения — 239
Глубина складчатости — 161
Глубинный метаморфизм — 332
Глубинный разлом — 194, 255
Глыбовая блоковая структура — 244, 251, 254
Гнейсовый купол — 294, 303
Голоморфная складчатость — 150
Горизонтальное залегание — 56
Горизонтальные движения — 74, 160
Горнито — 309
Горный компас — 97
Горст — 253, 264
Грабен — 251, 252, 253, 264
Гранитизация — 279
Гранито-гнейсовый купол — 160, 345
Границы геологические — 57
Гребень складки — 136
Гребневидная складка — 139
Группа трещин — 201
Гука закон — 80
- Давление** — 75, 78
Дайка 295, 296, 303
Движения тектонические — 73, 160
Депрессия — 146
Деформация горных пород — 75, 79, 194
Дешифрирование аэрофотоснимков — 64, 67, 123, 166, 216, 266, 324, 326
Диапир гребневидный — 158
Диапиризм — 142, 156, 157, 160, 193, 298, 299
Диатрема — 305
Диафорез — 333
Дизъюнктивные нарушения — 93, 235
Динамометаморфизм — 332
Директивные текстуры — 283
Дисгармоничная складка — 142
Дискордантные (секущие) формы — 293
Дислокации тектонические — 73, 93
Длина складки — 136
- Жерловина, жерло** — 305, 306
Жила — 254, 295

- Залежь интрузивная — 300
 Заливной надвиг — 244
 Заложение — 113
 Зальбанды — 295
 Замок складки — 135
 Замыкание складок — 137
 Зеркало скольжения — 240, 242, 281, 299
 » складчатости — 135
 Зияние разломов — 200, 215
 Зона дробления — 239, 243, 247
 » складчатости — 134
 » смятия — 243, 247, 255
 » ослабления — 277, 283
 Зубцы, изгибы границ слоя — 118
Игнимбритовый пласт — 309
 Иероглифы — 129
 Изображение наклонного слоя — 121—123
 Изогипсы — 176, 178—186
 Изоклинные формы складок — 138, 139
 Изопахиты — 177, 187
 Изохоры — 187
 Ингрессивное залегание — 56
 Интенсивность трещиноватости — 200, 215
 Интрузивные формы — 291—306
 Истинная мощность — 119
 Истинный угол падения — 103, 105, 110, 133
 Кальдера — 311
 Каменная шляпа — 144, 158
 Касательное напряжение — 78
 Катаклиз — 193, 198
 Квадранты сжатия, растяжения — 90
 Кепрок — 144, 158
 Кернометрия — 179, 325
 Киль складки — 136
 Кимберлитовые тела — 41, 305, 320
 Клавиатурные блоки — 253, рис. 113
 Классификация интрузивов — 291, 292
 » складок (генетическая) — 159
 Кливаж — 193, 206
 Клинометр компаса — 99
 Колонка стратиграфическая — 60, 61
 Кольцевая структура — 311, 312
 Комагматические образования — 305
 Комбинированные разрывные смещения — 255, 264
 Компенсационные мульды — 144, 158
 Комплекс магматический — 319
 Конвергентное сочетание — 149
 Контакт интрузивный — 279
 Конус вулканический — 311
 Корни покрова — 246
 Коровые разломы — 194, 255
 Космические методы — 21
 Кривая деформации — 81
 Криптодиапир — 144
 Криптолакколит — 301, 302, рис. 142
 Кровля слоя — 44, 57, 129, 130
 Крыло-бок разрыва — 236
 Круговые диаграммы трещин — 218, 229
 Крылья складки — 135
 Ксенолит — 281, 282, 294
 Кулисные ряды складок — 149, 256
 Кульминация складок — 148
 Купол — 156, 303
 Купол гранито-гнейсовый — 94, 345
Лавовый покров — 307
 » поток — 288, 308
 Лакколит — 301, 303
 Ламинарное движение — 278
 Лапилли — 309
 Левый сдвиг — 248
 Лежачая складка — 137
 Линеаменты — 235
 Линия падения — 95, 99—105, 110—112
 » восстания — 97, 99—105, 110—112
 » надвига — 243
 » сдвига — 247
 » простираания — 95, 99—105, 110—112
 Линзовые тела — 300
 Лоб покрова (шарьяжа) — 246—255
 Лополиты — 301
 Лофолиты — 298
Магматическая деятельность — 276, 277
 Магматический диапир — 298
 Магнитное склонение — 102
 Магнитный азимут — 102
 Малые интрузивы — 306, 312
 Маркирующий слой, горизонт — 64, 181, 326, 341
 Масштаб заложения — 113
 » карт — 26, 36
 Мегантиклиналь — 137
 Мегантиклинорий — 148
 Мегасинклираль — 137
 Мегасинклинорий — 148
 Межпластовая залежь — 300
 Меланж — 247, 257, рис. 116
 Метаморфизма типы — 332
 Метасоматоз — 277, 292
 Микроструктурный анализ — 341, 214
 Милонит — 199, 242
 Миндалины (пузырьки) — 130
 Моделирование структур — 165
 Модуль Юнга — 84
 Моноклираль — 421
 Мощность слоя — 51, 59, 119, 122
 Мульда — 147

- Надвиги — 193, 242, 262
Накидной монтаж — 32
Наклонное залегание — 65, 94
Наклонные складки — 137, 138
Наложённые структуры — 157, 243, 343, 344
Напряжение — 76, 77, 78, 81, 90
Нарушения складчатые — 73
Невращательные силы — 76, 78, 91
Негоризонтальное первичное залегание — 65—72
Некк — 305—308
Некомпенсированное погружение — 51
Необратимые движения, формы — 73
Несогласие параллельное — 52, 174, 175
Нетектонические нарушения — 73, 204
Нефтеносные структуры — 66, 141, 144, 157, 158, 162, 178, рис. 16, рис. 58, рис. 145
Номенклатура карт — 26, 36
Нормальный сброс — 239
- Облеkanie** — 54
Обрушение кровли — 293
Окно тектоническое — 245, 246
Оперяющие трещины — 201, 202, 257, 296
Оползневые структуры — 128, 205
Опрокинутая складка — 137
Опрокинутое залегание — 129, 130
Ориентированные образцы — 108, 214, 342
Осадконакопление — 45, 52
Оси деформаций — 77, 89, 158, 233
напряжений — 78, 233, 235
Осевая линия — 136
» поверхность (плоскость) — 136
Останец покрова — 246, 255
Отдвиг — 193
Отдельность — 194
Отрыв — 195
Отторженец — 246, 255
Отход — 237, 240
Офиолиты — 322
Оформление разреза — 62, 131, 190
- Палеополя напряжений — 230, 232
Параавтохтон — 246
Парагенетические структуры — 254, 255
Параклаз — 193
Параллельная ориентировка — 283
Параллельное прилегание — 54
Пара сил — 79, 91
Парафор — 249
Перегиб поперечный — 148
Перерыв в отложении — 52
Периклиналь — 137
Петроструктурный анализ — 283—289, 313, 343
- Пигмолиты — 299
Плакантиклиналь — 145
Плаксинклиналь — 146
Пласт — 49, 51
Пластичность — 81, 84, 196
Пластовая отдельность — 285
Пластовый надвиг — 243
Платформенные структуры — 144, 323
Пликативные нарушения — 93
Плоскостные текстуры — 284
Плотности-изменения — 85
Плутон — 277, 291
Поверхность надвига — 243
Поверхностное тело — 306
Повторные интрузии — 289
Погребенные структуры — 253, 255
Поддвиг — 243
Подошва слоя — 46, 58, 129
Покров тектонический (шарьяж) — 193, 236, 245, 246, 247
Ползучесть — 87
Поле напряжения — 159, 196, 232
Полос плоскости — 221, 340, рис. 160
Поперечная складчатость — 148, 156, 342
Поперечные трещины — 285
Послезрозионный надвиг — 243
Поток — 307, 308
Пояс складок — 134, 151
Правый сдвиг — 248
Предел пластичности — 81
прочности — 81, 83
Прилегание — 54
Приразломные структуры — 202, 208, 254, 256
Прогиб — 144, 146, 148
Продольная трещина — 202
Проекция картографическая — 25
Проницаемость — 200, 307
Прототектоника — 283, 287, 315, 328
Протрузия (экструзия) — 311, 320
Простирание слоев — 95
Прочность — 84
Псевдодайка — 307, 309, 321
Пучок складок — 149
» трещин — 202
- Радиальные разломы — 201, 202, 296, 297, рис. 81
Раздвиг — 240, рис. 105
Раздробление — 198
Разлинзование — 211, 290
Разлом (разрыв) — 151, 235, 250, 255
» кольцевой — 303
» ступенчатый — 264
Разрез — 60, 61, 67, 131—133, 189, 339, рис. 136, рис. 154
Разрыв амплитуды — 269, 274
Разрывные нарушения — 73, 193, 197, 235, 256

- Рамповый грабен — 253
 Раскол (плутоны) — 295
 Расплав — 277, 283, 316
 Рассланцевание — 84
 Раствор — 85, 88
 Растяжение — 79
 Расширение масс — 87, 305
 Регрессивное залегание — 49, 65, 67, рис. 17
 Релаксация — 83
 Ритмичность — 50, 336
 Рифтовый грабен — 251, 253
 Риф — 65, 66
 Роза-диаграмма — 217, 218
 Ряд трещин — 201
- Сброс — 193, 239, 262
 Свод — 144, 156, 158
 Сдвиг — 78, 193, 197, 247, 264, рис. 80, рис. 110
 Сдвиго-сброс и взброс — 250
 Серогенный интрузив — 291, 293
 Сжатие масс — 79, 83, 85
 Следы движения магмы — 283
 Сигмоидальный пучок — 149, рис. 51
 Сигмоидное тело — 302, рис. 142
 Сила — 75, 76, 79
 Силл — 300, 303
 Синеклиза — 144, 323
 Синклиналь — 137
 Синклинорий — 148
 Система трещин — 202
 Скальвание — 84, 195, 244
- Складки антиклинальные — 137
 » антиформные — 344
 » асимметричные — 137
 » блокированные — 142
 » брахиформные — 146
 » будинажные — 142, 155, рис. 44
 » веерообразные — 139
 » воздушные — 136
 » волочения — 142, 155
 » в плане — 135, 146, рис. 40, 158, 164
 » выжимания — 142, 157
 » глыбовые — 153, 156
 » глубинные — 159, 161
 » гребневидные — 139, 148
 » диапировые — 142, 157
 » дисгармоничные — 142, рис. 44
 » изгиба — 153, рис. 55
 » изоклинальные — 138, рис. 41
 » изометричные — 146
 » килевые — 139, 148
 » кольцевые — 150, 158
 » комбинированные — 156
 » компенсационные — 150
 » консидементационные — 164
- Складки концентрические — 141, 154
 » коробчатые — 139, 147, 156
 » косые — 137, рис. 42
 » куполовидные — 147
 » лежачие — 137, 138
 » линейные — 146, 150, 151, 158
 » надразломные — 156
 » наклонные — 137
 » ныряющие — 138
 » облекания — 156
 » оползания — 130, 159, рис. 37
 » опрокинутые — 137
 » остроугольные — 139
 » открытые — 138
 » параллельные — 141
 » перистые — 149
 » пластического течения — 153
 » подобные — 141, 155, рис. 44
 » покровные — 159
 » поперечного изгиба — 155
 » продольного изгиба — 153, 154, 156
 » прямые — 137
 » радиальные — 150
 » разбухания — 161
 » сжатые — 138
 » синклинальные — 137
 » синформные — 344
 » скальвания — 153, 155, 157
 » солифлюкционные — 204, рис. 83
 » ступенчатые — 149
 » с утонением свода — 54, 141, 144, 156, рис. 54, 56, 58
 » сундучные — 139, 147
 » течения — 142
 » ушеобразные — 156
 » штамповые — 153, 156, рис. 54
 » экзогенные — 161
 » эндогенные — 160
- Складчатость — 150, 151, 160
 » глыбовая — 153, 156
 » коробчато-килевая — 139, рис. 43
 » коробления — 160
 » линейная — 146, 149, 150, 158, рис. 48
 » метаморфическая — 160, 161
 » общего сжатия — 160
 » полная (геосинклинальная) — 150
 » поперечная — 150, 156, 356
 » прерывистая — 146, рис. 48
 » промежуточная — 151

- Складчатые нарушения — 93
 » области — 158, 159
 » системы — 159, 160, 255
 » формы — 134
- Склонения поправки — 102
 Скручивание — 79
- Сланцеватость — 84, 199, 208, 341
 Следы движения магмы — 282
 Слой — 44, 47, 118, 123
 Слоистость — 47, 50
 Сместитель — 236, 241, 242, 243
 Смещение замков складок — 163, рис. 58
- Согласное залегание — 52, рис. 11
 Соляная подушка — 144
 » тектоника — 157
 » каменная шляпа — 144
- Соляной купол — 158
 » шток — 158, 143
- Срединный массив — 144, 189
 Стадия развития разломов — 195
 Сталагмолиты — 299
- Стратиграфическая колонка — 60, 61, 131, 132
- Стратонизогипсы — 106, 112, 179
 Стресс — 76, 79
- Структуры торцовые — 202
- Структурная геология — 3, 5
 » » этапы зарождения — 7
 » » в СССР — 10, 16
- Структурная карта — 176, 178, 182, 187, рис. 76
 » » интрузивных тел — 327
 » » схождения — 186—189
- Структурный нос — 145, 156, рис. 47
 Структурный этаж — 174, рис. 63, 131
- Субвулканическое тело — 279, 291, 305, рис. 144, 147
- Сфенолит — 294, 303
- Тангенциальные сжатие и напряжение — 78, 79
- Текстура течения — 283
 Тектоника соляная — 157
 Тектонит — 274, 335, 341
 Тектоническая брекчия — 239, 242, 243, 250, 259, 335
 Тектоническая карта — 176, 178, 182, 229, 338, рис. 157, 158, 165
 Тектонические движения — 73, 93
 Тектонические нарушения — 93, 134, 189, 332
 » окна — 246
 » останцы — 246
 » покровы — 245, 246
- Тектонический анализ — 79, 92, 158, 279, 283
- Тектонофизика — 232
 Текущность — 157
- Течение пластическое — 198
 » твердое — 83, 161
- Течения структуры — 283, 337
 Топографическая основа — 23
 Топографический профиль — 62, 131, 190
- Торцовое сочленение — 202
 Трансгрессивное залегание — 55, 65, рис. 17
 Трапп (силл) — 300, 301, рис. 13
 Трещиноватости диаграммы — 217—229
- Трещиноватость — 194, 197, 199
 Трещины — 199, 201, 204, 212, 285
 » волосяные — 197
 » на аэрофото — 212, рис. 152
 » на геологических картах — 200, 229
 » z-образные — 197, 207, 208, 211
 » отрыва — 92, 197
 » скола — 90, 195, 197, 203, 288
 » s-образные — 197, 208, 211
 » усыхания — 199, 204, 290
- Трубообразное тело — 305, рис. 144, 145
- Угол воздымания — 136
 » наклона — 97
 » падения — 97, 118
 » погружения складки — 136
 » складки — 135
- Угловое несогласие — 55
 Угловое несогласное прилегание — 54
 » облекание — 54
- Удлинение масс — 158
 Ундуляция — 136, 146
 Упругая деформация — 80
 Упругость — 81
 Усилия — 79, 158, 159
- Условные знаки пород — 37, 40, 42
 » возрастные — 37—39
- Усталость пород — 83
 Уступы сбросовые (скольжения) — 260
- Факолит — 302, рис. 142
 Фаза внедрения — 325
 Фация — 46, 316, рис. 148, 149
 Фиксизм — 74
 Флексура — 139, 149, 251
 Флиш — 50, 129
 Флюидалность — 278
 Формации — 316, 319
 Формы магматических тел — 290, 293, 303, 305, 306
 » складок — 137—144
- Формационный анализ — 318, 319
 Фронт покрова (шарьяжа) — 246, рис. 108, 109, 125

- Фундамент платформ — 145, 189, рис. 46, 47
- Хоамолиты — 299
- Хоматолит — 301, 303
- Хонолит — 295
- Хрупкие породы — 77, 81, 196, 199, рис. 18
- Центриклиналь — 137
- Центральные альпийские шарьяжи — 255, рис. 114
- Централиды Альп
- Цемент брекчии — 197, 198, 239, 240, 335
- Цикличность (ритмичность) — 50
- Чаша — 147
- Чехол — 144, 145, 174, 189, 256
- Чешуйчатые надвиги — 244, 251, рис. 106, 107
- Шарнир складки — 136
- Шарнирные формы дизъюнктивов — 239, 251, 253, 265, рис. 104, 111, 125
- Шарьяж — 193, 245, 254, рис. 108, 109, 114
- Шаровая отдельность — 130, 311, 321, рис. 37, 146
- Шип соляной — 143, рис. 56
- » магматический — 311, рис. 147
- Ширина складки — 136
- » слоя — 59, 119, рис. 14, 32
- Шлиры — 282
- Шовные складки — 256
- Шток интрузивный — 294, рис. 139
- » соляной — 143, 158
- Штрихи (борозды) — 202
- Щелочные породы — 41, 319
- Эвстатические колебания — 47
- Экспериментальный метод — 74, 78, 85, 165
- Экструзив — 312
- Элементы дизъюнктивов — 236
- » залегания слоев — 94, 100, 102, 106, 110, 124
- » складок — 135, 136
- Эллипсоид деформации — 89, 194
- » напряжения — 195
- Эндоконтактовая фация — 282
- Эндопетротектоника — 279
- Эпилаформенные структуры — 144—146
- Этаж структурный — 174, рис. 63, 131
- Этмолит — 294, 303
- Эшелонированные структуры — 149
- Ядро протыкания — 143, 158
- » складки — 136
- Ярус, см. этаж

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Раздел первый	
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ	
Глава I. Краткий обзор истории развития методов структурного изучения земной коры	7
Глава II. Топографическая основа для геологических карт	23
Глава III. Общие сведения о геологической карте	36
Раздел второй	
ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ТЕЛ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ	
Глава IV. Слоистая структура в земной коре	44
Глава V. Формы первичного ненарушенного залегания тел горных пород	56
§ 1. Горизонтальное залегание слоев горных пород	56
§ 2. Построение геологической карты при горизонтальном залегании слоев	64
§ 3. Формы ненарушенного первоначально наклонного залегания тел горных пород	65
Глава VI. Типы тектонических нарушений и физические свойства горных пород	73
Глава VII. Основные принципы деформаций горных пород	75
§ 1. Общие понятия о деформациях	75
§ 2. Влияние различных условий на деформацию горных пород	84
§ 3. Понятие об эллипсоиде деформации	89
Раздел третий	
ФОРМЫ НАРУШЕННОГО ЗАЛЕГАНИЯ ТЕЛ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ	
Глава VIII. Наклонное залегание слоев	94
§ 1. Элементы залегания слоев	94
§ 2. Горный компас и работа с ним	97
§ 3. Определение положения наклонной плоскости в пространстве горным компасом	99
§ 4. Внесение поправок на склонение магнитной стрелки при определении элементов залегания	102
§ 5. Определение элементов залегания структурной плоскости по ее видимым падениям	102
§ 6. Определение элементов залегания структурной плоскости (слоя) по трем ее точкам, выходящим на поверхность	105
§ 7. Определение элементов залегания структурной плоскости по данным бурения	107
§ 8. Определение элементов залегания структурной плоскости в стенках разведочных выработок	110
§ 9. Изображение выхода наклонно залегающих структурных плоскостей на карте	112

§ 10. Определение элементов залегания структурной плоскости на карте с горизонталями	118
§ 11. Мощность слоя	119
§ 12. Изображение наклонно залегающих слоев на карте	121
§ 13. Определение наклонного залегания слоев на аэрофотоснимках	123
§ 14. Построение линий выхода наклонно залегающих структурных поверхностей с изменяющимися элементами залегания	126
§ 15. Определение стратиграфической последовательности наклонно залегающих слоев	127
§ 16. Построение стратиграфической колонки наклонно залегающих слоев	131

Глава IX. Складчатые формы тектонических нарушений 134

§ 1. Общие понятия о складках	134
§ 2. Элементы складок	135
§ 3. Морфология складок	137
§ 4. Сложные формы складок	141
§ 5. Крупные пологие структурные формы изгибов слоев	144
§ 6. Типы складок в плане	146
§ 7. Сочетания складчатых форм	148
§ 8. Складчатость и механизм ее образования	150
§ 9. О генетической классификации складок	159
§ 10. Методы изучения складчатых форм	164
§ 11. Структурно-геологическое картирование	176
§ 12. Построение геологических разрезов через складчатые зоны	189

Глава X. Разрывные тектонические нарушения 193

§ 1. Микроскопическая и субмикроскопическая трещиноватость	197
§ 2. Разрывы без видимого внешнего смещения пород — трещины	199
§ 3. Кливаж	206
§ 4. Будинаж, или разлинзование	211
§ 5. Трещиноватость горных пород	212
§ 6. Определение палеополей напряжения по трещинам	232
§ 7. Разрывы со смещениями пород	235
§ 8. Методы установления разрывов со смещением	256

Раздел четвертый

ФОРМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТЕЛ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Глава XI. Условия образования магматических тел 276

§ 1. Анализ строения магматических тел	283
§ 2. Морфология магматических тел	290
§ 3. Методы структурного изучения магматических тел	312

Глава XII. Особенности структурного изучения комплексов метаморфических горных пород 332

§ 1. Метаморфические изменения горных пород	332
§ 2. Стратиграфическое расчленение и определение возраста метаморфических толщ	335
§ 3. Особенности изучения складчатых структур метаморфических толщ	342

Список литературы	348
-----------------------------	-----

Приложение 1. Таблица поправок угла падения при пересечениях, не перпендикулярных к простираанию слоев	351
--	-----

Приложение 2. Таблица искажений величины угла падения слоев в преувеличенном вертикальном масштабе разреза (с точностью до 0,5°)	351
--	-----

Предметный указатель	352
--------------------------------	-----

ИБ № 2793

Валентин Николаевич Павлинов

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТИРОВАНИЕ
С ОСНОВАМИ ГЕОТЕКТОНИКИ

Часть 1

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Редактор издательства *Л. В. Власова*
Переплет художника *И. М. Пучкова*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *Л. И. Окронгло*

Сдано в набор 28.04.79. Подписано в печать 24.10.79. Т-20010.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 1. Гарнитура литер. Печать
высокая. Печ. л. 22,5. Уч.-изд. л. 24,31 Тираж 8500 экз.
Заказ 1189/7205-1. Цена 1 руб.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский
проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 4 Ленинградского производ-
ственного объединения «Техническая книга» Союзполиграф-
прома при Государственном комитете СССР по делам из-
дательств, полиграфии и книжной торговли. Ленинград.
Д-126, Социалистическая, 14.

1р.

3226

НЕДРА