

Г. Н. САПФИРОВ

СТРУКТУРНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТИРОВАНИЕ

Г. Н. САПФИРОВ

551.26 +
550.8:528.94

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ, ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

Допущено Министерством высшего
и среднего специального образования СССР
в качестве учебника
для геологоразведочных техникумов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1974



964

Сапфиров Г. Н. Структурная геология и геологическое картирование. Изд. 2, перераб. и доп. М., «Недра», 1974, 224 с.

Книга представляет краткое руководство по структурной геологии и геологическому картированию и состоит из трех частей: общей (вводной) и двух специальных. В первой части изложены содержание и методы изучения структурной геологии и геологического картирования в целом, приведены общие сведения о топографической и геологической графике и механизме деформаций горных пород. Во второй части описаны структурные формы и комплексы (структуры) осадочных, магматических и метаморфических пород. Рассмотрены методы полевого изучения структурных форм и структур и измерения их элементов, а также методы изображения и построения структур на геологических картах. В третьей части книги освещены методы полевой работы геолога, применяемые при комплексной геологической съемке.

Книга предназначена для учащихся геологоразведочных техникумов и является учебником для геологоразведочной и геофизической специальностей; может служить учебным пособием для учащихся гидрогеологического и инженерно-геологического профилей техникумов и для студентов неспециальных факультетов вузов, а также справочным руководством для начинающих геологов-практиков.

Таблиц 5, иллюстраций 139, приложений 5, список литературы — 8 названий.

С₁ $\frac{0292-654}{043(01)-74}$ 7-73

© Издательство «Недра», 1974 г.

Георгий Николаевич Сапфиров

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Редактор издательства М. Д. Мирзоева. Переплет художника А. Е. Чучканова.
Технический редактор Л. Г. Лаврентьева. Корректор А. А. Передерникова

Сдано в набор 13/VII 1973 г. Подписано в печать 21/XI 1973 г. Т-18505.
Формат 60₂ × 90_{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 14,5 в т. ч. дв. карты 0,5. Уч.-изд. л. 16,04.
Тираж 10 000 экз. Заказ № 412/37361-1. Цена 72 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

ПРЕДИСЛОВИЕ К О ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Второе издание учебника по структурной геологии и геологическому картированию существенно переработано и значительно дополнено; обновлены и добавлены рисунки, прилагается цветная карта и новейшая легенда. Более обстоятельно изложены некоторые положения стратиграфии осадочных пород. Полнее охарактеризованы складки и разрывные смещения. Большое внимание уделено вопросу связи полезных ископаемых с изучаемыми типами структурных форм.

Книга написана по программе геологической и геофизической специальностей с учетом требований и других профилей техникумов (каротажного, гидрогеологического, инженерно-геологического). В отличие от первого издания, изменен общий подход к изучению структур — они рассматриваются не только с морфологических, но и с кинематических, а где возможно, то и с генетических позиций. Вместе с тем общая направленность книги на очерчивание строгих рамок структурной геологии, в соответствии с ее местом в геотектонике, сохраняется. Геотектонические вопросы, предусмотренные программой техникумов, выделены в специальную главу, написанную профессором Е. Е. Милановским. Соответственно с задачами учебного предмета затрагиваются некоторые аспекты структурно-геологической (тектонической) терминологии.

При подготовке второго издания были учтены замечания, данные в отзывах на первое издание учебника. Автор признателен всем лицам, представившим свои замечания, особенно доктору г.-м. наук В. С. Попову и коллективу преподавателей Иркутского геологоразведочного техникума, в первую очередь Б. А. Комякову, М. А. Куйдину и В. С. Кондратьеву. Автор глубоко благодарен профессорам Е. Е. Милановскому, А. Е. Михайлову за внимательное ознакомление рукописью настоящего, второго издания книги и ценные советы.

ВВЕДЕНИЕ В СТРУКТУРНУЮ ГЕОЛОГИЮ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

§ 1. Содержание и задачи структурной геологии и геологического картирования

Учебный предмет «Структурная геология и геологическое картирование» является комплексным, так как объединяет эти две отдельные, хотя и взаимосвязанные отрасли геологии.

Структурная геология представляет собой раздел геотектоники, изучающий формы залегания горных пород, их размещение, простейшие сочетания и возможные условия образования в верхней зоне земной коры.

Формы залегания горных пород, или структурные формы, — это простейшие составные части земной коры: отдельные слои осадочных пород, моноклинали, складки, отдельные трещины, разрывные смещения (сбросы, сдвиги, надвиги и др.), магматические тела (лакколиты, дайки, лавовые потоки и др.). Структурные формы являются геометрически обособленными и макроскопически различными природными трехмерными телами, образованными горными породами. Они могут находиться в различных сочетаниях и составлять относительно простые или весьма сложные и протяженные комплексы структурных форм.

Простые комплексы состоят из сходных по внешнему облику и по условиям образования структурных форм. Они носят название местных (коровых) тектонических структур или просто структур¹. Главные из них: осадочная слоистая, складчатая, трещинная, разрывная, магматогенная и метаморфогенная структуры. Кроме того, выделяются еще производные от первого или второго типов, но вполне самостоятельные структуры: согласного и несогласного залегания

¹ Слово «структура» обозначает буквально строение, устройство, расположение. Однако термин «структура» в геологии имеет весьма различное значение. Только в одной геотектонике под «структурой» понимают и вообще геологическое строение целого района, т. е. «тектонику района», и ту или иную обособленную форму строения земной коры с комплексом присущих ей отличительных признаков состава и условий залегания слагающих ее пород, т. е. «тектоническую структуру». В структурной геологии принято это последнее значение термина. В данной книге под «структурой» будет пониматься местная тектоническая структура.

горных пород, горизонтальная и моноклиальная. Структурные формы и местные структуры являются объектами изучения непосредственно структурной геологии.

Из местных структур слагаются региональные¹ тектонические структуры, охватывающие крупные части материков и даже целые континенты или океанические впадины. Они очень сложно построены и корнями уходят в мантию. Это авлакогены и глубокие разломы, синеклизы и антеклизы, синклинории и антиклинории, геосинклинальные области и платформы².

В геотектонике (или тектонике — от греч. слова «тектонике» — строительное искусство) — науке о строении, движениях и развитии земной коры — структурная геология представляет прежде всего морфологическое или структурное направление в исследованиях. Но так как геологические явления между собой тесно связаны и взаимобусловлены, то полноценные структурные исследования не мыслимы без использования данных из двух других направлений (разделов) геотектоники — историко-генетического и динамического. Однако в современных условиях, когда резко возрос приток информации о геологических явлениях, требуется расчленение этих явлений и раздельное изучение их важнейших обособленных сторон, т. е. должен соблюдаться принцип специализации разделов геотектоники. Поэтому структурная геология ограничивается двумя прямыми задачами.

1. Изучается морфология (внешний облик, размеры и размещение в земной коре) структурных форм (например, отдельной складки, трещины, магматического тела) и их простейших сочетаний — местных или коровых структур (соответственно: складчатого комплекса, зоны трещиноватости, магматогенного комплекса).

2. Раскрывается механизм (возможные динамические условия, последовательность) образования этих форм и структур.

Что касается происхождения сил, порождающих тектонические движения, и общих закономерностей развития структуры земной коры, то их структурная геология, за некоторыми исключениями, не рассматривает. И хотя генетическую задачу сама по себе, без помощи других разделов геотектоники, она решать не может, подход к изучению объектов структурной геологии, например отдельной складки или складчатого комплекса, должен быть всегда генетическим.

Структурно-геологические исследования производятся в процессе геологического картирования.

Геологическое картирование (геологическая съемка) представляет собой комплекс исследований, производящихся с целью составления геологических карт и выявления перспектив изучаемой территории в отношении полезных ископаемых. Геологическая съемка

¹ Регион (область) — в геологии, значительная по площади территория, обладающая общностью геологического строения и истории развития, т. е. единством геолого-исторического плана. Таковы, например, Урал, Кузбасс и другие подобные районы.

² Региональные тектонические структуры рассматриваются геотектоникой.

заключается в изучении естественных и искусственных обнажений горных пород, сопровождаемое определением состава пород, их происхождения, возраста и форм залегания. Границы распространения выделенных типов пород наносятся на топографическую карту. При геологической съемке широко применяются буровые и горные работы, аэрофотосъемка, геофизические, геохимические, геоморфологические и иные методы.

Геологическое картирование представляет собой один из основных методов изучения строения земной коры. Составленные в процессе съемки геологические карты позволяют сделать заключения о строении и геологическом развитии как отдельных районов, так и обширных областей, о закономерностях распространения полезных ископаемых; служат основой при проектировании поисковых и разведочных работ, проведении инженерно-геологических изысканий, строительных работ, изысканий по мелиорации и водоснабжению.

Из содержания и задач структурной геологии и геологического картирования напрашивается вывод о существовании между ними тесной зависимости. Любые структурно-геологические построения основываются на фактических данных, полученных при полевых исследованиях.

§ 2. Теоретическое и практическое значение предмета и связь его с другими науками

Структурная геология и геологическое картирование играют чрезвычайно важную роль во всем комплексе геологических дисциплин. С помощью структурной геологии решаются самые разнообразные теоретические и практические задачи, так как исследования в любой области геологии неизменно связываются с изучением различных структурных форм. Так, геологоразведчик эти формы интересуют потому, что с ними связано размещение полезных ископаемых. Например, нефть и газ чаще всего содержатся в солянокупольных структурах, в сводах антиклинальных складок; проводниками этих полезных ископаемых, кроме проницаемых слоев осадочных горных пород, служат трещины и сместители разрывных нарушений, а иногда поверхности несогласий; к последним, в некоторых случаях, бывают приурочены скопления нефти и газа. Многочисленные жильные месторождения рудных и нерудных ископаемых приурочены к зонам оруденелых трещин; контактово-метасоматические — к контактам осадочных пород с магматическими телами. Бокситы, фосфориты, осадочные железные, марганцевые, урановые и другие руды нередко залегают на поверхностях несогласий; каменный уголь — в складчатых слоистых толщах и т. д. Стратиграф учитывает различия в формах залегания слоев, их сочетание в толщах осадочных пород. Петролог устанавливает формы залегания и особенности внутренней геологической структуры магматических и метаморфических пород. Гидрогеолог находит объяснение динамике подземных вод и выделяет их типы, исходя из анализа условий залегания горных

пород, т. е. опять-таки в связи с теми или другими структурными формами; например, трещинные воды связаны с зонами трещиноватости, напорные — с моноклиналями или с крупными синклинальными складками и т. п. Геофизик любого профиля, изучив физические свойства горных пород, определяет возможности нахождения в них полезных ископаемых в строгой зависимости от геологических структур. Да и сами эти структурные формы и структуры могут являться непосредственным объектом геофизического исследования (например, структуры, которые используются как природные резервуары для хранения газа или нефти). Что же касается тектониста, то все его построения будут действительными только при условии широкого использования сведений из структурной геологии, химии и других смежных дисциплин.

Так как многие находящиеся вблизи поверхности месторождения полезных ископаемых уже исчерпаны, а перспективы прироста запасов за счет новых приповерхностных месторождений ограничены, в дальнейшем минеральное сырье нужно искать в еще недостаточно изученных глубоких горизонтах Земли. Эти новые условия и новые поисково-разведочные задачи чрезвычайно повышают роль обычных и особенно глубинных геологических карт.

Кроме собственно геологических дисциплин структурная геология и геологическое картирование связаны с поисково-разведочным делом, с горной геометрией (а через нее с горным делом), с геофизикой, математикой, механикой, геодезией, картографией.

§ 3. Краткая история развития структурной геологии и геологического картирования

Структурная геология и геологическое картирование развивались несколько различными путями.

Как раздел геотектоники, а затем как самостоятельная научная отрасль, структурная геология оформилась лишь на рубеже XIX—XX столетий, хотя некоторые важные ее положения были высказаны и ряд методов разработан еще Н. Стено и М. В. Ломоносовым. История этого развития известна из курсов общей и исторической геологии, минералогии и петрографии. Здесь же следует лишь отметить, что к концу XIX столетия накопился обширный геологический материал о различных структурах земной коры, который постепенно обобщался и систематизировался. Особенно много фактического материала было получено при изучении Альп, которые явились своеобразной начальной школой структурной геологии и привлекали внимание многих видных европейских геологов.

Наряду с накоплением описательного геологического материала и с его обобщениями, в самой структурной геологии совершенствовались методы исследования. Среди них наиболее видная роль принадлежит методу физико-механического анализа структур, который позволил объяснять образование и классифицировать структурные формы с точки зрения принципов механики (работы Б. и Р. Виллисов, Ч. Лизса и др.).

Отечественная структурная геология начала развиваться в связи с геологическим картированием России еще в дореволюционное время (исследования А. П. Карпинского, И. В. Мушкетова и В. А. Обручева), но как самостоятельная научная отрасль она оформилась лишь в 30—40-х годах текущего столетия, когда был накоплен достаточно обширный материал о структурах нашей страны и сделаны теоретические обобщения (работы В. Н. Вебера, Д. И. Мушкетова, М. М. Тетяева, М. А. Усова, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и др.). Особенно больших успехов советская структурная геология достигла в послевоенные годы благодаря работам Г. Д. Ажгирея, В. А. Апродова, В. В. Белоусова, А. А. Богданова, Н. И. Буялова, И. В. Высоцкого, Н. А. Елисеева, Ю. А. Косыгина, А. Е. Михайлова, С. А. Музылева, В. А. Николаева, А. В. Хабакова, В. Е. Хайна и др.

История развития горного дела в России связана с именем великого ученого М. В. Ломоносова. В его книгах заложены и начала структурной геологии. Карты с изображением элементов геологического строения начали появляться в конце XXVIII века. В 1841 г. Г. П. Гельмерсен издал «Генеральную карту горных формаций Европейской России». В результате исследований Р. И. Мурчисона, Э. Вернейля и А. А. Кайзерлинга в 1845 г. была составлена первая сводная геологическая карта Европейской России. Систематическое изучение геологического строения не только горно-промышленных районов, но и всей территории России начинаются после организации в 1882 г. Геологического Комитета.

В процессе проведения десятиверстной (масштаб 1 : 420 000) геологической съемки Европейской России и Урала формировалась основа современных региональных и общегеологических представлений. Одновременно совершенствовались и разрабатывались новые методы полевых исследований. В дальнейшем геолого-съемочные работы распространялись на отдельные районы Сибири, Средней Азии и Кавказа, а масштаб съемок для ряда районов как Европейской, так и Азиатской России стал более крупным. Работы выполнялись многими видными учеными, среди которых особенно известны имена С. Н. Никитина, Ф. Н. Чернышева, Е. С. Федорова, Г. Д. Романовского, И. В. Мушкетова, В. А. Обручева, Л. И. Лугугина. В 1892 г. была составлена геологическая карта Европейской России, в масштабе близком к 1 : 2 500 000.

Деятельность Геологического комитета подготовила благоприятную почву для широкого размаха геологических съемок в советский период истории. В годы первых пятилеток резко возрос размах геолого-съемочных работ, улучшилось организационное руководство и принципиально изменились требования к объекту и содержанию съемок. Был осуществлен переход к комплексному, многостороннему картированию, внедрены новые методы и средства картирования, разработаны и введены единые инструктивные требования к съемкам, изданы специальные пособия по геологическому картированию.

Научно-методическое руководство работами и издание региональных и обзорных карт разных типов осуществлялось известными советскими геологами В. А. Обручевым, А. Д. Архангельским, И. М. Губкиным, Н. С. Шатским, Д. В. Наливкиным и другими.

Глава II

ТОПОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА

§ 4. Топографическая карта и топографическая основа геологической карты

Объекты полевого исследования обнажения (буровые скважины, шурфы, источники и др.), которые выявляют и документируют в процессе геологической съемки, прежде всего необходимо нанести на топографическую карту района или, как говорят, привязать их к топографической основе. От точности такой привязки зависит правильность построения на геологической карте границ между стратиграфическими комплексами горных пород. Форма (контуры) этих границ на карте обусловлена, с одной стороны, особенностями геологического строения района, а с другой — характером рельефа в разных частях картируемой площади. Рельеф оказывает очень большое влияние на конфигурацию изображаемых на геологической карте слоев и комплексов горных пород. Следовательно, без топографической карты, точнее говоря без топографической основы, невозможно составить геологическую карту.

Понятия «топографическая карта» и «топографическая основа геологических карт» не идентичны.

Топографической картой называется графическое изображение поверхности Земли на плоскости в уменьшенном виде (уменьшение от 10 000 до 1 000 000 раз), с учетом кривизны Земли как шара. Карты более мелкого масштаба, чем 1 : 1 000 000, относятся уже к собственно географическим картам (топографические карты являются разновидностью географических карт), а карты масштаба крупнее 1 : 10 000 называются топографическими планами. На топографических планах (масштаба 1 : 5 000 и крупнее) не учитывается кривизна Земли, так как эта кривизна практически не оказывает влияния на точность изображения местности на плане.

Современные топографические карты создаются на базе аэрофото-топографических карт, для которых основные материалы дает аэрофотосъемка.

Наиболее важным элементом топографической карты, используемой для геологической съемки, является рельеф. На большинстве современных топографических карт рельеф изображается горизонталями, т. е. линиями, соединяющими точки с одинаковыми отметками рельефа на местности, проведенными через произвольные, но равные между собой интервалы высоты. Эти интервалы высоты назы-

ваются сечением рельефа или сечением горизонталей. Естественно, что чем меньше сечение, тем детальнее изобразится рельеф местности на карте.

Из других способов изображения рельефа на картах отметим гипсометрический способ, заключающийся в окраске высотных ступеней, дополняющих горизонтали. При этом возвышенности (выше 200 м над уровнем моря) покрывают коричневой краской различных тонов (чем выше, тем темнее), а низменные равнины — зеленой, усиливая тона в обратном порядке (чем ниже, тем темнее). Такая гипсометрическая топографическая карта (подобная физико-географической) очень наглядно отображает рельеф и используется при геоморфологическом картировании наряду с обычной топографической картой.

Использование топографической карты с полной загрузкой топографическими объектами (элементами рельефа и гидрографической сети, лесными массивами, населенными пунктами, дорогами, колодцами и др.) в качестве основы для нанесения геологических данных и построения геологической карты встречает ряд трудностей. На подобной основе иногда невозможно было бы показать, например, распространение меловых и юрских отложений (на топографической карте зеленым цветом изображают лес, а синей штриховкой — болото) нанести другие геологические объекты и их границы, которые смешивались бы с топографическими условными знаками (например, дорогами). Такая «топо-геологическая» карта была бы настолько перегружена различными обозначениями, что оказалась бы непригодной для практического применения. Поэтому при использовании топографических карт для геологических построений эти карты упрощают, снимают с них нагрузку, мешающую изобразить элементы геологического строения данной территории.

Упрощенная для геологических построений или, иначе, разгруженная топографическая карта называется топографической основой (топоосновой) геологической карты. На топооснове не показывают растительный покров, заболоченность и снимают излишние подробности, но при этом полностью сохраняют горизонтали и гидрографическую сеть, т. е. реки, овраги и озера, исключают канавы и ямы со всеми имеющимися на топографической карте отметками высот поверхности земли и меженных (низких) уровней рек. Указанную разгрузку производят в картографических учреждениях специально для геолого-съемочных партий. Часто топооснову готовят непосредственно в геолого-съемочной партии, копируя на ватман с топографической карты только горизонтали рельефа, гидрографическую сеть и главные дороги и населенные пункты (не больше 20 пунктов на 1 дм² карты). В некоторых случаях дороги и населенные пункты вообще не показывают. Однако для составления геологической карты при полевой работе используется и обычная топографическая карта района (с полной загрузкой), которая служит для лучшей ориентировки на местности, для облегчения планирования сети точек геологической съемки и нанесения полевых данных.

Топооснова (топографическая карта) должна удовлетворять следующим требованиям.

1. Масштаб топографической основы должен быть в два раза крупнее масштаба составляемой геологической карты или, как исключение, таким же, как и масштаб геологической съемки.

2. Топографическая карта, используемая в качестве топоосновы, должна наиболее полно отражать гипсометрические особенности (т. е. рельеф) территории. При этом для каждого масштаба геологической съемки устанавливается определенная деятельность изображения рельефа. Так, на топооснове при масштабе геологической съемки 1 : 200 000 сечение горизонталей рельефа на равнинах принимают 40 м, а в горных местностях 80 м; при масштабе 1 : 100 000 оно должно быть соответственно 10—20 и 50—100 м; при масштабе 1 : 50 000 сечение будет 2—5 и 10—25 м и при масштабе 1 : 10 000 дается сечение 1—5 и 5—25 м.

3. Топооснова должна быть четкой, сохранять точность топографической карты, но не быть перегруженной подробностями.

§ 5. Особенности, масштабы и номенклатура топографических карт

Ни на какой карте нельзя полностью отразить все особенности земной поверхности, так как, с одной стороны, невозможно шар развернуть на плоскость без искажения, а с другой — масштаб карты не позволяет показать на ней все детали местности. Поэтому топографические карты строят в картографических проекциях¹, в связи с чем отдельные листы карты имеют вид трапеций, и, во-вторых, при составлении карт производят их генерализацию. Генерализация включает отбор наиболее важных в природном и хозяйственном отношениях элементов содержания карты и обобщение на ней рисунка местности (рельефа). При этом в зависимости от масштаба топографической съемки (чем мельче масштаб, тем больше степень генерализации) не показывают малые реки, малые населенные пункты, второстепенные дороги и т. п., не учитывают незначительные изгибы рек и горизонталей, сглаживая, обобщая их рисунок. В результате карта становится нагляднее и легче читается. Генерализацию нельзя смешивать с разгрузкой готовой топографической карты для получения топоосновы.

Топографические карты подразделяются на государственные и местные. Государственные топографические карты составляются в масштабах 1 : 1 000 000, 1 : 500 000, 1 : 200 000, 1 : 100 000, 1 : 50 000, 1 : 25 000 и 1 : 10 000. Карты местного значения, являющиеся по существу планами, составляют в масштабах 1 : 5000, 1 : 2000, 1 : 1000, 1 : 500 и крупнее.

Вся территория земного шара в первую очередь делится на отдельные листы карты миллионного масштаба. Эта карта и принята

¹ У нас сейчас принята проекция Гаусса, которая позволяет практически сохранять постоянство масштабов в любом направлении.

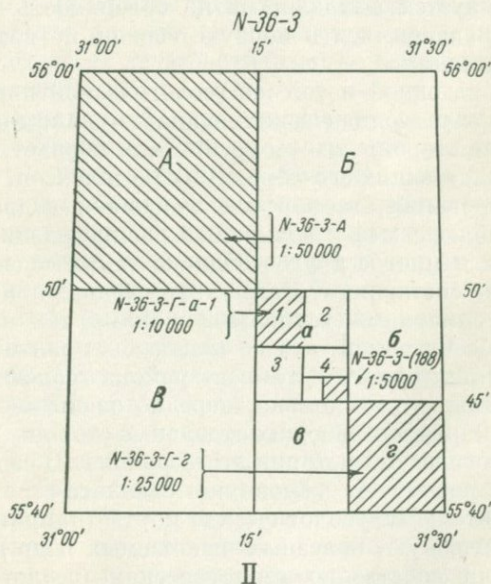
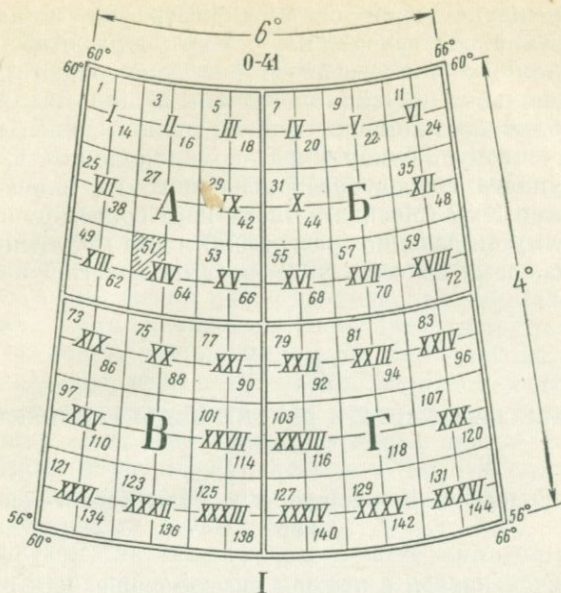


Рис. 1. Схема разграфки и номенклатуры топографических карт различных масштабов:

I — 1 : 1 000 000; 1 : 500 000; 1 : 200 000; 1 : 100 000.
 II — 1 : 100 000; 1 : 50 000; 1 : 25 000; 1 : 10 000; 1 : 5000.

за основу международной системы разграфки и номенклатуры (перечня названий, обозначения карт). Карту в масштабе 1 : 1 000 000 получают путем деления северного (а также южного) полушария на 60 меридиональных частей (колонн) и на 23 широтные части (ряда). Такой лист обозначают номенклатурным знаком, включающим в себя латинскую прописную букву ряда, номер колонны и (в скобках) название крупного города, расположенного на площади данного листа, например N-37 (Москва). Листы карт более крупных масштабов получают путем деления (разграфки) листа миллионной (рис. 1). Номенклатура, сама по себе, указывает на масштаб карты.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА И ДРУГИЕ ВИДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ГРАФИКИ

§ 6. Содержание, масштабы и виды геологических карт

Геологической картой в прямом смысле слова, или геолого-стратиграфической, называется изображение на топографической или на географической основе геологического строения территории, которое характеризуется выходящими на поверхность земли горными породами, различающимися в первую очередь по возрасту, составу и условиям залегания.

В принципе на одной и той же геологической карте можно отобразить всю сумму геологических знаний о каком-нибудь участке земной коры, все стороны его геологии, т. е. возраст, состав и условия залегания слагающих его пород и их комплексов, его тектонику, историю формирования, геоморфологические и гидрогеологические особенности, наблюдаемое и возможное распределение в нем полезных ископаемых и многое другое. Однако таких «идеальных» геологических карт не составляют. Вследствие очень большой перегрузки геологическими символами (условными знаками) такая карта была бы настолько трудно читаемой, что не нашла бы практического применения. Поэтому для одного и того же района геологической съемки приходится составлять несколько, нередко очень много, различных по содержанию карт, освещающих отдельные стороны геологического строения и геологической истории этого района. В серии этих геологических карт различают основную — геолого-стратиграфическую карту и дополнительные геологические карты (например, тектоническую, гидрологическую, полезных ископаемых и др.).

Основная или собственно геологическая (геолого-стратиграфическая) карта наиболее полно, по сравнению с другими, воспроизводит на чертеже геологию того или другого участка земной коры и является общим типом геологических карт. В основу ее построения положен стратиграфический принцип (отсюда название карты),

т. е. она показывает в первую очередь возраст и стратиграфические соотношения (последовательность залегания) пород. При этом карта строится так, чтобы она была «структурной», т. е. обнаруживала условия залегания и взаимоотношения развитых в пределах данного района комплексов горных пород не только на площади, но и в глубину. И хотя геологическая карта изображает лишь те отложения, которые выходят на поверхность, фиксируя границы их распространения в плане, чтение карты дает возможность мысленно проникнуть на значительную глубину, обеспечивает объемное, трехмерное представление о всей толще отложений. Следовательно, читая карту, можно судить о слагающих район структурных формах и об их взаимоотношениях в двух плоскостях (горизонтальной и вертикальной) а отсюда — об общем тектоническом строении района. В сочетании с данными о стратиграфии и литологии, все вместе взятое разрешает с достоверностью предполагать, как распределены в недрах района полезные ископаемые. Геологическая карта прямо (по отношению к магматическим породам) или косвенно (по отношению к осадочным и метаморфическим породам) указывает на литологический (петрографический) состав горных пород.

Таким образом, на геологической карте синтезируются многочисленные и разнообразные геологические явления. Это позволяет делать по карте прогноз распределения и условий залегания полезных ископаемых и выбирать правильное направление их поисков.

Для основной (геолого-стратиграфической) карты принята некоторая условность: на ней изображаются преимущественно лишь коренные породы (т. е. дочетвертичные) — осадочные, изверженные или метаморфические.

Из комплекса коренных пород на карту наносится только самый верхний по положению и обычно по возрасту слой, залегающий непосредственно под четвертичными образованиями.

Четвертичные образования континентального происхождения с большей частью отраженной на карте площади условно снимаются. В противном случае на всей площади листа карты изобразились бы лишь четвертичные осадки и нельзя было бы судить о характере и взаимоотношениях подстилающих их коренных пород; карта утратила бы свое основное свойство — свойство глубинности. Отложения четвертичной системы показывают только в долинах рек (главным образом в поймах, где часто бывают сосредоточены рассыпные месторождения полезных ископаемых), или там, где четвертичные породы имеют большую мощность и возраст непосредственно подстилающих их образований неизвестен. Четвертичные отложения картируются одновременно с коренными породами, но изображаются они на отдельной, дополнительной карте — карте четвертичных отложений. К коренным породам приравниваются и четвертичные осадки морского происхождения (например, в Прикаспийской впадине).

Дополнительные геологические карты имеют более узкое по сравнению с основной содержание, характеризуя лишь отдельные черты

геологии территории. К дополнительным относятся карты: четвертичных отложений, полезных ископаемых, прогнозные, литолого-геологические (в других случаях петрографические), тектонические, структурные, геоморфологические, различные гидрогеологические, инженерно-геологические, фациально-палеогеографические, многочисленные геофизические и геохимические и ряд других. Некоторые из перечисленных карт входят как обязательные виды в комплекс геологических карт, получаемых при общегеологической (комплексной) съемке.

Особое место занимает геофизическая карта, которая может рассматриваться и как дополнительная, и как самостоятельная карта. Она представляет собой графическое изображение в горизонтальной плоскости (чаще всего с помощью изолиний) тех или иных физических свойств горных пород (магнитных, геоэлектрических, упругих, плотностных и др.) района, когда эти свойства проявляются неравномерно на площади и в глубину. Многие геофизические карты характеризуют аномальное распределение этих свойств в земной коре по отношению к нормальному (т. е. среднему, теоретически вычисленному) значению последних. Поэтому на таких картах изображены изолинии аномалий (силы тяжести или магнитного поля), выраженные в соответствующих условных физических единицах (например, изоаномалы силы тяжести — в миллигалах). Важной особенностью многих геофизических карт, в первую очередь сейсмических и гравиметрических, является большая степень их глубинности. Поэтому они дополняют геологическую карту любого масштаба сведениями о строении глубоководящих горизонтов земной коры, находящихся за пределами досягаемости их обычными геологокартировочными средствами. Геофизическая карта используется для составления схематической геологической карты (если район еще не охвачен геологической съемкой нужного масштаба, а геофизические работы здесь уже проведены).

Кроме деления по содержанию, геологические карты классифицируются по масштабу. По этому признаку можно выделить следующие типы карт.

1. Обзорные (мельче $1 : 1\,000\,000$), дающие общие представления о геологии больших территорий — материков, государств (например, геологическая карта СССР). Эти карты составляются на географической основе.

2. Мелкомасштабные ($1 : 1\,000\,000$ и $1 : 500\,000$), характеризующие в общих чертах геологию крупных геоструктурных единиц или масштаба целых регионов (например, геологическая карта Донбасса). Карты этого масштаба служат для определения направления дальнейших более детальных геологосъемочных работ и предварительной оценки перспектив районов для постановки поисков полезных ископаемых.

3. Среднемасштабные ($1 : 200\,000$ и $1 : 100\,000$), с достаточной степенью детальности характеризуют основные стороны геологии средних по площади территорий и являются главным типом геоло-

гических карт, на базе которых планируют и производят поиски полезных ископаемых.

4. Крупномасштабные (1 : 50 000 и 1 : 25 000), детально освещающие геологию сравнительно небольших по площади, но перспективных в смысле нахождения здесь промышленных месторождений полезных ископаемых или для районов сложных по геологическому строению, а часто и по рельефу. Эти карты составляются также и для районов сосредоточения горно-промышленных и перерабатывающих предприятий, с целью получения детальной геологической основы для расширения местной минерально-сырьевой базы.

5. Детальные (1 : 10 000, 1 : 5 000, 1 : 2 000 и крупнее), дают очень подробную геологическую характеристику отдельных месторождений полезных ископаемых и рудопроявлений или освещают условия залегания полезного ископаемого на действующих горных предприятиях (например, погоризонтные карты — планы рудника или шахты).

Обзорные карты, которые составляются на основе широкого обобщения данных геологического картирования, относятся к области региональной теоретической геологии; мелко-, средне- и крупномасштабные карты и часть детальных являются результатом собственно геологического картирования; карты-планы, характеризующие условия залегания полезных ископаемых на действующих горных предприятиях, носят специфические черты, отражая несколько особые, по сравнению с обычным геологическим картированием, методы рудничной геологии и горной геометрии, используемые при составлении таких карт-планов.

§ 7. Стратиграфическая колонка и геологический разрез

На листах геологических карт, помимо собственно карты, помещаются дополнительные виды геологической графики. Это сводная стратиграфическая колонка (слева от карты) и один или несколько геологических разрезов (под картой). Они дополняют и уточняют карту сведениями о последовательности напластования, мощности и возрасте пород, их литологии, а также о соотношениях стратиграфических комплексов и о геоструктурных особенностях района (см. приложение 5).

Сводная стратиграфическая колонка помещается на листах карт масштаба 1 : 200 000 и крупнее и отражает последовательность, мощности, возраст и литологический (петрографический) состав обозначенных на карте горных пород, кроме интрузивных. Для колонки принята стандартная форма, согласно которой в центре в виде узкого столбика изображена геологическая колонка с показанными штриховкой породами, слева от колонки указывается возраст и отдельная графа индексов, а справа — мощность и литологическое описание пород. Колонка строится в определенном масштабе, как правило, значительно более крупном, чем масштаб карты. Масштаб колонки, особенно в тех случаях, когда мощности пород

сильно колеблются, указывать не обязательно; тогда приводятся крайние значения мощностей, а на колонке откладывается их максимальная величина (см. стратиграфическую колонку, приложение 5).

Независимо от условий залегания пород (т. е. и при горизонтальном, и при наклонном, и при складчатом залегании), в колонке слои показывают только горизонтально лежащими. Тогда стратиграфические границы обозначаются следующим образом: при согласном залегании — прямыми горизонтальными линиями; при несогласном — волнистыми или зазубренными и тоже горизонтальными линиями.

Изображенные в колонке породы в обязательном порядке отмечаются соответствующими штриховыми знаками и иногда окрашиваются цветом, принятым для данного стратиграфического подразделения.

Геологические разрезы изображаются на листах карты масштаба 1 : 1 000 000 и планшетах более крупномасштабных карт.

На геологическом разрезе показано последовательное залегание горных пород по вертикали, проведенной чаще всего вкрест их простирания. Разрез наглядно показывает последовательность и мощности слоев, формы их залегания, расположение и формы массивов изверженных пород, рудных залежей, т. е. то, что нельзя изображать в плане.

Стратиграфическая колонка и геологический разрез служат не только дополнительными, иллюстративными элементами листа геологической карты. Они являются и самостоятельными первичными геологическими документами, которые получают при начальной обработке полевых данных в процессе выполнения геологической съемки или поисков и разведки полезных ископаемых.

Из других видов геологической графики широкое применение находят разного рода рисунки, например зарисовки обнажений и блок-диаграммы (см. III часть книги).

§ 8. Условные обозначения (условные знаки и индексы) на геологических картах и разрезах и зарамочное оформление карты

Для обозначения возраста и состава пород, их происхождения и элементов тектоники, а также для изображения разведочных выработок на геологических картах и разрезах пользуются легендой, т. е. условными знаками и индексами. Для условных обозначений, представляющих собой многочисленные геологические символы, дается различная окраска, штриховка или применяются линейные знаки. Условные обозначения помещаются на листе справа от карты и каждый знак сопровождается кратким пояснением.

Условные знаки подразделяются на масштабные (контурные) и немасштабные (линейные). Контурные знаки в свою очередь могут быть цветовыми и штриховыми.

Возраст пород, кроме интрузивных и новейших эффузивных, показывают цветовыми знаками и индексами; для интрузивных и четвертичных эффузивных пород цветовое обозначение применяется

при указании их состава, а индексы — состава и возраста одновременно. Индексы представляют собой сочетание букв латинского алфавита и арабских цифр, используемых для обозначения возраста и происхождения, и греческих букв, употребляемых для обозначения петрографического состава пород. Цветовые обозначения для обзорных, мелко- и среднемасштабных карт, а индексы для карт всех масштабов, являются стандартными, общепринятыми.

При окраске отделов придерживаются традиционного правила — чем моложе порода, тем светлее ее окраска.

Цветовые условные обозначения, применяющиеся в настоящее время, были приняты в 1881 г. на второй сессии Международного Геологического Конгресса. На ней были утверждены предложенные русской делегацией такие известные теперь геохронологические подразделения как группа, система, отдел, ярус; были также утверждены предложения А. П. Карпинского, касающиеся окраски на картах областей распространения пород мезозойского и кайнозойского возраста¹ (табл. 1).

На крупномасштабных картах часто отступают от стандартной цветовой шкалы из-за наличия очень большого количества стратиграфических подразделений, т. е. при дробных делениях отделов на ярусы (в других случаях на свиты), а последних на зоны (или горизонты). В таких случаях стратиграфические подразделения одной геологической системы допускается окрашивать дополнительными, не свойственными ей цветами («занимают» смежные цвета из геохронологической таблицы), придерживаясь и здесь общего правила: чем моложе, тем светлее тон. Вообще же стремятся не допускать резких отличий дополнительных цветов от основной раскраски отложений данной системы.

Состав интрузивных и четвертичных эффузивных пород показывают яркими, насыщенными цветами (см. приложения 4 и 5)² с добавлением индекса (табл. 2).

Дочетвертичные эффузивные породы обозначаются тем же цветом, что и осадочные (в зависимости от возраста), но к окраске добавляется черный крап — штриховые знаки в виде черточек, точек, птичек, кроме того, проставляется индекс, указывающий на петрографический состав эффузивной породы — слева от возрастного индекса.

Штриховые знаки применяются на всех стратиграфических колонках, а также на литологических картах и разрезах для обозначения состава пород (рис. 2). При изображении на литологической карте районов преимущественного развития пород сходного литологического состава (скажем, различных типов известняков) и при построении для таких районов сводных стратиграфических колонок разрабатывается дополнительная, местная шкала штриховых обозначений.

¹ В 1969 г. внесены изменения в международную систему обозначений на геологических картах.

² Приложения 4 и 5 объединены на одной цветной вкладке — приложение 5.

Условные обозначения к геологическим картам и разрезам

Группа и система	Прежние (до 1969 г.)		Новые (после 1969 г.)	
	Цвет	Индекс	Цвет	Индекс
Докембрийские нерасчлененные образования Архейская группа	Розовый	Pcm	Розовый	P€
	Темно-розовый	A	Сиренево-розовый	AR
Протерозойская группа Палеозойская группа	Светло-розовый	Pt	Розовый	PR
	Светло-коричневый	Pz	Светло-коричневый	PZ
Системы: кембрийская	Лиловый	Сm	Сине-зеленый темный	€
ордовикская	Оливково-зеленый	O	Оливковый	O
силурийская	Грязно-зеленый	S	Серо-зеленый светлый	S
девонская каменноугольная пермская	Коричневый	D	Коричневый	D
	Серый	C	Серый	C
	Буро-красный, оранжевый	P	Оранжево-коричневый	P
Мезозойская группа	Светло-фиолетовый	Mz	Светло-фиолетовый	MZ
Системы: триасовая	Фиолетовый	T	Фиолетовый	T
юрская	Синий, голубой	J	Синий, голубой	J
меловая	Зеленый	Gr	Зеленый	K
Кайнозойская группа ¹	Желтый	Kz	Желтый	KZ
Системы: палеогеновая		Pg	Оранжево-желтый	P
неогеновая четвертичная	Желтый			
	Лимонно-желтый	N	Желтый	N
	Светлые, зеленовато-серый и желтовато-серый	Q	Желтовато-серый	Q

¹ Для случаев, когда нет палеонтологических данных для расчленения нижнего и среднего кайнозоя на палеоген и неоген, на картах показывают третичную систему (Tr), применяя для нее желтые тона.

Индексы, обозначающие стратиграфические подразделения (группы, системы, отделы, ярусы, свиты и т. д.) и происхождения осадочных отложений (преимущественно четвертичных), а для магматических пород — их петрографический состав, ставятся слева от стратиграфических, например: a1Q (аллювиальные четвертичные осадки), hC (угленосные отложения карбона), γD₃ (верхнедевонские граниты), αK₁ (нижнемеловые андезиты).

Стратиграфические индексы облегчают чтение красочных знаков, особенно когда их на карте большое количество. Индекс состоит

Основные условные обозначения для магматических пород

Группа пород по происхождению	Группа пород по химическому составу	Названия пород	Цвет	Индекс	
				буква греческого алфавита	название
Интрузивные	Кислые	Граниты	Красный	γ	гамма
		Гранодиориты	»	$\gamma\delta$	гамма и дельта
	Средние	Диориты	Красный (на очень старых картах темно-зеленый)	δ	дельта
	Щелочные	Сиениты	Оранжевый	ξ	кси
		Основные	Габбро	Темно-зеленый и сине-зеленый	ν
	Анортозиты		То же	θ	тэта
	Ультраосновные		Нерасчлененные	Фиолетовый	σ
		Перидотиты	»	ν	ипсилон
Четвертичные эффузивные породы	Кислые	Липариты (риолиты)	Светло-красный	λ	лямбда
	Средние	Андезиты	»	α	альфа
	Щелочные	Трахиты	»	τ	тау
	Основные	Базальты	Светло-зеленый	β	бета

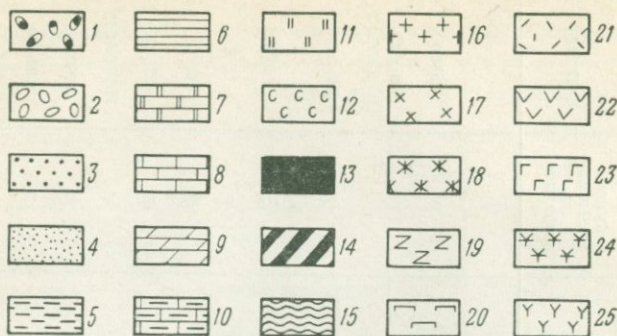


Рис. 2. Штриховые условные знаки

Осадочные породы (1—14): 1 — конгломераты, 2 — галечники, 3 — песчаники, 4 — пески, 5 — глины, 6 — аргиллиты (глинистые сланцы), 7 — карбонатные породы вообще, 8 — известняки, 9 — доломиты, 10 — мергели, 11 — кремнистые породы, 12 — галогенные породы (каменная, калийная и другие соли), 13 — уголь, 14 — осадочные руды. Метаморфические породы: 15 — кристаллические сланцы. Магматические породы: 16—20 — интрузивные: 16 — кислые (граниты); 17 — средние (диориты), 18 — щелочные (сиениты), 19 — основные (габбро), 20 — гипербазиты (ультраосновные, например, перидотиты); 21—25 — эффузивные: 21 — кислые (липариты), 22 — средние (андезиты), 23 — основные (базальты), 24 — щелочные (трахиты), 25 — эффузивные породы разного состава (нерасчлененные)

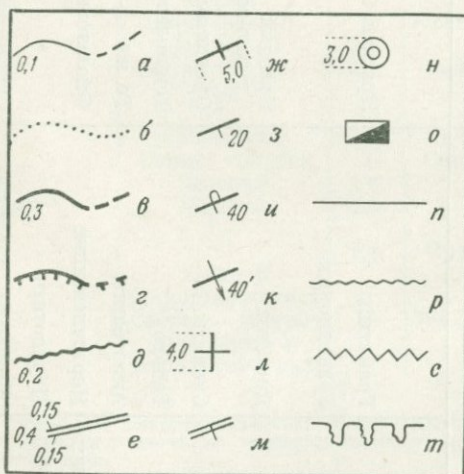


Рис. 3. Линейные условные знаки

Линейные знаки на геологических картах. Геологические границы. Цифры — толщина линий и расстояние между ними, мм: а — между разновозрастными образованиями, достоверные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир); б — фациальных и литологических подразделений одного и того же возраста; в — тектонические контакты (разрывные смещения), достоверные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир); г — то же, с указанием направления падения сместителя; д — разрывы без смещения блоков (трещины); е — линии долгоживущих разломов; элементы залегания слоев (цифры для ж и л обозначают размеры знака, для з, и, к, м — углы падения слоев). Залегание: ж — вертикальное, з — наклонное, и — опрокинутое, к — пологое, л — горизонтальное, м — преобладающее наклонное. Геологоразведочные выработки (цифра — размер знака): н — буровые скважины, о — шурфы. Геологические границы на стратиграфических колонках — при соотношениях слоев: п — согласном; р — параллельном (стратиграфическом) несогласии; с — углом несогласии, т — несогласии с резко неровной поверхностью нижнего комплекса (с карманами)

условной нулевой линией профиля. На условной нулевой линии откладываются точки пересечения линии разреза с горизонталями рельефа на карте; под точками указываются их высотные отметки. Затем с одного или с обоих концов условной нулевой линии строят (и надписывают) вертикальный линейный масштаб, одно деление которого

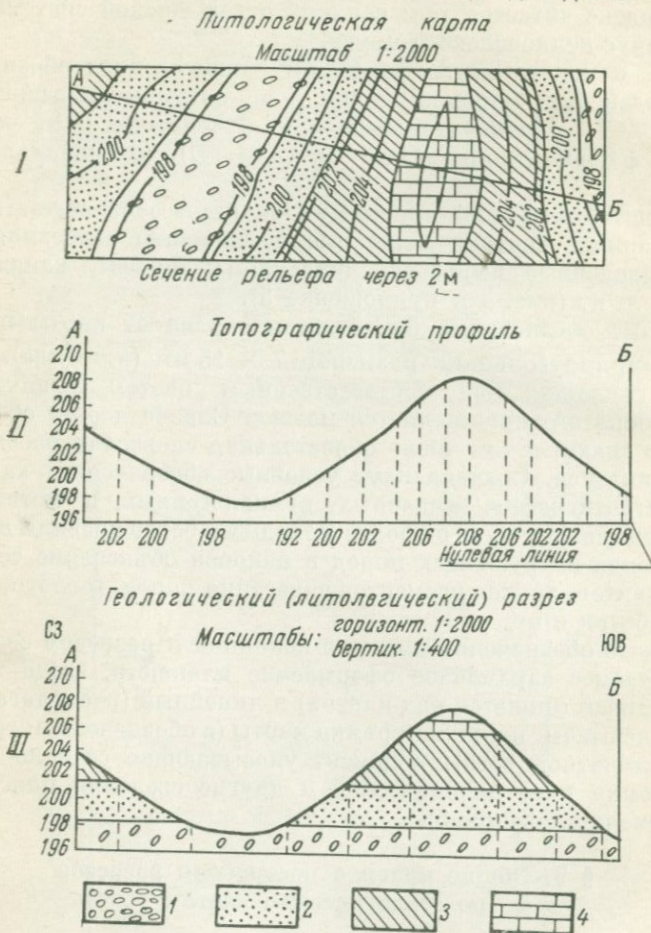


Рис. 4. Последовательность (I—III) построения геологического разреза по карте

1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки

должно соответствовать сечению рельефа на карте. По системе прямоугольных координат находят точки поверхности земли в местах пересечения горизонталей разрезом, соединив которые плавной кривой, получают линию топографического профиля (рис. 4, II).

Исключение представляет случай, когда имеют место незначительные колебания высот вдоль линии разреза, причем поставлено

условие, что вертикальный масштаб профиля (и разреза) преувеличивать нельзя (например, при складчатом залегании пород). Тогда даже при работе с крупномасштабной картой линия топографического профиля изобразится настолько мелкозубчатой кривой, что практически она мало будет отличаться от прямой линии. В таком случае профиль можно не строить, а просто от руки (но не по линейке) провести горизонтальную линию на уровне средней высоты местности по линии разреза на карте. Здесь уже цена деления вертикального линейного масштаба профиля не зависит от сечения рельефа — ее выбирают согласуясь с масштабом карты (например, через каждые 2,5 или 10 мм). Расстояние между условной нулевой линией и линией топографического профиля в общем случае принимается равным 2—3 см. В этом промежутке прочерчивается линия, соответствующая абсолютному нулю. Но может быть и так, что отметка условной нулевой линии выше уровня моря, тогда, естественно, линия абсолютного нуля не проводится. В последнем случае за условный нуль принимается отметка, которая должна быть на одно сечение ниже самой низкой точки (горизонтали) по линии разреза.

Вертикальный масштаб разреза выбирается в зависимости от масштаба карты, мощности и условий залегания слоев и (отчасти) характера рельефа. В общем случае вертикальный масштаб разреза берется равным масштабу карты, но при малой мощности слоев и их горизонтальном или очень пологом залегании его приходится увеличивать; это дает возможность более подробно показать на разрезе все стратиграфические подразделения, выделенные на карте.

На топографическую основу разреза наносятся геологические данные. Для этого измеряют ширину выхода каждого пласта по линии разреза на карте и отрезки откладывают на нулевой линии. Еще проще, перегнув лист бумаги по условной нулевой линии, приложить его к линии разреза на карте и перенести нужные точки. Полученные точки с нулевой линии проектируют на линию топографического профиля, и уже от этих последних проводят границы пластов в вертикальной плоскости (рис. 4, III).

Условия залегания пород определяют путем сопоставления выходов различных слоев между собой и с рельефом, а при наличии на карте знаков, показывающих элементы залегания (направление и угол падения), используют эти данные. При этом руководствуются стратиграфическим положением пластов и свит, пересекаемых разрезом на карте (по раскраске и индексам).

Возрастные соотношения слоев на разрезе показываются соответствующей окраской (и индексами), а литологический состав — штриховкой. На одном и том же разрезе можно применять и то и другое, но чаще используется только раскраска и индексы (как правило, штриховка применяется на разрезах только к детальным картам и к литологическим картам всех масштабов). Легенда должна быть общей для карты и для разреза.

Над разрезом надписываются его название и числовые масштабы (горизонтальный и вертикальный), а по сторонам его — ориентировка

по странам света (например, ЮЗ — СВ) и по буквам или цифрам, которыми обозначены концы линии разреза на карте (например, А — Б или I — II). Цифровые значения вертикального линейного масштаба (сбоку) даются в абсолютных высотных отметках. Под разрезом никаких надписей не делается.

Глава IV

МЕТОДЫ, КЛАССИФИКАЦИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРЕДМЕТА

§ 10. Методы структурной геологии и геологического картирования

Методы исследования, применяемые в структурной геологии и геологическом картировании, многочисленны и разнообразны. Специальные методы геологического картирования — полевые методы, выработанные многолетней практикой, обобщены в инструкциях и методических указаниях по геологической съемке и поискам Министерства геологии СССР. Эти практические методы и технические приемы полевой работы геологосъемщика основываются на общих принципах и общих и частных методах теоретической геологии.

К общим методам, т. е. таким, которые были разработаны и используются в других отраслях геологической науки, относятся: стратиграфический, палеонтологический, палеогеографический (в том числе, палеотектонический) методы с их разновидностями — анализом фаций, мощностей, формаций, перерывов, несогласий и др. Они основываются на применении принципа актуализма и характеризуют историко-генетическое направление в исследованиях. В структурной геологии и геологическом картировании находят применение также петрографические (в частности, литологический) и геоморфологические методы. Все эти методы достаточно известны из курсов общей и исторической геологии, минералогии и петрографии.

К частным (специальным) методам, применяемым только в геотектонике и при структурно-геологических исследованиях, относятся: структурно-геометрический, анализ механизма деформаций, структурно-петрологический, морфотектонический, моделирования и микро-структурный.

Главным методом структурной и полевой геологии является структурно-геометрический (или геометрический) метод. Он служит для изучения внешнего облика (формы, размеров) структурных форм, доступных прямому наблюдению в процессе геологической съемки. Так как любые формы залегания горных пород можно представить в виде геометрических фигур, то при их изучении производят геометрические действия, связанные с измерением и вычислением различных элементов этих природных фигур. Например, для наклонных слоев измеряют элементы их залегания и мощности. Но не всегда удается измерить простирание, падение, угол падения и мощность

слоя непосредственно в обнажении, так как исследуемый слой может не выходить на поверхность или обнажаться не полностью. В подобных случаях эти величины определяют косвенными методами — путем геометрических построений, по данным бурения и горных выработок. При таких построениях исходят из предположения, что мощность слоя, направление и угол его падения остаются величинами практически постоянными¹. Составление геологической карты и построение по ней разреза также основывается на применении этого метода.

Особое место в исследованиях занимают теперь геофизические методы и аэрометоды, с помощью которых успешно решаются многие общие и частные задачи структурной геологии, геотектоники и геологической съемки в целом².

Особо следует отметить, что полевые методы становятся результативными, а готовая геологическая карта приобретает свое свойство «структурности» (объемности) благодаря двум природным условиям: непрерывной денудации поверхности Земли и проявлению во многих районах складчатости и вертикальных перемещений по разрывам блоков земной коры. От активности денудации зависит степень обнаженности района и достоверность перенесения геологических данных на карту. При спокойном (горизонтальном) залегании слоев прямые представления о геологическом строении зависят от интенсивности эрозии и ограничиваются глубиной, до которой реки прорезали свои долины. Там же, где породы дислоцированы, а выступающие части рельефа часто срезаны денудацией, обнажаются глубокозалегающие слои и комплексы пород. На одном гипсометрическом уровне оказываются совершенно не родственные и резко различные по времени образования структурные формы. Они становятся доступными прямому наблюдению и определению их элементов и типов. Будучи спроектированными на геологическую карту, эти структуры и литологические комплексы позволяют судить о строении земной коры на разных горизонтах, причем на значительную, часто очень большую, глубину.

§ 11. Принципы классификации структурных форм

По происхождению структурные формы классифицируются прежде всего на первичные и вторичные.

Первичные формы образовались в результате осадконакопления или магматической деятельности. К ним относятся: слои осадочных

¹ Для относительно небольшого участка земной коры, в пределах которого решается геоструктурная задача, это допущение, за очень редкими исключениями, является справедливым.

² Рассмотрение геофизических методов не входит в задачу курса структурной геологии и геологического картирования, поэтому указывается лишь на возможность применения тех или других геофизических методов при изучении различных типов структурных форм. Что касается аэрометодов, то их краткому рассмотрению посвящена специальная глава в III части учебника.

пород и некоторые особые формы первичного осадконакопления (например, рифы), а также разнообразные интрузивные и эффузивные тела, например штоки, лакколиты, дайки, лавовые потоки и др.

Вторичные структурные формы представляют собой резко изменившиеся под влиянием тектонических или других движений и силы тяжести первичные (преимущественно слоистые) формы. К ним относятся различные тектонические и нетектонические нарушения: моноклинали, флексуры, складки, трещины, разрывные смещения (сбросы, сдвиги, надвиги и др.) и некоторые видоизмененные формы первичных магматических тел. Они составляют основную массу структурных форм, известных под названием нарушений или дислокаций.

Генетическая систематика полностью раскрывает природу объекта исследования, механизм и историю его образования. Ее и применяют по отношению к первичным структурам осадочного происхождения, трещинам и некоторым другим. Что же касается большинства складок и разрывов, то классифицировать их по такому принципу можно лишь условно, с большими допущениями. Вызвано это тем, что наши представления о тектонических движениях и связанных с ними особенностях деформаций горных пород еще недостаточны. Поэтому, до сих пор все еще не разработана единая генетическая классификация тектонических структур, и в структурной геологии мы вынуждены пользоваться более надежными, но менее рациональными морфологическими классификациями складок разрывов, форм интрузивных и эффузивных тел и т. п. На данном этапе развития структурной геологии разработкой генетической классификации тектонических структур — малых и больших — занимается (или должна заниматься) геотектоника, располагающая для этого более широкими возможностями, чем структурная геология.

При морфологической классификации исходят только из внешнего облика и пространственного положения той или другой структурной формы, т. е. учитывают лишь геометрические признаки. Например, разрывную структуру относят к сбросу, если поверхность, по которой происходило вертикальное перемещение смежных блоков, наклонена в сторону опущенных пород и к взбросу — если она наклонена в сторону поднятого блока.

Кинематическая классификация учитывает движения, действовавшие при образовании различных типов структур, но только с точки зрения геометрии этих движений. При такой классификации структурные формы систематизируются в зависимости лишь от направленности движений, безотносительно к вызвавшим их причинам или силам. В приведенном выше примере разрывное нарушение в кинематическом смысле можно называть сбросом лишь тогда, когда один из смежных блоков перемещается вниз, а второй остается неподвижным, взбросом — при движении блока вверх.

Таким образом, из трех классификационных систем морфологическая пока остается наиболее хорошо разработанной и в ряде случаев принимается за основную. Однако во всех случаях ее стремятся дополнить генетической и кинематической классификациями структурных форм и структур. Дальнейшее совершенствование этих систем и разработка на их основе единой рациональной классификации и терминологии складок, разрывов, форм залегания магматических пород и других структур является важнейшей задачей геотектоники и структурной геологии.

§ 12. Деформации горных пород

Большинство структурных форм образовалось под влиянием механических воздействий, возникающих в земной коре. Поэтому некоторое общее знакомство с положениями из механики и методами их применения для объяснения механизма деформаций горных пород имеет немаловажное значение, особенно если учесть, что на этом механизме основано применение кинематической классификации. Кроме того, использование принципов механики ставит структурную геологию на физическую и математическую основу, т. е. описательную в своем существе отрасль геологии приближает к точным наукам.

Деформациями горных пород называются изменения их первоначальной формы и объема под влиянием напряжений в земной коре, вызванных по преимуществу тектоническими движениями, колебаниями температуры и силой тяжести. Процессы внешней динамики Земли также порождают деформации горных пород, но они имеют резко подчиненное значение. Деформации горных пород чрезвычайно разнообразны по своему облику и образуют подавляющее большинство структурных форм в земной коре.

Характер деформации горной породы определяется двумя факторами: 1) характером (степенью и длительностью) испытываемого горной породой давления и 2) отношением самой горной породы к действующим на нее внешним силам. Это действие и его результаты управляются законами механики и зависят от состояния и физико-механических свойств вещества Земли.

Из механики известно, что сила (причина, порождающая или изменяющая движение), приложенная к физическому телу, вызывает противодействие тела. В таком теле возникают внутренние силы, или силы упругости, стремящиеся уравновесить действие внешних сил. Это взаимное действие и противодействие в пределах поверхности соприкосновения или, что то же, величина силы упругости, отнесенная к единице площади мысленного поперечного сечения тела, называется напряжением. Тело может испытывать всестороннее или одностороннее направленное действие сил. В последнем случае говорят, что оно находится под нагрузкой. Всякая направленная внешняя сила в любой плоскости соприкосновения ее с противодействующими внутренними силами тела по правилу параллелограмма сил (как равнодействующая) может быть разложена на два составляющих вектора: один из них направлен нормально (перпендикулярно) к площадке (к плоскости соприкосновения), другой — тангенциально, т. е. в плоскости площадки. Иначе говоря, в каждом теле под влиянием общего напряжения создается, с одной стороны, нормальное напряжение, с другой — тангенциальное (или касательное) напряжение. Известно три основных типа внешних сил: растяжение, сжатие и пара сил. Силы растяжения — сжатия действуют по одной прямой линии либо в разные стороны, либо направлены навстречу друг другу. Пара сил состоит из двух равных сил, действующих

в противоположном направлении, в одной плоскости, но не вдоль одной линии. Эти три рода сил проявляются в форме различных нагрузок, простейшими видами которых являются: растяжение, сжатие, сдвиг, изгиб и кручение (рис. 5). Теоретически любой вид нагрузки может быть сведен только к сжимающему — растягивающему усилиям, ориентированным по трем взаимно перпендикулярным направлениям — главным осям напряжений. Указанные оси неравны и характеризуют собой эллипсоид деформаций — воображаемую (бесконечно малую) трехмерную фигуру, получаемую в результате деформации шара (сферы).

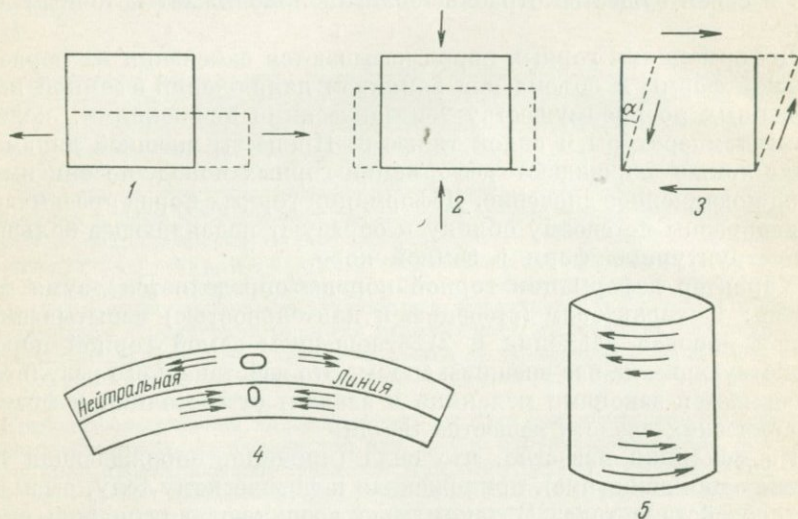


Рис. 5. Главные виды нагрузок и деформаций

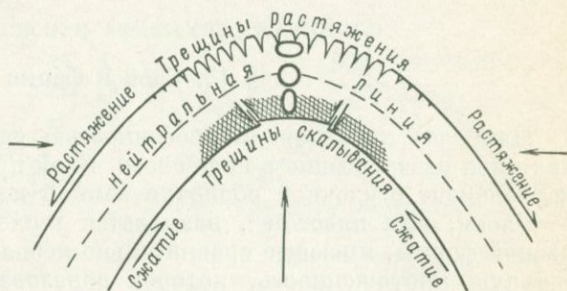
1 — растяжение; 2 — сжатие; 3 — сдвиг механический; 4 — упругий изгиб; 5 — кручение

В зависимости от характера напряжений различают три типа деформаций: упругие, пластические и разрывные. Когда тело подвергается действию силы, то сначала возникает упругая деформация, при которой временно изменяющиеся форма и объем тела восстанавливаются с прекращением напряжения. При дальнейшем нарастании напряжения за пределом упругости тела появляется пластическая деформация, которая характеризуется остающимися после снятия силы изменением формы и объема тела, без нарушения сплошности материала. Наконец, когда увеличивающееся действие силы превысит предел прочности материала, пластическая деформация переходит в разрывную, заключающуюся в разрыве сплошности, разрушении исходного материала.

Такая на первый взгляд простая и теоретически возможная для всякого тела последовательность деформаций в реальной обстановке — в горных породах — часто нарушается. Это зависит от

многих факторов, прежде всего от физико-механических свойств пород, способа деформации, времени, температуры и др. Так, например, в хрупких, жестких породах упругая деформация большей частью не может разрешиться пластическим путем и сразу же переходит в разрывную. С другой стороны, породы, которые мы привыкли считать хрупкими, жесткими (например, известняки, песчаники или даже базальты и граниты), в условиях длительного (в геологическом смысле) действия направленной силы, малой скорости движения или при вестороннем сжатии ведут себя как пластичные тела, т. е. изгибаются в складки с разрывами (рис. 6), а то и без разрывов. Наоборот, при относительно кратковременной, быстродействующей и достаточной для разрыва нагрузке в различных по физико-механическим свойствам породах появляются лишь многочисленные

Рис. 6. Образование трещин растяжения и скалывания при изгибе слабо пластичной породы



трещины, т. е. нарушается сплошность материала, без видимых явлений пластического течения вещества. Соль или лед, например, ведут себя двояко: при ударе раскалываются, крошатся, а при более или менее длительном непрерывном давлении текут, как смола (соль — в соляных куполах, лед — при движении в ледниках). В условиях высокого давления и высокой температуры, характерных для зон геосинклинальной складчатости или для больших глубин, это свойство проявляется у многих других горных пород.

Разрывные деформации могут происходить путем отрыва и путем скалывания (среза). При отрыве преобладает нормальное растягивающее напряжение, которое приводит к образованию трещины, перпендикулярной главной оси растяжения (см. рис. 6 и рис. 5, 4). При скалывании или срезе действует касательное напряжение, вызываемое сжатием, растяжением или другими видами нагрузок. Максимальное касательное напряжение развивается в направлении, составляющем с направлением внешней растягивающей или сжимающей силы угол в 45° . Однако в связи с внутренним трением, особенностями структуры и другими причинами в горных породах этот угол обычно меньше своего теоретического значения и колеблется в пределах $30-45^\circ$.

Таков в самых общих чертах механизм деформаций горных пород, который используется для объяснения нарушений их первичного залегания в земной коре.

Раздел первый

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Глава V

СЛОИСТАЯ СТРУКТУРА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

§ 13. Слой и фация

Наиболее характерной особенностью осадочных горных пород является их залегание в виде слоев. Слой представляет собой основной элемент осадочной оболочки земной коры.

Слоем, или пластом¹, называется геологическое тело плитообразной формы, имеющее сравнительно небольшую толщину и значительную протяженность, которое образовано осадочной породой, отличающейся по каким-либо признакам (чаще всего по составу или цвету) от смежных слоев разреза.

Однако строго плитообразная форма не всегда выдерживается, особенно если слой рассматривать в площадном распространении, когда толщина (мощность) то незначительно, а то и очень заметно меняется. Да и протягивается не всякий слой достаточно далеко. Равным образом, состав, окраска, текстура и некоторые другие отличительные признаки слоя также непостоянны. Например, литологический состав может меняться не только по простиранию, но даже в одном разрезе. Нередко можно видеть, что внизу слой состоит из более крупных частиц, чем в средней части, а сверху из самых мелких. В целом, однако, эти изменения не так уж велики и слой на некоторой площади сохраняет свою внутреннюю однородность. Поэтому названия слоев дают по основному — литологическому — и дополнительным (окраска, текстура, зернистость и др.) признакам. Например: слой глины, слой известняка, слой песка; слой бурой глины, слой синей глины, слой пестрой глины; слой плотного (массивного) известняка, слой трещиноватого известняка и т. п.

У каждого слоя (пласта) различают подошву, кровлю и мощность. Подошва — наиболее древняя часть слоя, стратиграфически нижняя

¹ В структурной геологии и геологическом картировании между этими двумя терминами не делают различия. В горном деле пластами принято называть слои полезного ископаемого, например пласт угля, пласт фосфорита.

его поверхность. Кровля — наиболее молодая его часть, стратиграфически верхняя поверхность (рис. 7). Следует подчеркнуть, что эти два элемента слоя устанавливаются именно по стратиграфическому, а не по геометрическому признаку. Так, при нормальном (первичном) и наклонном (слабо нарушенном) залегании кровля слоя будет сверху, а при опрокинутом и перевернутом залегании внизу. Мощность — толщина пласта (m) — расстояние между подошвой и кровлей. Когда говорят о мощности слоя, то подразумевают его истинную мощность, кратчайшее расстояние между подошвой и кровлей — величину постоянную, в отличие от видимой мощности (a) величины переменной, зависящей от угла среза пластов при выходе их на поверхность, т. е. в обнажениях (β). Кроме того, различают

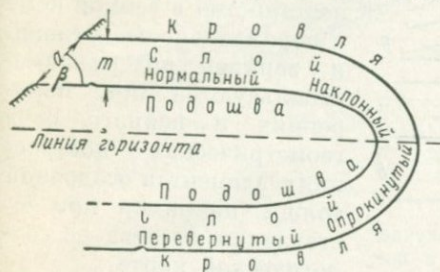


Рис. 7. Элементы слоя

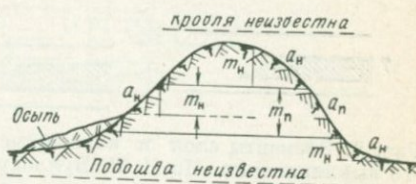


Рис. 8. Виды мощности при наблюдении их в обнажении (m_n — истинная полная, a_n — видимая полная; m_n — истинная неполная, a_n — видимая неполная)

полную мощность, измеренную от кровли до подошвы слоя, и неполную мощность, характеризующую не весь слой, а лишь некоторую его часть, тогда как другая часть слоя либо вообще отсутствует (при размыве кровли слоя), либо недоступна прямому наблюдению и измерению (например, часть слоя прикрыта осыпью в низах обнажения или не вскрыта эрозионным срезом — рис. 8).

Слои небольшой мощности, залегающие внутри или на границе однородного пласта и играющие резко подчиненную роль в строении слоистого комплекса, называются прослойками (пропластками).

Постепенное или резкое уменьшение мощности слоя до его исчезновения называется выклиниванием. Выклинивание может быть первичным, когда оно связано либо с прекращением отложения осадка (стратиграфическое или собственно выклинивание), либо с фациальной изменчивостью (фациальное выклинивание), и вторичным, являющимся результатом либо последующего размыва ранее отложившегося слоя (денудационное выклинивание), либо горизонтального растяжения и разрыва слоя при складкообразовании (тектоническое выклинивание). Слой, быстро выклинивающийся во всех направлениях, называется линзой (рис. 9). При размыве или растяжении (сжатии) какой-то части слоя говорят о неполном выклинивании; в последнем случае такое выклинивание называют

пережимом (рис. 9). Неполное выклинивание (рис. 10), связанное с размывом, может быть сингенетическим (размыв происходит одновременно с отложением слоев) и эпигенетическим (размыв происходит после отложения слоев).

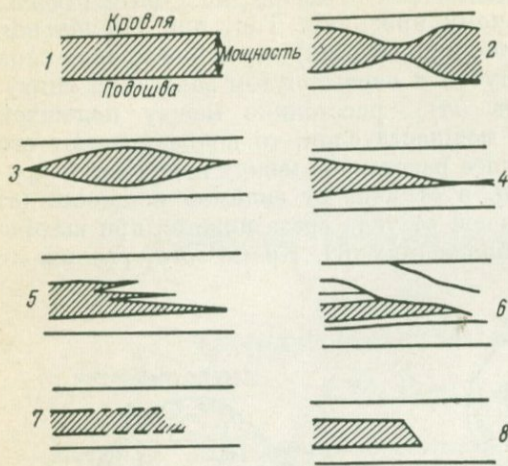


Рис. 9. Элементы слоя и возможные случаи его выклинивания. По Н. И. Буялову, с изменениями

1 — элементы слоя; 2 — неполное выклинивание слоя (пережим); 3 — быстрое выклинивание линзы; 4, 5, 7 — случаи первичного (стратиграфического) выклинивания (4 и 5 — фациальное, 7 — исчезновение поверхностей напластования вследствие фациальных изменений; 6 и 8 — вторичное выклинивание (6 — денудационное, 8 — тектоническое)

теризует собой определенный, хотя и небольшой промежуток времени образования этой оболочки. Следовательно, если исходить из принципов стратиграфии, слой на площади своего распространения должен иметь одинаковый возраст, независимо от изменений состава, обусловленных различиями палеогеографической обстановки накопления осадка в разных частях этой площади (рис. 11). Однако в данном вопросе мнения расходятся — слоем называют (может быть даже чаще) и разновозрастную, литологически однородную осадочную породу. Это второе (скорее морфологическое, чем стратиграфическое) определение слоя сближает его с понятием «ископаемая осадочная фация».

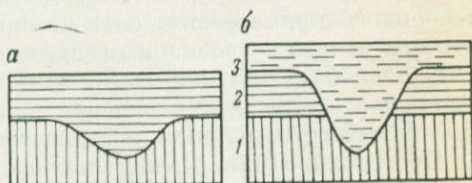


Рис. 10. Типы неполного выклинивания: а — сингенетический, б — эпигенетический. По М. А. Усову

1 — пласт угля; 2 — породы кровли угольного пласта; 3 — более молодые несогласно залегающие породы

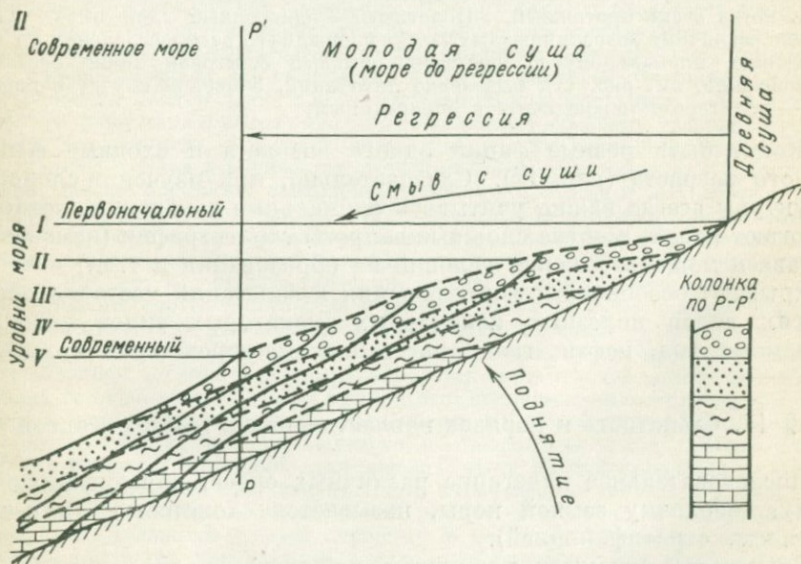
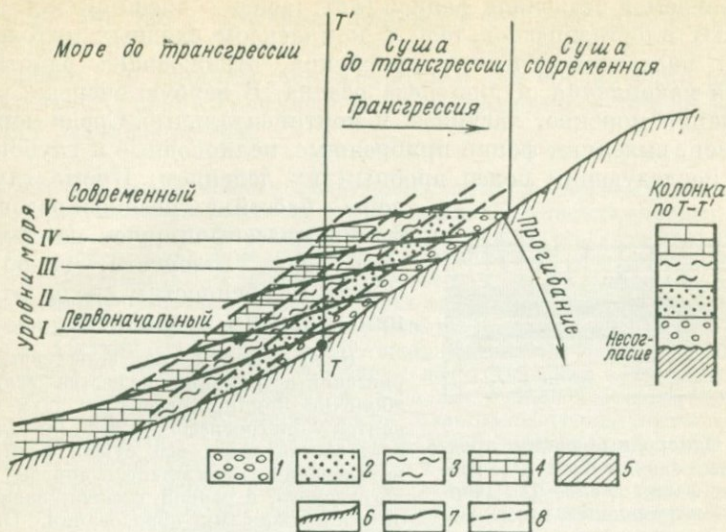


Рис. 11. Схема смещения фациальных зон и образования слоев при трансгрессии (I) и регрессии (II)

1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — подстилающая порода; 6 — профиль морского дна и поверхности суши; 7 — границы одноэрастных слоев в периоды относительного положения уровней I—VII моря (I—V); 8 — границы фаций. Положение береговой линии в начале трансгрессии (Т) и в конце регрессии (Р); Т—Т' и Р—Р' — линии вертикальных разрезов

Ископаемой осадочной фацией (лат. *facies* — внешний вид, лицо) называют пластообразное тело с комплексом сходных литологических и палеонтологических признаков, отражающих однотипные условия накопления и диагенеза осадка. В первую очередь, различают фации морские, лагунные и континентальные. Среди морских, например, выделяют фации прибрежные, мелководные и глубоководные с последующим более дробным их делением. Кроме глубины зоны бассейна осадкообразования, фации классифицируют по температуре воды, солености, гидрохимическим особенностям среды отложения и другим признакам.

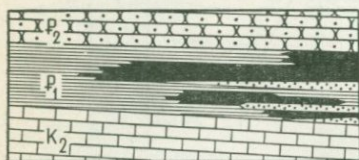


Рис. 12. Однородные фации, представленные слоями K_2 и P_2 , разнородные фации в слое P_1 (черное — нефтеносный песок).

Каждая фация, как естественно-историческая ассоциация вещества осадочной оболочки Земли, состоит из двух компонентов — петрографического (литологический состав плюс вся сумма физико-геометрических характеристик породы) и биологического, в равной степени зависящих от обстановки их образования. Поэтому рассматривать фацию либо только со стороны ее вещественного, литологического состава («литофация»), либо только со стороны заключенных в ней фауны и флоры («биофация»), в общем случае, не правильно. Лишь при характеристике «немых» толщ или при значительном «возрастном скольжении слоев» (т. е., когда очень протяжный, литологически однородный слой имеет существенно различный возраст в разных частях площади его распространения по направлению, нормальному к очертаниям бывшей береговой линии бассейна седиментации, см. рис. 11), выделение литофаций, в первом случае и биофаций — во втором, можно считать оправданным.

Могут быть разные фации одного возраста и сходные фации разного возраста (рис. 12). Следовательно, при изучении слоистой структуры всегда важно учитывать фациальные изменения, которые помогают понять многие сложные вопросы стратиграфии (изменения состава и мощности слоев, условий их образования и т. п.) и часто раскрывают особенности формирования и залегания месторождений многих видов полезных ископаемых (некоторых типов залежей подземных вод, нефти, газа, россыпных месторождений и др.).

§ 14. Слоистость и порядок напластования в толщах осадков

Последовательное налегание различных слоев, образующих осадочную оболочку земной коры, называется слоистостью (или наслонением, стратификацией).

Слоистость отражает различные по длительности промежутки времени ее образования, в связи с чем уже давно разработаны как единая стратиграфическая шкала, действующая в глобальном масштабе, так и местные стратиграфические подразделения слоистости. Например, совокупность (или ряд) пластов (слоев), налегающих один на другой и подстилающих друг друга на сравнительно

небольшом участке и объединяющихся по возрасту, происхождению или сходству петрографического состава, называется серией, свитой или толщей. Эти термины используются и для обозначения местных (региональных) стратиграфических подразделений и для общегеологических характеристик.

В настоящее время термин «толща» применяется для характеристики только состава, цвета или происхождения пород (например, глинистая толща, красноватая толща, континентальная толща), тогда как за серией и свитой сохраняется их возрастное значение. Под серией понимают наиболее крупную единицу местных стратиграфических подразделений, охватывающую мощную и сложную по составу толщу осадочных, вулканогенных или метаморфических образований, ограниченную обычно значительными угловыми несогласиями. Более дробным элементом местной стратиграфической шкалы является свита, состоящая из групп слоев и выделяемая на основании литологических признаков. В возрастном отношении серия, а иногда и свита могут быть эквивалентны ярусу. Часть толщи или свиты, объединяющая ряд пластов небольшой мощности по какому-нибудь признаку (чаще петрографическому), называется пачкой (например, пачка пластов угля); иногда пачкой называют расчлененный прослойками пустой породы единый пласт угля; часть свиты или пласт более или менее географически (регионально) выдержанный и обладающий каким-либо характерными особенностями (состава, определенной фауны и др.) называют горизонтом.

Большинство осадков накапливалось в водной среде (преимущественно в морях), где материал чаще всего отлагался горизонтально или почти горизонтально. Значительно менее распространены породы, образовавшиеся в воздушной среде в континентальных условиях. В обоих случаях слоистость возникала прежде всего благодаря периодическим изменениям состава материала (отлагавшегося в виде первичного осадка) под влиянием тектонических, климатических, гидрологических, биохимических и других факторов. Основным является тектонический фактор. Так, при вертикальных колебательных движениях меняется глубина моря и высота суши по отношению к среднему уровню Мирового океана. Это приводит, с одной стороны, к изменению режима денудации суши, т. е. к смене состава и количества выносимого в море материала, а с другой — к перемещению морских и континентальных фаций. Когда в результате опускания суши море наступает (см. рис. 11, I), установившиеся до этого в зависимости от глубины прибрежной зоны моря пояса фаций начинают передвигаться. Галечник, двигаясь за береговой линией, отлагается уже на поверхность бывшей суши, а там, где был раньше галечник, ложится песок, где был песок — глина и т. д. Значит, вместо одного слоя в разрезе (точка Т) будет сначала два слоя, а в дальнейшем (при расширении площади моря) их число увеличится по меньшей мере до четырех. При поднятии суши, т. е. отступлении моря, все происходит в обратном порядке (см. рис. 11, II). А так как в течение всей геологической истории на обширных площадях процесс этот непрерывно повторялся, то и образовалась слоистость в главной массе осадков. Колебания уровня морского или озерного бассейна, а следовательно, и перемещение фаций, связаны с изменениями климата¹. Например, для северной части Каспийского моря за последние столетия установлены значительные перемещения береговой линии, вызванные неоднократно изменениями уровня Каспия из-за неравномерного стока Волги (влажные и сухие периоды). В масштабе Мирового океана значительные колебания уровня происходили, как известно, при чередовании четвертичных ледниковых и межледниковых эпох.

Следующей важной причиной формирования слоистости является движение водной и воздушной среды. Морские и озерные течения, прибой, течения рек, ветер вызывают как перемещение (транспортировку) вновь поступающего

¹ Такие колебания уровня называются эвстатическими,

материала, который покрывает более ранние слои, так и перемывание и перегруппировку (сортировку) частиц в уже отложившихся (но еще не диагенизированных) осадках. Это приводит к образованию новых слоев и создает в них более мелкие единицы слоистости — слойки, т. е. очень тонкие, однородные по составу слои, вырисовывающие внутреннюю текстуру слоя в целом (рис. 13). Последняя хорошо проявляется лишь при косо́й слоистости. Образование слойков, особенно в неподвижной и малоподвижной среде отложения (глубоководные осадки), обусловлено еще очень кратковременными приостановками процесса осадконакопления (месяцы, недели, дни). При этом поверхность наложения и прикровлевая зона слоя подвергаются некоторому физико-механическому и химическому воздействию окружающей среды (очень слабый размыв, уплотнение и др.).

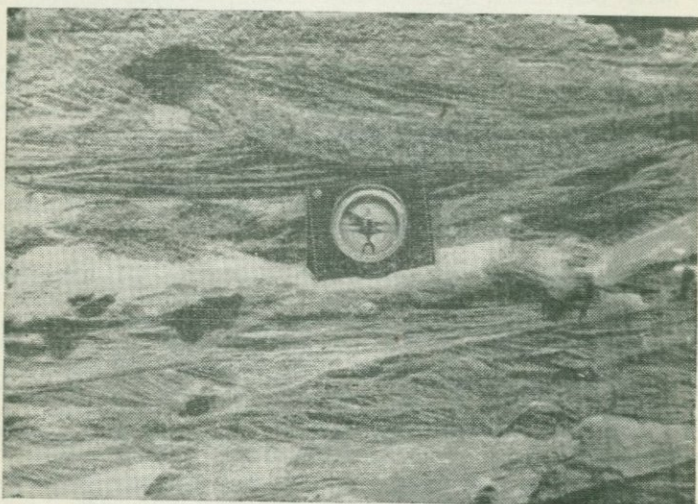


Рис. 13. Косая слоистость, обусловленная разнонаправленным залеганием слойков

Новые порции однородного материала при возобновлении седиментации ложатся на поверхность, с которой сцепление новых частиц осадка несколько ослаблено. В результате возникают поверхности раздела, между которыми и выделяются слойки. Поэтому некоторые внешне совершенно однородные породы, например слоеватые (слойчатые) глины, относительно легко расщепляются на отдельные слойки. С этим же явлением, в общем случае, связано и образование поверхностей напластования, очерчивающих собой отдельные слои в свите осадков. Оно обычно происходит одновременно с изменением состава осадка или с пересортировкой материала.

При анализе слоистых толщ (свит) очень важным признаком является порядок напластования и фациальные соотношения слагающих их пород. Существует два основных вида залегания осадочных свит: трансгрессивное и регрессивное.

Трансгрессивное залегание (лат. *transgressia* — переход, движение вперед) — залегание осадочных пород на размывтой поверхности более древних пород, свидетельствующее о наступлении моря

на сушу или о сокращении области континентального осадконакопления. Так как при этом происходит постепенное перемещение осадочных фаций, движущихся вслед за морской береговой линией (см. рис. 11, I), то разрез трансгрессивно залегающих слоев снизу вверх характеризуется закономерной сменой мелководных осадков глубоководными. В основании трансгрессивной толщи, на поверхности размыва, обычно залегает конгломерат, называемый базальным.

Трансгрессивное залегание — широко распространенный тип залегания осадочных пород; в частности, оно характеризует контакт между складчатым кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом платформ и тем самым указывает на перерыв в осадконакоплении, предшествующий отложению трансгрессивной толщи (см. § 18).

Регрессивное залегание (лат. regressia — движение назад) — залегание горных пород, указывающее на отступление моря или на расширение области континентальной седиментации. Разрез регрессивно залегающих пород характеризуется закономерным изменением фаций снизу вверх от глубоководных к мелководным. Регрессивно залегающие толщи сохраняются в разрезе хуже, чем трансгрессивные; нередко верхняя часть литологической колонки исчезает, так как при отступании моря начинается размыв оказавшихся на суше осадков (смывается галечник, песок и т. д. (см. рис. 11, II).

Часто наблюдается сложная система соотношений различных по литологическому составу слоев, отражающая последовательную смену трансгрессивных и регрессивных условий осадконакопления. Анализируя такую смешанную геологическую колонку путем построения палеогеографических кривых (рис. 14), устанавливают направленность и продолжительность тектонических движений, т. е. восстанавливают геологическую историю развития изучаемого участка земной коры.

При этом в первую очередь решают вопрос о соответствии между типами фаций в пространстве (в колонке) и обстановкой и временем их отложения. По величине и форме слагающих породу зерен, характеру фауны и многим другим признакам стремятся определить, на каких глубинах бассейна (или высотах суши) образовывался каждый слой. Если нет прямых данных (конкретных для каждого разреза), то руководствуются грубо приближенной схемой. Здесь (см. рис. 14) галечник расположен между точками *a—б* и *н—м*,

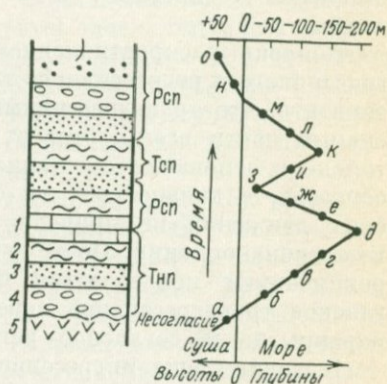


Рис. 14. Смешанная колонка отложений и построенная по ней палеогеографическая кривая

1 — известняки; 2 — глины; 3 — пески; 4 — галечники; 5 — скальная порода; Рсп — регрессивное согласное перекрытие; Тсп — трансгрессивное согласное перекрытие; Тсп — трансгрессивное несогласное перекрытие

соответствующим отметкам +5—-25 м (по шкале высот суши и глубин моря, показанной в верхней части графика), песок — между точками б—в, ж—з—и, л—м (глубины 25—50—75 м) и т. д. (см. график). Соединив точки линиями, получают палеогеографическую кривую, которая в нашем примере показывает, что сначала происходила трансгрессия (от а до д), затем регрессия (от д до з), снова трансгрессия (от з до к) и, наконец, регрессия (от к до о), приведшая к современному состоянию земной коры на участке разреза (колонки). При учете палеонтологических данных, мощности отложений, обстановки их накопления и других показателей, получают представление о времени, в течение которого формировалась данная толща.

Вопреки распространенному мнению о принадлежности трансгрессивного и регрессивного типов залегания к несогласиям, следует заметить, что трансгрессивный порядок наложения часто, а регрессивный почти всегда бывают согласными. Как видно на рис. 14, только в основании смешанной колонки отложений имело место несогласие, в дальнейшем же смена знака вертикальных тектонических движений не привела к несогласиям — не было перерывов в осадконакоплении. Поэтому некоторые авторы, например Ф. Лахи, рекомендуют пользоваться более определенными терминами: согласное трансгрессивное перекрытие, несогласное трансгрессивное перекрытие и согласное регрессивное перекрытие.

Выделяют еще ингрессивный тип, который представляет собой частный случай трансгрессивного залегания, когда наступающее море или расширяющееся озеро затопляет только низменные участки суши, проникая в долины рек и превращая их в эстуарии. При этом морские (или озерные) отложения, подобно аллювиальным отложениям, оказываются «вложенными» в эрозионную речную долину и образуют на ее склонах контакты прилегания или прислоения.

§ 15. Морфологические признаки слоя и слоистости

Горные породы, в частности осадочные, являются объектом изучения не только структурной геологии, но и стратиграфии и петрографии (в данном случае, литологии осадочных пород). Каждая из этих отраслей геологии имеет свои конкретные задачи, свой круг вопросов, подлежащих исследованию. Структурная геология занимается изучением преимущественно морфологических особенностей слоистых пород. И хотя вещественный состав и возраст осадков при структурно-геологическом анализе толщ тоже представляет большой интерес, решать эти вопросы не прибегая к помощи литологии, палеонтологии и стратиграфии, структурная геология не может.

При морфологическом исследовании толщи начинают с описания внешней формы слоев и общего рисунка слоистости, дополняя его данными о мощности слоев (абсолютной и относительной), о степени

их разграничения и о характере сочетаний слоев в свите. Затем выясняют строение (рисунок) поверхностей наложения и, наконец, облик и ориентировку слагающих слоёв обломочных частиц и окаменелостей. Перечисленные морфологические признаки, в своей совокупности, дают возможность судить о происхождении отдельных слоев и об истории формирования слоистой толщи в целом, а также о дальнейших, вторичных изменениях положения слоев в пространстве.

Форма слоев и общий рисунок слоистости являются одним из важнейших признаков, расшифровывающих динамику среды, в которой происходило накопление осадка, и тем самым позволяет делать выводы о происхождении слоистости. Форма слоистости определяется как внешними очертаниями отдельных слоев, так и внутренним их строением, выраженным в расположении слоев по отношению к общему плану ориентировки поверхностей наложения (обычно горизонтальному их расположению). В последнем случае устанавливают соотношение между положением подошвы и кровли слоя и поверхностями составляющих его слоев.

Выделяют четыре основных типа слоистости (рис. 15): а) параллельную (горизонтальную), свидетельствующую об относительной неподвижности среды отложения осадка, когда слои и слои расположены горизонтально и строго параллельны друг другу; она характеризуется собой большей частью относительно глубоководные морские, а также озерные осадки (в последнем случае нередко и мелководные); наиболее широко распространена в природе и имеет несколько разновидностей (полосовидная, перерывистая, ленточная); б) волнистую, образующуюся при движении среды в двух различных направлениях (например, осадки приливно-отливной полосы моря), когда слои очерчивают волнистые поверхности; имеет относительно ограниченное распространение; в) линзовидную, обусловленную периодическим притоком в спокойную часть водоема более грубозернистого материала (например, реки в половодье выносят песчаный аллювий далеко в море, туда, где обычно отлагаются глины, а так как движение воды здесь вихревое — турбулентное, то переносимый ею материал откладывается не сплошным слоем, а прерывисто — в виде линз — (рис. 16); г) косую, образующуюся при движении водной и воздушной среды более или менее длительное время в одном направлении; при частых изменениях этого направления слои ложатся под различными углами по отношению друг к другу и к подошве слоя и образуется косая разнонаправленная слоистость. К типу косой слоистости относятся ряд разновидностей: дельтовая слоистость, речная слоистость, эоловая слоистость, перекрестная слоистость морских течений. Косые слои во всех случаях бывают наклонены в направлении движения среды (водной или воздушной), из которой выпадает осадок. В геологическом разрезе могут быть сочетания двух или нескольких основных типов слоистости (например, горизонтальная и косая); тогда говорят о сложной слоистости.

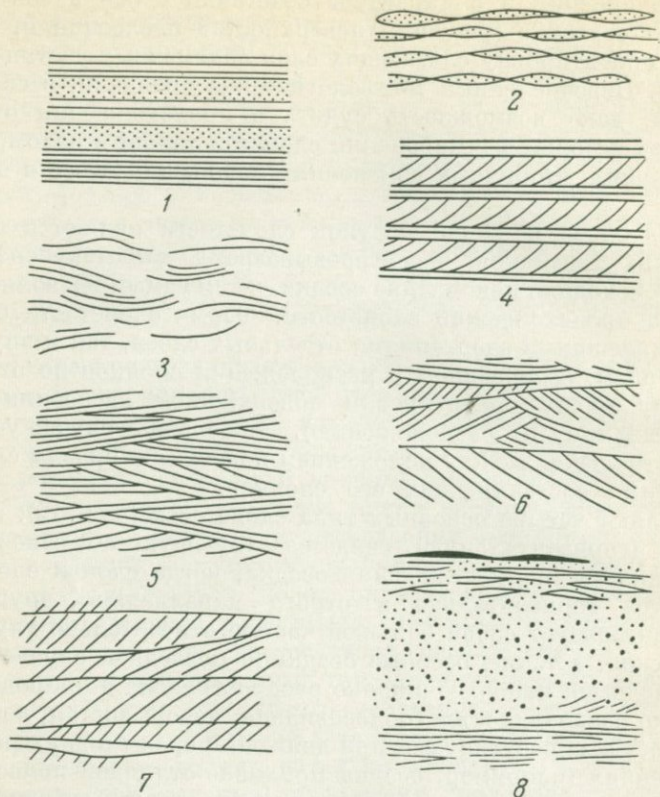


Рис. 15. Типы и разновидности слоистости. По Е. П. Брунс

1 — параллельная; 2 — линзовидная; 3 — волнистая; 4—8 — косая слоистость: 4 — диагональная (отложения временных потоков); 5 — перекрестная (образовавшаяся при морских сечениях); 6 — клиновидная (золотых отложений); 7 — многостаянная косая (речных отложений); 8 — диагональная (дельтовых отложений)

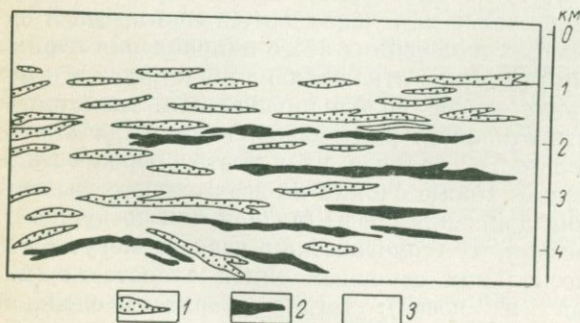


Рис. 16. Линзовидная слоистость, образованная фациями песка (1), частью нефтеносного (2) в плотной глине (3). Месторождение Гус-Крик, Техас. По Майнору (упрощено)

Морфологический анализ слоистости, выделение в ней главных генетических типов позволяют геологу быстрее находить закономерности размещения в осадочных толщах твердых полезных ископаемых, подземных вод, газа, нефти.

Строение поверхности наслоения (рисунок кровли слоя) дает возможность определить происхождение слоя и условия его залегания в земной коре. Эта поверхность может быть ровной, гладкой (в глубоководных осадках) или приобрести различные неровности и отпечатки — так называемые «знаки» (в мелководных, прибрежных и континентальных осадках). К таким окаменелым знакам, отчетливо проявляющимся на кровле слоя¹, относятся: ископаемые следы ряби, волноприбойные знаки, первичные трещины высыхания, отпечатки дождевых капель, града, кристалликов льда, пузырьков газа, следы беганья и ползанья животных (биоглифы) и др.

Следы ряби имеют вид более или менее параллельных грядок и хребтов, равносторонних, если они образованы волнами (на некоторой глубине), и ассиметричных, у которых по-разному расположены крупные песчаники, если они образованы действием ветра или током воды (рекой, морским течением). Рябь свойственна лишь мелководным (большой частью прибрежным) морским, озерным и речным песчаным осадкам, а также наземным эоловым образованиям (см. рис. 17). Она наблюдается только на поверхности слоя и тем отличается от волнистой слоистости, которая развита по всему слою.

Волноприбойные знаки — система мелких, перекрывающих друг друга холмиков и гребешков, выпуклых в одном направлении (в сторону некогда находившегося здесь берега). Образовались в зоне прибоя (морского, озерного).

Трещины усыхания расчлениют поверхность напластования на многоугольники, обычно шестигранные (рис. 18). Трещины развиваются в слоях, образованных глинистым материалом, причем сама трещина заполняется более грубозернистым материалом. Такие трещины характерны для ископаемых пустынь (древние такыры), речных пойм, морских пляжей и т. п.

Отпечатки капель дождя и града, следы кристалликов льда, пузырьков газа характеризуют формирование осадка в условиях прибрежной (часто приливно-отливной) полосы; в большинстве

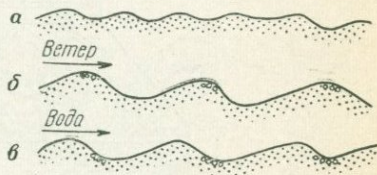


Рис. 17. Знаки ряби.
По В. Н. Веберу

a — волновая, *б* — ассиметричная
эоловая, *в* — донных течений

¹ Разумеется, на подошве вышележащего слоя наблюдается скульптурное отражение (слепок) этих знаков, но они прослеживаются здесь значительно хуже, а главное не имеют отношения к условиям формирования такого покрывающего слоя.

своим они имеют вид округлых или эллиптических ямок, бугорков и борозд.

Следы от беганья и ползанья животных (биоглифы, ходы червей) весьма разнообразны, но в общем представляют отпечатки тех или иных частей донных организмов или продукты их жизнедеятельности; могут быть обнаружены как в мелководных, так и в относительно глубоководных отложениях.

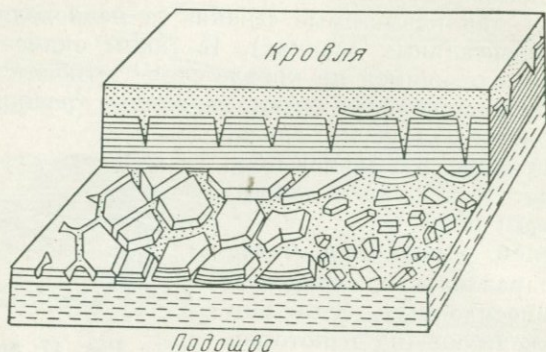


Рис. 18. Блок-диаграмма трещин усыхания (высыхания) По Р. Шроку

Облик и ориентировка составляющих слой обломочных частиц и заключенных в осадке окаменелостей часто позволяют выяснить палеогеографические условия осадконакопления, особенно на континентах и в прибрежных зонах морей. Наибольший интерес в этом отношении представляют окатанные нецементированные (галечники, обычно четвертичные образования) и сцементированные (конгломераты, обычно дочетвертичные образования) обломки горных пород (последние встречаются чаще).

Как правило, галечник или конгломерат залегает в виде сплошного обособленного слоя на размтой поверхности подстилающего пласта, являясь основанием вышележащей трансгрессивной серии осадков. Иногда же только отдельные редкие гальки включены в верхний из двух контактирующих вдоль поверхности раздела и резко различных между собой слоев (им обычно служит слой песка или песчаника). Среди континентальных осадков немалым распространением пользуются моренные (ледниковые) валуно-галечниковые глины и суглинки, в которых слоистость отсутствует или очень неясная (материал здесь не сортирован) и гальки в них рассеяны беспорядочно. Исследуя форму, состав, величину, степень окатанности и ориентировку галек и валунов, а также состав заключающего их цемента, определяют, в какой среде отложились эти обломки горных пород, из каких областей и по каким путям они перемещались к местам своего накопления. Как правило, галечники и конгломераты указывают на усиленный размыв более древних толщ в условиях мелководья или суши и на перерывы в отложении осадков (базальные конгломераты). Поэтому они тщательно изучаются при геологической съемке.

§ 16. Наблюдения над слоистой структурой в поле

При исследовании (картировании) осадочных пород важнейшей задачей является анализ слоистой структуры. Приступая к документации обнажения, начинают с описания типичных особенностей каждого слоя в отдельности. Затем отмечают закономерности сочетания слоев в их первоначальном залегании, стараясь сначала выяснить первичную обстановку формирования осадка, до того как последний подвергнулся вторичным изменениям под влиянием тектонических, магматических или иных воздействий. При этом необходимо самым тщательным образом фиксировать (описывать, замерять, зарисовывать) все признаки слоистости, т. е. ее типы и разновидности, степень отчетливости, масштаб слоев и прослоев в пласте

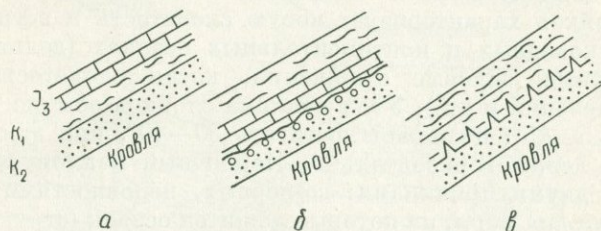


Рис. 19. Некоторые отличительные признаки перевернутого (опрокинутого) залегания слоев

a — обратный стратиграфический порядок наложения; *б* — конгломерат лежит ниже поверхности несогласия (размыва);
в — трещины высыхания обращены вниз

породы, характер чередования и сочетания слоев. Кроме того, важное значение имеет установление фациальных переходов между отдельными типами и разновидностями слоистости в свите и отношение к определенным особенностям слоистости органических остатков, включений, минерализации и оруденения. На типичных участках разреза обязательно отбираются образцы, характеризующие типы слоистости, ориентированные по странам света и по отношению к горизонту (отмечается азимут на зарисовке, «верх» и азимут — на образце).

Характер поверхности наложения часто является единственным критерием для установления положения пласта в пространстве, т. е. для определения его кровли и подошвы. Если, например, конгломерат залегает не над, а под поверхностью размыва или трещины усыхания (высыхания) находятся внизу, а не в верхней части слоя, значит такой слой (а вместе с ним и другие слои) перевернут (опрокинут) (рис. 19).

Большое внимание уделяется наблюдениям над вторичными включениями в породах (конкрециями, секрциями) и конгломератами. Так, массовые замеры ориентировки галек и других компонентов осадочных пород, так же как и массовые замеры наклона косой

слоистости и статистическая обработка результатов этих замеров, имеют, как известно, значение для выяснения палеогеографической обстановки накопления осадков (направления речных потоков, морских течений и т. д.), и часто могут представлять большой практический интерес (при поисках россыпных месторождений и пр.).

При наблюдениях над слоистой структурой всегда стремятся определить начальное положение слоев — первичное их залегание. В большинстве случаев они отлагаются практически горизонтально. Небольшие наклоны, не превышающие $1-2^{\circ}$, свойственны почти всем слоям; простым глазом и горным компасом такие наклоны не улавливаются. Но встречаются породы, первичный наклон поверхностей напластования которых или наклон заключенных в них слоев может быть заметным и весьма значительным. При этом следует различать наклон слоев от первичного наклона самих слоев. Наклон слоев характеризует косую слоистость и встречается во многих мелководных и континентальных осадках (дельтовые, речные, овражные, эоловые отложения, косая слоистость морских и озерных течений и др.). Угол наклона слоев обычно колеблется в пределах $5-15^{\circ}$, но может достигать $30-40^{\circ}$, при этом сам слой чаще всего лежит горизонтально. Первичный наклон самих слоев обусловлен двумя причинами: во-первых, неровностями поверхности суши или дна моря, на которые ложится осадок (структуры обложения) или к которым он прилегает (структуры прилегания), и, во-вторых, биологическими особенностями формирования породы (наклонные ограничения у рифов и биогерм). Наклон поверхности напластования у таких структурных форм составляет — $3-5$ до 8° и редко больше. Описанное залегание слоев и слоев называется первично-наклонным.

Таким образом, признаками, помогающими распознать первичный наклон слоистости, могут служить следующие: 1) косая слоистость; 2) положение поверхности материала, часто заполняющего пустоты в породе, по отношению к напластованию; если такой материал залегает согласованно с общей поверхностью наслоения, т. е. относится к тому же циклу седиментации, что и основная масса породы, то есть больше оснований предполагать, что толща имеет первичный наклон (не нарушена); 3) залегание слоев в зоне более или менее крутого берега древнего водного бассейна; 4) наличие резких неровностей и выступов бывшего ложа области осадконакопления (неровности дна, древние островки и отмели, известняковые рифы, выступы кристаллического фундамента, конусы вулканов и др.), где приконтактные (нижние) слои получают естественный наклон от этих неровностей.

СТРУКТУРЫ СОГЛАСНОГО И НЕСОГЛАСНОГО ЗАЛЕГАНИЯ
ГОРНЫХ ПОРОД§ 17. Соотношения между осадочными свитами.
Типы залегания

Соотношение между отдельными слоями или целыми свитами указывает на главные вехи истории образования всей толщи осадков в исследуемом разрезе земной коры. Оно характеризует либо относительную непрерывность, либо значительную прерывистость

ЗАЛЕГАНИЕ

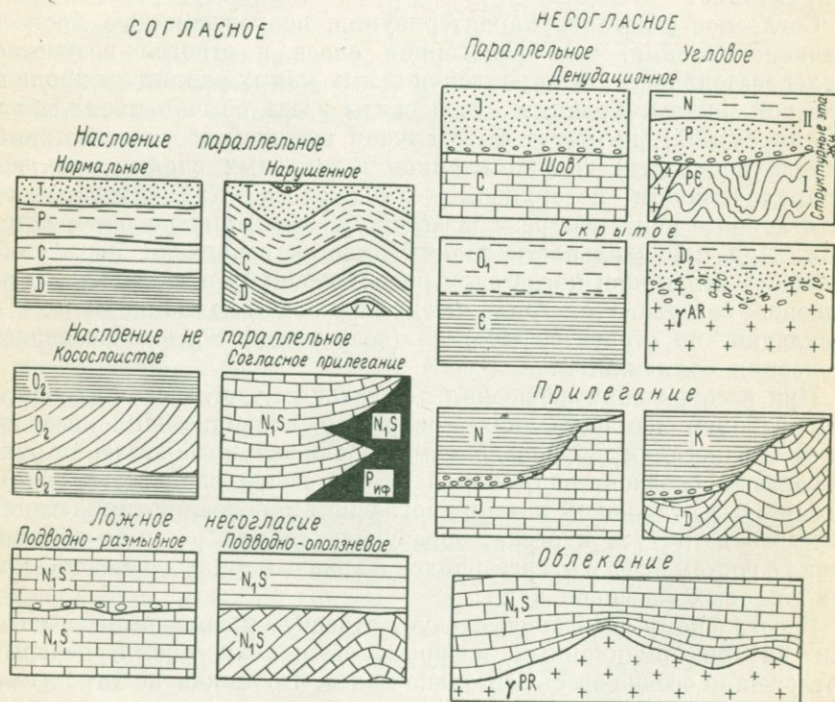


Рис. 20. Схема основных морфологических типов согласного и несогласного залегания слоев

процесса осадконакопления и тем самым свидетельствует о тектоническом режиме, господствовавшем на данном участке в течение времени отложения или, наоборот, времени размыва рассматриваемой толщи. Кроме того, анализ этих соотношений помогает объяснить образование сопутствующих геологических структур.

Различают два основных типа соотношений слоев: тип согласного залегания и тип несогласного залегания (рис. 20). Этим

структурным отношениям слоев в пространстве (в толще осадков) соответствуют их соотношения во времени. При оценке типа залеганий нужно исходить из двух критериев: морфологического (условий залегания двух контактирующих слоев) и хронологического (непрерывности или прерывности времени образования таких слоев). При этом в качестве главного отличительного признака нужно принимать время образования слоистости, а не морфологию структуры. Так, например, в дельтовых отложениях, благодаря косой слоистости, создается впечатление о несогласном залегании. На самом же деле слои здесь лежат согласно, так как и горизонтальные и наклонные слои составляют один слой и образовались в одно время. Если в подобных случаях исходить из морфологии структуры, то наиболее ответственная, стратиграфическая сторона задачи будет решаться неправильно.

Согласное залегание характеризуется непрерывностью процесса осадконакопления, т. е. залеганием слоев в строгой возрастной последовательности, без пропусков самых малых единиц геохронологической шкалы. Границы слоев свиты здесь обычно параллельны (общий случай), но могут быть случаи внешней несогласованности (непараллельности) границ слоев в смежных слоях, или даже непараллельности поверхности самих слоев. Кроме того, могут быть ложные контакты размыва (ложные швы) внутри однородного слоя. При параллельности границ пластов различают нормальное согласное залегание, когда слои расположены горизонтально, и нарушенное согласное залегание, когда слои лежат наклонно или смяты в складки, но стратиграфическая (возрастная) последовательность наложения сохраняется.

При несопадении наложения в отдельных частях свиты с общим направлением напластования говорят о первично-наклонном согласном залегании, обусловленном особенностями накопления разновозрастных осадков, например в случае косой слоистости речных и дельтовых отложений или при согласном присоединении (прилегания) рифового детритуса и песка; образующихся при размыве одновременно с ростом рифа и отлагающихся в виде наклонных слоев на склонах рифовых массивов и др.

К согласному залеганию следует относить и ложное несогласие, или внутрiformационный перерыв, поскольку время перерыва в отложении осадка здесь настолько малое, что никак не отражается в нормальной стратиграфической колонке напластования и не может быть установлено палеонтологическим методом. Практически, слои при ложном несогласии образуются без перерыва в осадконакоплении. Ложные несогласия свидетельствуют о подводном размыве в период непрекращавшегося отложения осадка или о смещении пластов в результате подводных оползней. Они вызываются усиленной деятельностью морских течений или связаны с резкими неровностями морского дна, обуславливающими образование подводных оползней по крутым склонам, но могут возникать также в результате землетрясений.

Морфологически ложное несогласие может быть параллельным при подводном размыве и угловым при подводных оползнях. При ложном несогласии породы ниже и выше контакта раздела, равно как и галька, нередко залегающая на поверхности этого контакта, по возрасту, составу, цвету, текстуре, зернистости и прочим признакам совершенно одинаковые, чего никогда не бывает при истинном несогласии.

Несогласное залегание, или несогласие, — взаимоотношение двух толщ, разделенных прослеживаемым или незаметным денудационным срезом (поверхностью несогласия), который отражает незафиксированный в осадконакоплении отрезок времени развития Земли в целом, крупной области или небольшого района¹. Несогласие выражает перерыв в осадконакоплении, т. е. различия во времени и условиях отложения. Любое несогласие является стратиграфическим, так как представляет собой пробел в нормальной стратиграфической колонке осадочных пород. Такой пробел чаще всего обусловлен более или менее длительным размывом ранее отложившегося осадка в период существования континентального режима на данной территории. Это связано с тектоническими движениями земной коры и перемещением береговой линии. Поэтому несогласное залегание является важнейшим критерием при решении задач структурной геологии, стратиграфии, гестектоники и других разделов геологической науки.

Некоторые геологи к несогласиям относят тектонические контакты, так называемые «тектонические несогласия», т. е. поверхности разрыва (например, поверхности надвигов). Чтобы избежать путаницы в терминологии, термин «несогласие» лучше применять только в отношении первичной поверхности налегания осадков, т. е. как стратиграфическое несогласие.

Несогласия классифицируются по морфологическому признаку (по форме контакта) на параллельные и угловые (см. рис. 20 и

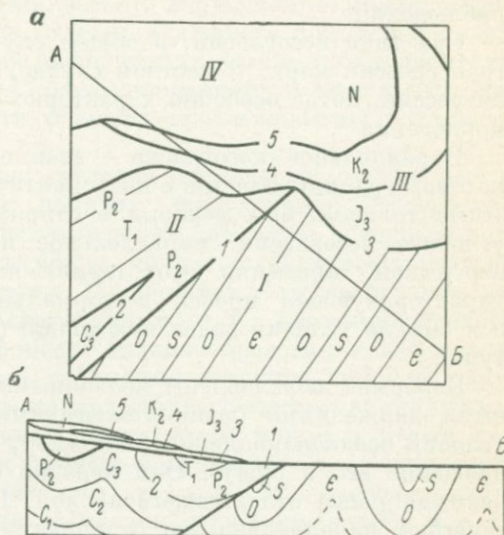


Рис. 24. Изображение несогласий на геологической карте (а) и разрезе (б)

1 — угловое азимутальное; 3 — угловое; 2 и 4 — параллельные (стратиграфические); 5 — географическое; I—IV — структурные этажи

¹ Формулировка термина дана по А. К. Башарину.

рис. 21). Такое деление в известной мере условно, потому что несогласия вызываются тектоническими движениями, выводящими из первоначального горизонтального положения нижнюю из двух находящихся в контакте серий осадков. Вопрос сводится лишь к тому, под каким углом залегают эта нижняя серия осадков, под более или менее значительным или очень малым, незаметным при прямом наблюдении.

Оба типа несогласий, в общем случае, образуются только при трансгрессии моря. В частном случае, они могут образоваться при ингрессии, когда особенно характерно формирование ингрессивного прилегания¹.

Параллельное несогласие — взаимоотношение двух толщ, при котором границы пластов в них практически параллельны, но между этими толщами был перерыв в отложении осадков. В отличие от углового несогласия, параллельное несогласие обычно называют перерывом, применяя этот термин не только в смысле времени, характеризующем пробел в нормальной колонке отложений, но и в смысле условий залегания толщи (т. е. по отношению к структуре).

Перерывы обусловлены медленными вертикальными колебательными движениями (эпейрогеническими), вызывающими изменения условий осадконакопления (например, поднятия морского дна, превращение его в сушу). Они нередко сопровождаются признаками размыва ранее отложившегося слоя. При этом обе серии осадков залегают параллельно, но отличаются по присутствующим в них органическим остаткам, указывающим на различия в возрасте, и обычно по литологическому составу. Так как на первый план здесь выступает не структурный, а стратиграфический признак, то часто параллельное несогласие называют стратиграфическим несогласием, понимая этот термин в узком смысле слова.

Поверхность перерыва может быть резко выраженной в результате интенсивной денудации нижнего слоя — неровной, со «швом», на котором часто отлагается конгломерат, разделяющий две серии осадков (так называемый базальный конгломерат), или очень слабо выраженной, незаметной, без «шва». В первом случае говорят о явном денудационном (эрозионном) несогласии, во втором — о скрытом несогласии. Скрытое несогласие устанавливается только по различию в возрасте подстилающей и покрывающей свит (палеонтологическим методом). Оно может быть как между элювием изверженной породы и покрывающей его осадочной породой (в этом случае оно может рассматриваться и как угловое несогласие), так и между

¹ Что касается так называемого «регрессивного несогласия», то его образование в обычной обстановке, вообще говоря, очень трудно представить. Скорее можно говорить лишь о регрессивном несогласном прилегании, чем о регрессивном несогласии, как таковом. Можно допустить, что при быстром отступании моря в зону, где одновременно с регрессией или незадолго до нее произошел сброс большого размаха и образовался подводный тектонический обрыв, в нижней части которого обнажались древние слои (абразионный фактор едва ли создаст такие условия), молодые осадки будут прислоняться к древним.

двумя осадочными породами, например между двумя резко разновозрастными глинами (см. рис. 20).

Угловым, структурным, несогласием, или собственно несогласием, называют такое несогласие, когда два соприкасающихся комплекса слоев залегают под углом друг к другу в результате предшествовавшего перерыву тектонического нарушения (одностороннего наклона или складчатости) в залегании нижнего комплекса пород. Контакт между покрывающей (в первичном залегании горизонтальной) и подстилающей (ранее дислоцированной) толщами выражен резко. Часто на поверхности размыва прослеживается базальный конгломерат.

Морфологическое понятие «угловое несогласие» почти всегда соответствует генетическому понятию «структурное несогласие», так как оно, за немногими исключениями, является основным критерием для выделения структурных ярусов (структурных этажей) в толще отложений земной коры. В простейшем случае угловое несогласие отделяет нижний структурный этаж, сформировавшийся в результате проявления процесса складкообразования и последующего срезания складчатых и разрывных структур агентами денудации, от недислоцированных осадков верхнего этажа, накопившихся при опускании денудированной поверхности нижнего этажа под уровень моря. Если же этот процесс повторяется, т. е. если горизонтально лежащие осадки второго этажа в свою очередь сминаются в складки, подвергаются денудации, снова опускаются и т. д., то возникает несколько структурных этажей, разделенных поверхностями структурных или угловых несогласий. Структурное (угловое) несогласие, характеризующееся не только различием в углах падения слоев, но и различным простиранением пород в соприкасающихся этажах, называется азимутальным (см. рис. 21).

Угловое несогласие, угол которого менее 1° , называют географическим (или картографическим) несогласием. Многие перерывы оказываются не параллельными, а географическими несогласиями, так как при картировании обширных территорий часто обнаруживается непараллельность подстилающей и покрывающей свит.

Несогласия (угловые и параллельные) могут быть местными, прослеживающимися на небольшой площади, и региональными, прослеживающимися на огромной территории (например, несогласие между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом на всей Русской платформе).

Несогласие, возникающее при отложении верхней горизонтальной серии на резко расчлененный, с крутыми склонами, рельеф нижней серии, называется несогласным прилеганием или прислонением; его нельзя смешивать с согласным прилеганием.

Различают параллельное несогласное прилегание (например, прилегание аллювия к горизонтально залегающим коренным отложениям на склоне речной долины) и угловое несогласное прилегание, возникающее, когда верхняя горизонтально залегающая серия прилегает к склону, выработанному в наклонно залегающей нижней

серии. При ингрессии контакт прилегания (обычно параллельного) наблюдается на большом протяжении, причем ингрессивная толща соприкасается с породами разного возраста (из-за неравномерного размыва склона речной долины перед ингрессией).

Если при несогласном налегании верхнего комплекса на неровную поверхность нижнего слоя верхнего комплекса наклонены от центра выступа древнего рельефа во все стороны, то залегание верхнего комплекса называют облекающим, или плащеобразным. Облеkanie характерно, например, для залегания лёссового четвертичного покрова. Несогласные прилегание и облеkanie являются частными случаями несогласий.

§ 18. Прослеживание несогласий в поле и изображение их на геологической карте и разрезе

Установление несогласий в осадочных толщах чрезвычайно важно для понимания геологической истории района, а также потому, что к их поверхностям нередко приурочены месторождения полезных ископаемых (нефти, газа, железных руд, бокситов и др., рис. 22, 23).

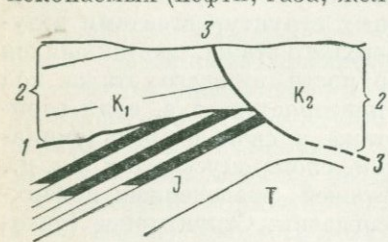


Рис. 22. Ловушка для нефти (черное), образованная угловым несогласием. Байчунас, Эмба. По Н. А. Еременко

1 — угловое несогласие; 2 — плохо проницаемые породы; 3 — надвиг

Несогласия могут быть обнаружены в поле прямым наблюдением в отдельных обнажениях. При значительной денудации верхней (более молодой) свиты они прослеживаются на большом протяжении. При залегании поверхности несогласия на большой глубине она может быть выявлена бурением или геофизическими методами. Последние, вообще говоря, для данной цели имеют ограниченное применение, даже в случаях резкого различия между физическими свойствами пород соприкасающихся свит, если неизвестно, залегают ли

они несогласно. Более или менее эффективные результаты получаются лишь при установлении контакта между породами кристаллического фундамента и платформенного чехла и между коренными породами и лежащими на них, большей частью несогласно, четвертичными отложениями, так называемыми «наносами». При этом успешно применяются коротаж скважин, а также сейсмический, магнитометрический и электрический (обычно ВЭЗ) методы (рис. 24), иногда гравиметрический.

Нередко небольшие угловые несогласия (например, географические) не удастся проследить при непосредственном наблюдении в обнажениях. Зато они всегда выявляются в процессе или в результате геологической съемки района, при анализе геологической карты.

Пересечение поверхности несогласия дневной поверхностью на местности дает линию несогласия. На карту она проектируется обычно в виде кривой линии и называется линией несогласия.

На геологической карте линию несогласия изображают одной сплошной линией, т. е. так же, как и границы согласного залегания свит (см. рис. 3, а и рис. 22, 1). Несогласия при анализе карты обычно устанавливаются и прослеживаются без особого труда.

При угловом несогласии линия несогласия всегда на каком-то участке или во многих местах карты будет пересекать одну из находящихся в контакте толщ осадков. Если обе эти соприкасающиеся свиты залегают наклонно или смяты в складки, то, кроме того, будет иметь место несовпадение элементов их залегания (азимутальное несогласие). Тогда границы пластов и значки элементов залега-

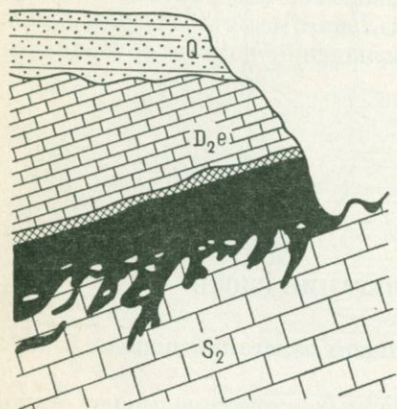


Рис. 23. Залежь бокситовых руд (черное), на поверхности несогласия. Северный Урал. По Е. Д. Чечевичу

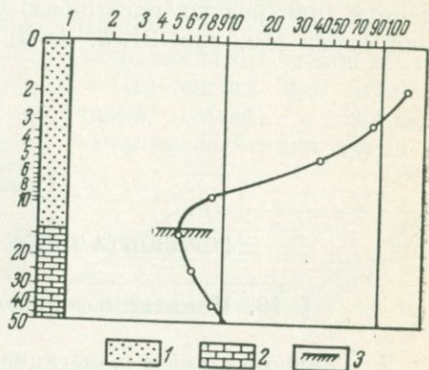


Рис. 24. Установление контакта методом ВЭЗ. По Л. Д. Берсудскому Вид кривой ρ_K , устанавливающей контакт (3) между песчаным аллювием (1) и кунгурским известняком (2)

ния вдоль линии несогласия будут обозначаться елочкой, хотя на отдельных участках они могут оказаться и параллельными. Поэтому даже небольшие угловые несогласия (т. е. географические или картографические) отчетливо проявляются на карте (см. рис. 21, 1, 3, 5).

Из сказанного вытекает, что на карте (как и на местности) угловое несогласие можно установить независимо от того, обозначен ли возраст пород в смежных комплексах. Это обстоятельство приобретает практическое значение при расчленении «немых» толщ, например некоторых метаморфических серий пород, возраст которых определить не удастся. Тогда несогласие становится единственным критерием для выяснения относительного возраста контактирующих свит. При этом руководствуются общим правилом: свита, которая по линии несогласия пересекает границы слоев смежной свиты, моложе этой пересекаемой свиты.

При параллельном несогласии (перерыве) линия несогласия (см. рис. 21, а, 2 и 4) идет в общем параллельно границам пластов

и элементам залегания двух контактирующих несогласных свит и вписывается в более древнюю из них¹.

Поэтому перерывы обнаруживаются только по возрасту пород, показанному на карте (по цвету, индексам). Исключение представляет контакт ингрессивного прилегания при горизонтальном залегании слоев в смежных свитах. Тогда линия несогласия пересекает границы разновозрастных осадков вдоль склона древней речной долины и создает впечатление об угловом несогласии, хотя фактически оно здесь параллельное.

На геологическом разрезе границы несогласия изобразятся прямой или кривой линией, и здесь показываются фактически (при одинаковых горизонтальном и вертикальном масштабах) или приведенные (при разных масштабах) углы падения контактирующих серий пород (см. рис. 21, б, 1—4).

Глава VII

ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

§ 19. Понятие о горизонтальном залегании пород

1. Горизонтальным залеганием горных пород называют такое залегание, когда поверхность напластования слоев в целом совпадает с горизонтальной плоскостью.

Понятие «горизонтальное залегание» является условным, так как идеально горизонтальных слоев, за очень редкими исключениями, не бывает. В большинстве случаев горизонтальное залегание совпадает с первичным залеганием (см. § 16), но не всегда, поэтому смешивать эти два понятия не следует.

При полевой работе практически горизонтальными считают слои, наклон которых в обнажении нельзя измерить горным компасом, т. е. в пределах угла наклона 1—2°. Такие наклоны устанавливаются лишь при изучении очень большой территории по разности отметок кровли или подошвы какого-либо выдержанного (так называемого маркирующего) слоя.

Горизонтальное залегание характерно чаще для молодых, в частности четвертичных осадков, а также для более древних пород, отлагавшихся в платформенных условиях. Трансгрессивно и регрессивно залегающие серии осадков, не подвергшиеся впоследствии деформациям, можно считать практически горизонтальными.

¹ Это полностью справедливо лишь по отношению к крупномасштабным картам. На средне- и мелкомасштабных картах линия несогласия может местами несколько выходить за пределы древнего несогласного комплекса осадков.

§ 20. Изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте и построение разреза

На крупномасштабной геологической карте с горизонталями рельефа границы горизонтальных пластов или свит идут почти параллельно горизонталям рельефа (см. рис. 4 и рис. 25). На среднемасштабной карте границы слоев в некоторых местах под небольшими углами пересекают горизонтали. На крутых склонах и в обрывах слои условно показываются внесмастным знаком — полосками шириной не менее 1 мм, так как иначе границы пластов слились бы в одну линию, что затруднило бы чтение карты.

На картах без горизонталей рельефа о горизонтальном залегании судят по

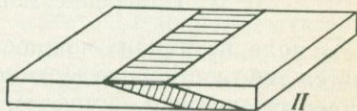
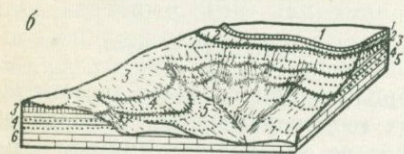
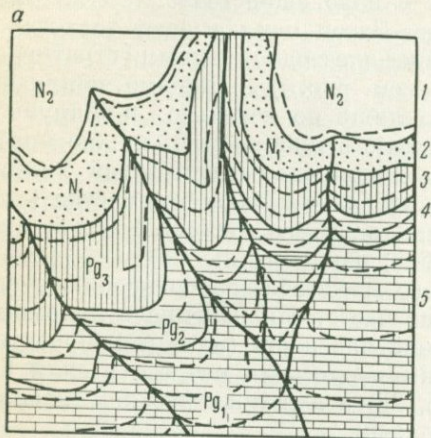


Рис. 25. Карта (а) и блок-диаграмма (б) горизонтального залегания пород

Рис. 26. Проекция на горизонтальную плоскость горизонтального (I) и наклонного (II) слоя (штриховка)

1—5 — породы различного состава и возраста; пунктир — горизонтали рельефа; сплошные линии — границы слоев

сопряженности геологических границ с очертаниями основных элементов рельефа. При достаточной расчлененности рельефа слои здесь имеют вид более или менее параллельных полос, концентрически охватывающих возвышенности. В оврагах и долинах рек эти полосы вытянуты вдоль склонов. Молодые слои слагают высокие элементы рельефа (водоразделы), а более древние — приурочены к берегам рек, причем чем ниже по течению реки, тем более древние породы выходят на поверхность и отображаются на карте.

При слабо расчлененном рельефе горизонтально залегающие слои на карте отображаются либо в виде одного сплошного поля, закрашенного в цвет наиболее молодого пласта коренных пород, либо в виде нескольких широких полос, соответственно закрашенных. Только при горизонтальном залегании может быть такая

картина, ибо если пласт был бы наклонен, то на карту (т. е. на горизонтальную плоскость) он спроектировался бы в виде относительно узкой полосы, а не сплошного поля (рис. 26).

Геологический разрез по карте с горизонтальным залеганием слоев строят, руководствуясь правилами, изложенными в § 9. Начинают с вычерчивания топографического профиля, стараясь с максимальной точностью отразить все изгибы рельефа по линии разреза на карте. Это очень важно, так как при неточно построенном профиле значительно искажаются и положение геологических границ и мощности слоев на разрезе. Затем накладывают геологические данные и, соединив точки на профиле с одноименными стратиграфическими (или литологическими — см. рис. 4) границами, получают разрез. Нужно иметь в виду, что лишь по детальной или крупномасштабной карте, да и то на коротком промежутке, можно получить разрез с границами, строго параллельными нулевой линии. Во всех других случаях границы на разрезе окажутся слегка (при равенстве горизонтального и вертикального масштабов), а то и весьма заметно (при неравенстве масштабов) наклонными.

К преувеличению вертикального масштаба, по сравнению с горизонтальным, прибегают довольно часто, так как иначе маломощные слои, которые в горизонтальной плоскости (на карте) проектируются в виде достаточно широких полос, на разрезе вышли бы очень узкими полосками (см. рис. 25) и для практической работы такой разрез оказался бы непригодным.

§ 21. Измерение мощности горизонтального слоя

В поле истинная мощность горизонтального слоя устанавливается либо с помощью вертикальных геологоразведочных выработок (буровых скважин, шурфов), и тогда ее определяют прямым измерением, либо в обнажениях, когда ее определяют по видимой мощности (см. рис. 7). В последнем случае применяют формулу:

$$m = a \sin \beta,$$

где m — истинная мощность; a — видимая мощность; β — угол наклона линии измерения.

Истинную мощность легко также определить по видимой мощности графическим путем, построив прямоугольный треугольник.

В поле приблизительное значение истинной мощности горизонтально залегающей пачки или толщи (не менее 10—20 м) определяют с помощью анероида по разности барометрических отметок ее кровли и подошвы (повышение на 11 м соответствует понижению атмосферного давления на 1 мм ртутного столба). Более точно относительное превышение отметки кровли над отметкой подошвы определяют с помощью геодезических инструментов (нивелира и др.).

На геологической карте мощности определяют по разности высот между кровлей и подошвой слоя, путем интерполяции отметок кровли

и подошвы по горизонталям рельефа. Например, на приведенной литологической карте (см. рис. 4) нужно измерить мощность слоя глины (штриховка). Для этого на каком-нибудь участке карты, например по линии разреза к северо-западу от слоя известняка, способом интерполяции устанавливают высотные отметки кровли и подошвы слоя глины. Граница кровли последнего здесь проходит приблизительно на половине расстояния между горизонталями 204 и 206 м, следовательно отметка кровли составляет 205 м. Граница подошвы отходит от горизонтали 202 м приблизительно на одну четверть отрезка между горизонталями 200 и 202 м, т. е. составляет 201,5 м. Отняв от отметки кровли (205 м) отметку подошвы (201,5 м) получают мощность слоя (в данном случае 3,5 м).

Определенную по карте мощность слоя сопоставляют с данными измерения ее по разрезу. При правильном построении разреза показания должны совпасть.

Изображенная на карте ширина полосы выхода пласта представляет собой проекцию видимой мощности его на горизонтальную плоскость. Эту проекцию на карте, измеряемую по нормали (перпендикуляру) к кровле и подошве слоя, называют горизонтальной. Очевидно, чем положе склон, тем шире полоса выхода пласта, и наоборот (аналогия с топографической картой).

Для определения мощности горизонтального слоя широко применяются геофизические методы исследований, особенно вертикальное электрическое зондирование, или ВЭЗ (см. рис. 24), и сейсморазведочный. Так, например, рыхлые четвертичные образования и подстилающие их коренные породы, обычно более плотные, обладают различной электропроводностью, а это дает возможность установить мощность горизонтально лежащих четвертичных осадков с помощью ВЭЗ. Различия в степени упругости, в свою очередь связанные с различиями других физических свойств (плотности, пористости, влажности) отдельных горизонтов горных пород, обуславливают различную скорость распространения упругих волн. Благодаря этому представляется возможность использовать сейсморазведку в качестве одного из надежных методов определения мощности горизонтальных слоев. При определении состава, мощностей и свойств осадочных толщ платформенного типа, особенно их глубоких горизонтов, все большее значение приобретает промысловая геофизика. Путем применения различных видов каротажа можно вести бескерновое бурение. Это очень удешевляет и ускоряет работу, обеспечивая вместе с тем достаточную надежность ее результатов.

НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

§ 22. Краткая характеристика нарушений слоев и связанных с ними наклонных структур. Элементы залегания наклонного слоя

Наклонное залегание слоев, как правило, свидетельствует о вторичных изменениях положения слоистости, т. е. о нарушении залегания. Случаи первично-наклонного залегания относительно редки и всегда могут быть установлены при полевых исследованиях (см. § 16).

Нарушением или дислокацией (лат. *dislocatio* — смещение, буквально — выведение из первоначального места) называется всякое отклонение слоев горных пород от их первоначального (первичного, чаще всего горизонтального) положения.

В большинстве случаев нарушения вызываются тектоническими движениями, поэтому их называют тектоническими нарушениями, или, обычно, просто, нарушениями. Если же они связаны с нетектоническими деформациями земной коры, например с движением масс льда в континентальных ледниках, оползнями, прогибами слоев над пустотами (при карсте) и т. п., то к слову «нарушение» добавляется соответствующее прилагательное — ледниковое нарушение, оползневое нарушение, провальное нарушение и т. д.

Наклонное залегание является простейшей тектонической дислокацией. Вместе с тем наклонное залегание оказывается наиболее часто встречающейся общей формой дислокаций. Все складчатые и многие разрывные структуры можно в конечном счете, свести к комбинациям наклонно залегающих под разными углами и в различных направлениях слоев. При известной устойчивости наклонных пластов говорят о частном случае — моноклинном залегании, т. е. наклоне пластов строго в одну сторону под постоянным углом.

Структурная форма, характеризующаяся моноклиналильным залеганием слоев в пределах некоторого, более или менее значительного объема земной коры, называется моноклиналиью. Моноклинали нельзя смешивать с флексурой (см. § 29), необоснованно относимой иногда к моноклиналям. Моноклинали представляют собой довольно широко распространенный тип тектонической структуры. Моноклиналиями часто называют и крылья крупных складок, например если ведут разведку какого-нибудь большого месторождения (например, каменного угля), поле которого не выходит за пределы площади распространения одного крыла срезанной антиклинали или синклинали (рис. 27).

Моноклиналиью залегающие слои бывают хорошо выражены в рельефе, когда при чередовании мягких и твердых пород, благодаря неравномерной денудации, на поверхности земли наблюдается ряд параллельных гривок и ложбин, вытянутых по простиранию

слоев и обычно прикрытых чехлом четвертичных осадков. Крупные моноклиналильные структуры образуют на поверхности моноклиналильные гряды, куэсты (более или менее крупные возвышенности, один склон которых крутой, срезающий пласты, другой — пологий, совпадающий с углом падения структуры) и моноклиналильные долины. Куэстовый ландшафт распространен во многих районах, в частности он очень характерен для горных районов Крыма и Северного Кавказа.

Наклонные слои могут иметь очень крутое падение, залегают вертикально и перейдя через эту грань получить обратный наклон,

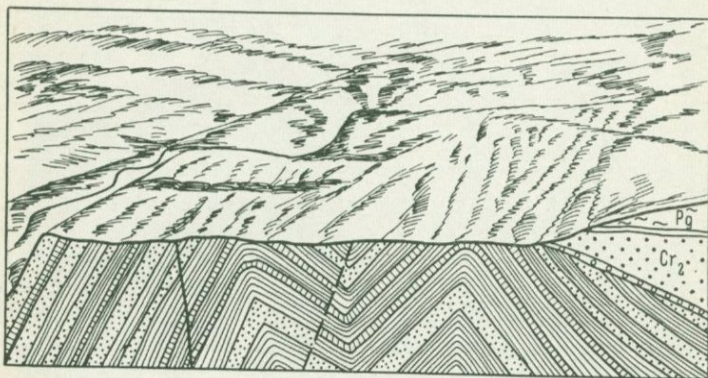


Рис. 27. Моноклиналильные грядки, образующиеся при выходе на поверхность крупной складчатой структуры; крыло большой антиклиналильной складки (в левой части рисунка) можно рассматривать как моноклиналиль (Донбасс). По П. И. Степанову

т. е. опрокинуться (перевернуться). Опрокинутым (в других случаях перевернутым) залеганием называется такое залегание, когда слои лежат в обратной стратиграфической последовательности, т. е. более древние слои оказываются над молодыми (см. рис. 11, I и рис. 24). В общем случае такое залегание образуется при опрокидывании и перевертывании складок (см. § 31).

При наклонном залегании говорят об элементах залегания слоя: простирании, падении (линии падения) и угле падения (рис. 28).

Под элементами залегания наклонного пласта (или наклонных жилы, трещины, уплощенной линзы) подразумевают положение его в пространстве относительно стран света и горизонтальной плоскости. Изометрические геологические тела не имеют элементов залегания, так как подобные тела невозможно ориентировать относительно стран света и горизонта.

Простиранием (линией простирания) называется линия пересечения слоя с горизонтальной плоскостью.

Падением (линией падения) называется направление максимального наклона слоя к горизонту. Линия падения перпендикулярна линии простирания.

Углом падения называется угол, образованный при пересечении линии падения с ее проекцией на горизонтальную плоскость. Угол падения не может быть больше 90° .

Положение пласта в пространстве измеряется в градусах при помощи горного компаса; при этом простирание и падение определяются их азимутами. Азимут отсчитывается по часовой стрелке и может иметь значение от 0 до 360° .

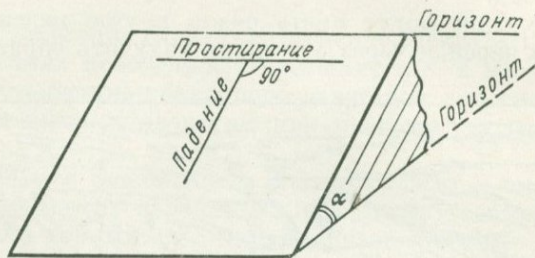


Рис. 28. Элементы залегания наклонного слоя

Азимут простирания называется горизонтальный угол между северным направлением географического меридиана и линией простирания. Линия простирания имеет два диаметрально противоположных направления, а следовательно, и два азимута, различающихся между собой на 180° .

Азимут падения называется угол между северным направлением географического меридиана и проекцией линии падения на горизонтальную плоскость.

Вертикальное залегание пласта характеризуется только азимут простирания и углом падения (90°).

§ 23. Измерение элементов залегания наклонного слоя горным компасом

Измерение элементов залегания наклонного слоя с помощью горного компаса производится в обнажениях, т. е. в выходах горных пород на поверхность. Такой метод измерения называется прямым.

Горный компас представляет собой простейший и вместе с тем универсальный измерительный прибор, применяемый как для измерения элементов залегания слоя, так и для ориентировки на местности и привязки обнажений при глазомерной съемке. От обычного компаса он отличается, во-первых, тем, что представляет собой сочетание компаса с отвесом, и, во-вторых, тем, что лимб горного компаса градуирован не по часовой стрелке, как у обычного компаса, а против часовой стрелки (т. е. В — восток — находится слева, а З — запад — справа). Это связано с принципиально иным методом определения азимутов горным компасом в сравнении с методом пользования обычным компасом.

Имеется несколько моделей горных компасов. Новейшая из них объединяет горный компас с эклиметром и имеет уровень и линейку (рис. 29). Однако до сих пор в полевой работе применяется простая модель «Геологоразведки», очень удобная в пользовании. Приводим описание этой конструкции горного компаса (рис. 30).

На прямоугольной доске (из немагнитного материала) укреплен футляр (коробка) с лимбом, разделенным на 360° ; магнитная стрелка

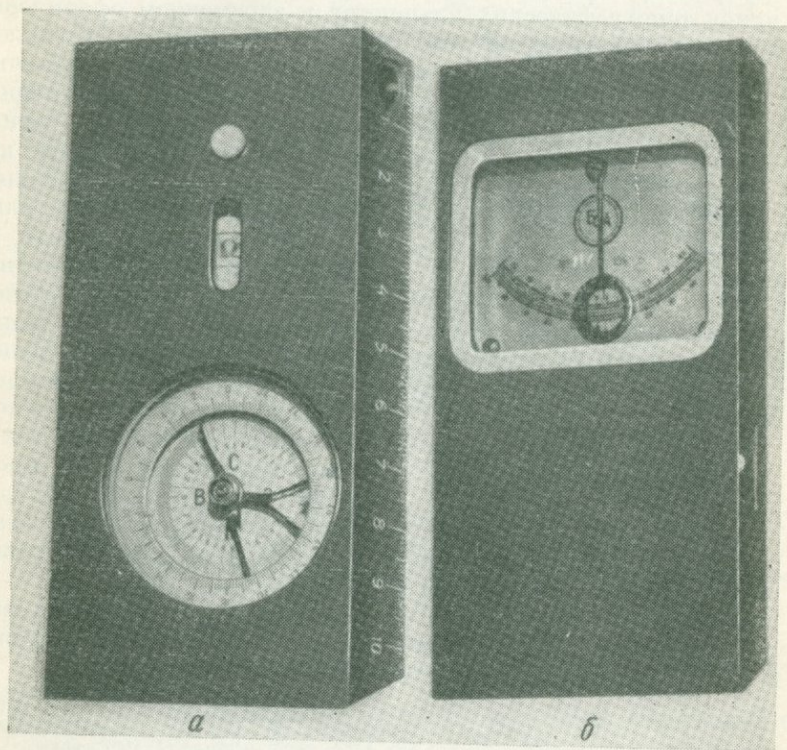


Рис. 29. Горный компас новой модели (а — лицевая сторона с компасом и линейкой; б — тыльная сторона с эклиметром)

насажена на металлическую иглу (штифт) в центре лимба; отвес вмонтирован в основание штифта. На пластинке имеется шкала отвеса, градуированная от 0 до 90° в обе стороны в виде полуокружности. У большинства горных компасов цифры обозначают десятки градусов. Цена деления лимба 1° ; цена деления отвеса 2° . В правом нижнем (если смотреть сверху) углу горного компаса имеется винт, вращением которого посредством рычажка стрелка прижимается к стеклу («ретируется»). Чтобы сохранить чувствительность компаса, надо держать стрелку прижатой к стеклу, опуская ее на иглу только при замерах азимутальных углов.

При замере азимута любого заданного направления север лимба горного компаса направляют на визируемый предмет и берут отсчет по северному (зачерненному) концу магнитной стрелки¹. При этом получают не истинный, а магнитный азимут. Для пересчета его на истинный (географический) азимут вводят поправку на величину магнитного склонения, которая представляет собой угол между истинным (географическим) и магнитным меридианом, свойственный данному району. Величина магнитного склонения всегда указывается внизу топографических планшетов в зарамочном оформлении. В случае восточного магнитного склонения к отсчету по горному

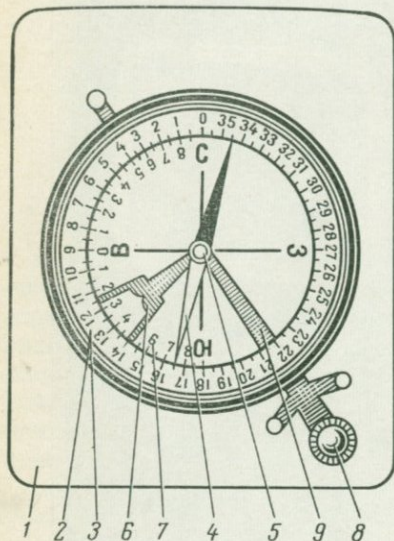


Рис. 30. Горный компас старой модели

компасу надо прибавить величину склонения, а в случае западного магнитного склонения — отнять эту величину. В некоторых конструкциях горных компасов лимб может поворачиваться. В таких случаях можно не вносить поправку на величину магнитного склонения при каждом отсчете, а перед началом работы в данном районе с определенной величиной магнитного склонения повернуть лимб компаса на эту величину по часовой стрелке, при восточном склонении или против часовой стрелки, при западном склонении. Тогда мы сразу получим отсчеты, соответствующие истинным азимутам.

В обнажениях элементы залегания измеряются следующим образом (рис. 31).

Для определения простирания компас в горизонтальном поло-

жении длинным ребром прикладывают к пласту вдоль линии простирания. Так как простирание имеет два диаметрально противоположных направления, то берется отсчет лишь по одному из них, обычно в северных румбах (СВ или СЗ). В практике геологосъемочной работы большинство геологов ограничивается, однако, замерами одного лишь падения (поскольку оно имеет одно направление), измеряя простирание только в случае вертикального залегания пластов.

¹ Напомним, что при определении азимута с помощью обычного компаса последний ориентируют по странам света (т. е. совмещают север на лимбе компаса с северным концом магнитной стрелки, а юг — с южным) и берут отсчет по цифре на лимбе, через которую проходит воображаемая прямая линия, соединяющая визируемый предмет с центром компаса.

нии простирания так, чтобы север на лимбе был направлен по падению, и берут отсчет по северному концу стрелки.

Угол падения измеряют по показанию отвеса, прикладывая компас в вертикальном положении ребром по линии падения, предварительно ретировав магнитную стрелку.

Чтобы избежать возможных ошибок, кроме цифры азимута, часто еще указывают начальными буквами страны света. Значок градусов

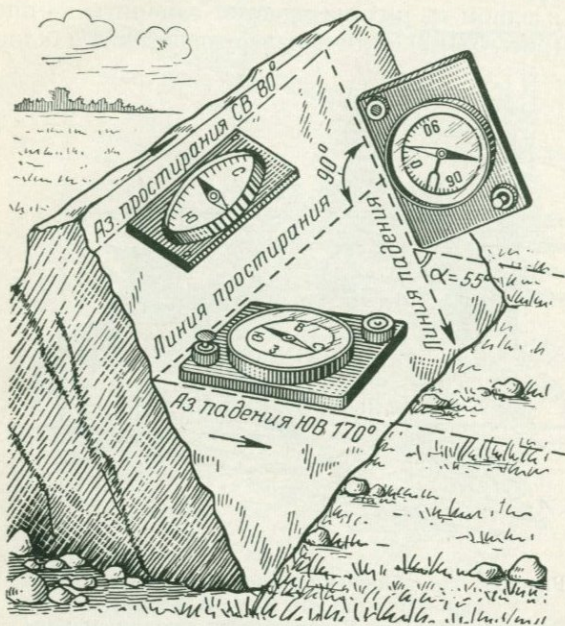


Рис. 31. Измерение элементов залегания наклонного слоя горным компасом в обнажении

обычно не ставится. Запись может иметь, например, следующий вид: Аз. прост. СЗ 320, аз. пад. СВ 50 < 25. Чаще всего записывают только азимут и угол падения: Аз. пад. СВ 50 < 25. При работе горным компасом возможна ошибка в измерении в пределах 1—2°.

Начинающим геологам или техникам рекомендуется производить замер простирания и падения слоя с последующей арифметической проверкой (тут же у обнажения) этих данных. Разность (или сумма) между показателями простирания и падения должна быть или 90°, или 270° ± 1—2° (допустимая ошибка измерений). Если цифры не совпадут, измерение элементов залегания нужно повторить.

§ 24. Определение элементов залегания наклонного (моноклиналино залегающего) слоя косвенными методами

В тех случаях, когда элементы залегания непосредственно измерить нельзя, их определяют косвенными методами — путем графических построений. Таких методов разработано много. Здесь будут

рассмотрены лишь два из них: 1) способ определения по трем точкам, лежащим не на одной прямой; 2) способ измерения по двум смежным вертикальным стенкам в шурфе или естественном обнажении.

Определение элементов залегания по трем точкам, лежащим не на одной прямой, производится в следующих случаях: 1) если положение наклонно залегающего пласта (или поверхности напластования) зафиксировано на местности в трех обнажениях, но элементы залегания ни в одном из них не удастся замерить — при неполной обнаженности (рис. 32); 2) если интересующий нас наклонный пласт

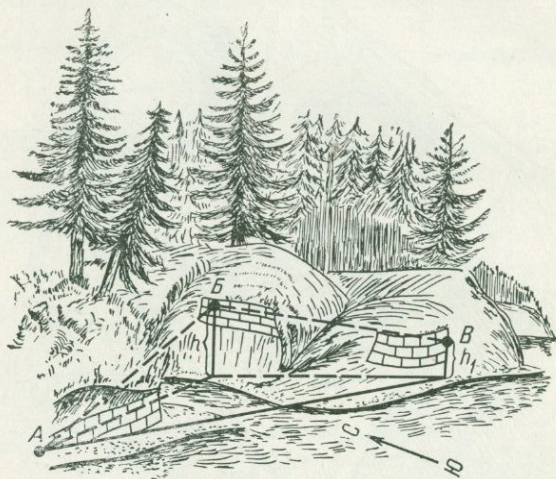


Рис. 32. Три обнажения, располагающиеся не на одной прямой. По В. А. Апродову
В точках *A*, *B* и *B'* обнажается кровля маркирующего слоя, но измерить его элементы невозможно

не выходит на поверхность, но вскрыт тремя скважинами на тех или иных глубинах (рис. 33, *I*); 3) если пласт в одних точках отмечен в обнажениях, а в других подсечен буровыми скважинами. Во всех этих случаях поступают следующим образом. Точки на местности (обнажения, скважины), в которых зафиксирован пласт, наносят на геологическую карту (или же в заданном масштабе на лист бумаги, ориентированный по странам света), вычисляют абсолютные отметки кровли или подошвы измеряемого слоя (как разности между абсолютными отметками устьев скважин и глубиной до кровли или подошвы слоя) и путем несложного построения определяют элементы залегания.

Пусть отметки кровли слоя в двух скважинах из трех оказались одинаковыми (рис. 33, *I* и *II*). Тогда, соединив точки с равными абсолютными высотами, получим линию простирания, а перпендикуляр из точки *З* на эту линию укажет падение слоя, которое идет в сторону меньшей отметки, т. е. точки *4*. Азимуты простирания или

падения определяем по карте или на листе бумаги транспортиром (или горным компасом, используемым как транспортир), принимая верхнюю границу чертежа за север.

Угол падения определяют так: откладывают в масштабе карты на линии простирания в любую сторону от линии падения отрезок,

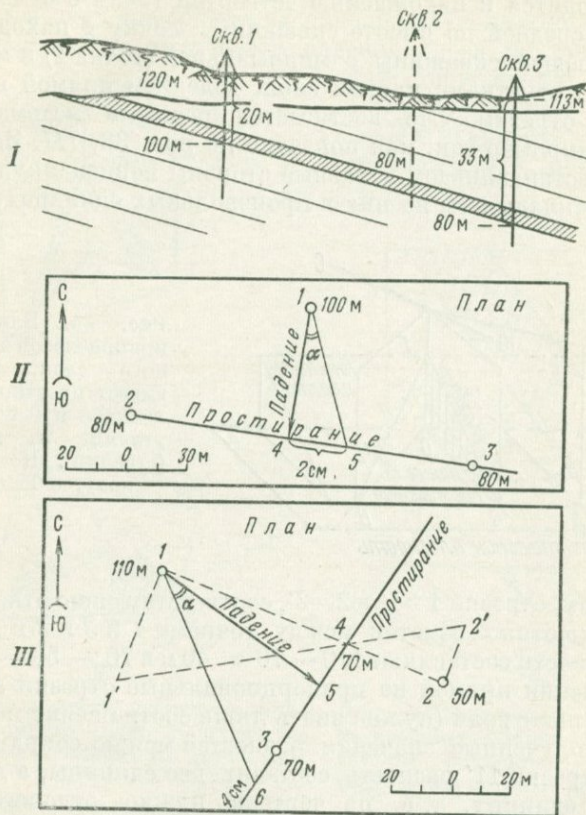


Рис. 33. Определение элементов залегания наклонного слоя по трем буровым скважинам, лежащим не на одной прямой

I — разрез, показывающий глубины скважин, абсолютные отметки их устьев и вычисленные абсолютные высоты подошвы маркирующего слоя (заштрихован); буровая скважина 2 показана пунктиром, так как располагается в другом, параллельном разрезе; II и III — построения в плане при решении задачи по первому (II) и второму (III) вариантам

равный разности высотных отметок кровли слоя в скважинах 1 и 2 (или 3), и полученную точку 5 соединяют с точкой 1. Угол между линиями, соединяющими точки 1 и 5 и точки 1 и 4, будет углом падения (его измеряют транспортиром). В приведенном на рис. 33 примере II, разность абсолютных отметок между точкам 1 и 4 составляет

100—80 = 20 м. При масштабе карты 1 : 1000 на чертеже это составит 2 см. Отложив 2 см на линии 2—3 в любую сторону от перпендикуляра (на рисунке — вправо), находим точку 5 и угол 4-1-5 (α), который измеряем транспортиром.

Если во всех трех скважинах отметки кровли слоя различные, то задача сводится к нахождению четвертой точки с отметкой, равной отметке средней по высоте скважины. Точку 4 находят на прямой, соединяющей скважины с минимальной (точка 2) и максимальной (точка 1) отметками кровли слоя, делением прямой на пропорциональные отрезки. Это достигается разными математическими приемами, например так, как показано на рис. 33, III. Здесь из точек 1 и 2 восстанавливаем в разные стороны перпендикуляры к линии 1—2 и откладываем на них в произвольных единицах, например

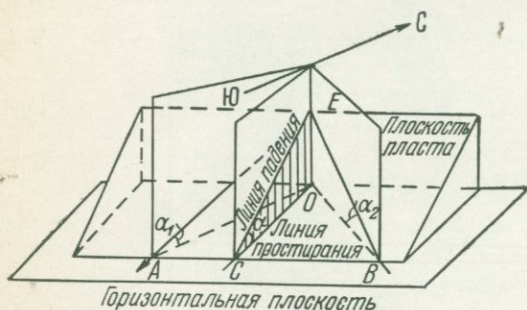


Рис. 34. Блок-диаграмма прикровлевой части наклонного слоя, рассеченного вкост простирания (штриховка) и под острыми углами к простиранию (стрелки). По Н. И. Буялову, с изменениями

в сантиметрах, отрезки 1—1' и 2—2', соответствующие относительным разностям высотных отметок между точками 1 и 3 и 3 и 2. В нашем примере разности составляют $110 - 70 = 40$ м и $70 - 50 = 20$ м. Так как при делении прямой на пропорциональные отрезки абсолютные цифры не играют роли (нужно знать лишь соотношение между отрезками), то полученные значения разностей можно сократить на 20; тогда для отрезка 11' разность составит две единицы, а для отрезка 22' — одну единицу, т. е. на чертеже нужно отложить отрезки равные 2 см и 1 см. Соединив точки 1 и 2 прямой, получим на пересечении с линией 1—2 искомую точку 4. Далее поступают так, как и в предыдущем случае (прямая между точками 3 и 4 составит простирание, перпендикуляр к ней — линия 1—5 дает падение слоя в направлении к точке 5; угол α определится величиной отрезка 56, равному здесь $110 - 70 = 40$ м, а в масштабе карты — 4 см).

При определении элементов пласта в шурфе по двум смежным стенкам используются видимые или кажущиеся углы падения (α_1 и α_2) и азимуты падения этих углов. Видимыми они называются потому, что их непосредственно наблюдают в стенках шурфа или обнажения, тогда как истинный угол падения проследить невозможно. Как видно на рис. 34, они образуются в плоскостях, пересекающих пласт под острым углом к простиранию (от точки О к точкам А и В). В этих плоскостях, т. е. в косых по отношению к пласту разрезах,

кажущиеся углы падения всегда будут меньше истинного, образующегося только в плоскости, перпендикулярной простиранию слоя (от O к C).

Как определяются истинные элементы залегания слоя по видимым углам и видимым азимутам падения в двух смежных стенках шурфа или в двух поверхностях обнажения показано на рис. 35, I (для случая, когда кажущееся падение слоев на стенках шурфа

или обнажения направлено в разные стороны).

На ориентированном по странам света листе бумаги из

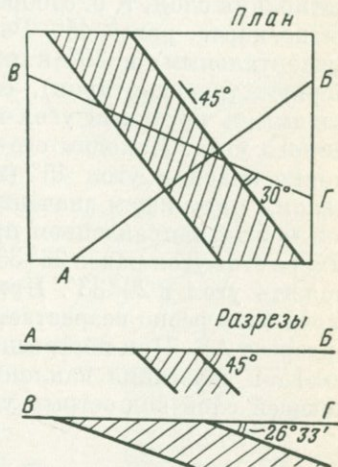
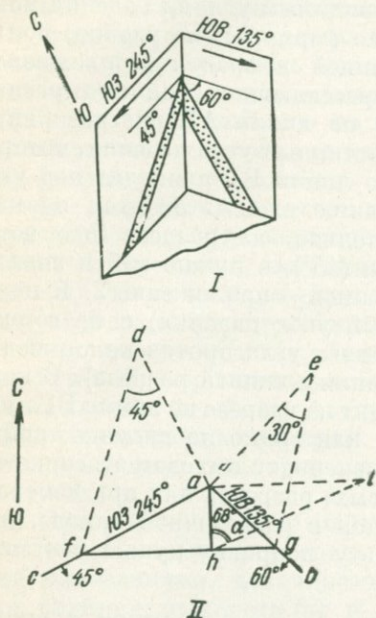


Рис. 35. Определение элементов залегания наклонного слоя в шурфе по двум смежным стенкам. По В. Н. Веберу.

I — перспективное изображение, II — геометрическое построение

Рис. 36. Различие в углах падения на разрезах, построенных при пересечении наклонного слоя вкрест (AB) и под острым углом к простиранию ($BГ$)

произвольной точки a (рис. 35, II) откладывают линии ab и ac по направлениям, соответствующим простиранию стенок шурфа. В точке a восстанавливают к этим линиям равные, произвольной длины перпендикуляры ad и ac , при точках d и e строят углы, дополнительные к видимым углам наклона слоя, и получают точки f и g . В нашем примере видимые углы составляют α_1 (СЗ стенка шурфа) = 45° , α_2 (СВ стенка) = 60° , следовательно, дополнительные углы будут равны: $90^\circ - 45^\circ = 45^\circ$ и $90^\circ - 60^\circ = 30^\circ$.

Линия fg будет простиранием, а перпендикуляр к ней ah — проекцией линии падения на горизонтальную плоскость (азимут определяют транспортиром или компасом; здесь он равен ЮВ 178°). На линии ah , как катете, строят треугольник ah_i , в котором $ai = ad = de$. Угол $ah_i = \alpha$, т. е. истинному углу падения (здесь 68°).

В практике полевой работы и при построении разрезов очень часто приходится иметь дело не с истинным, а с видимым падением. Всегда в таких случаях нужно учитывать, что видимый угол будет меньше истинного. При этом, чем меньше горизонтальный угол, образуемый простиранием слоя и линией пересечения, тем соответственно будет меньше и видимый угол падения (он будет равен нулю, если линия разреза пройдет параллельно простиранию слоя).

Зависимость между истинными и видимыми углами падения можно определить математическим путем (по формуле), но удобнее пользоваться специальной расчетной таблицей поправок (приложение 2). На рис. 36 показаны разрезы, пересекающие слой под разными углами к его простиранию. Разрез по линии АБ построен вкрест простирания слоя, т. е. отображает истинный угол падения, который, судя по карте, равен 45° . Разрез по линии ВГ проходит под углом (горизонтальным) в 30° к простиранию слоя (этот угол на карте измеряют транспортиром), следовательно, на разрезе уже нельзя откладывать истинный угол падения (45°), а нужно найти значение видимого угла. Находим его по таблице — приложение 2. В первой колонке находим угол 45° (истинный угол падения) и по горизонтальному ряду ищем значение видимого угла против колонки в 30° (угол между направлением простирания и линией разреза). В нашем примере этот угол равен $26^\circ 33'$. Значит на разрезе по линии ВГ нужно отложить угол в $26^\circ 33'$. При этом, как видно на рисунке, ширина выхода слоя резко возрастает по сравнению с выходом этого же слоя на разрезе АБ. При построении «косых» разрезов или при измерении элементов залегания наклонного слоя в разведочной канаве, пересекающей слой под острым углом, эту поправку нужно учитывать.

§ 25. Зависимость видимой мощности слоя в обнажении и ширины его на карте от угла падения и формы рельефа. Определение мощности наклонного слоя

При неизменной истинной мощности слоя ширина его в обнажении и на карте зависит от: 1) угла наклона слоя, 2) формы земной поверхности (характера рельефа) и 3) направления падения слоя по отношению к наклону поверхности Земли. На рис. 37 показаны различные случаи этих соотношений. Так, например, видимая мощность, которую мы наблюдаем на поверхности рельефа (в обнажении), будет соответствовать истинной лишь при вертикальном падении слоя и горизонтальной поверхности Земли (рис. 37, I, третья колонка слева) или когда поверхность Земли и плоскость падения слоя образует между собой прямой угол (рис. 37, II', вторая колонка). Горизонтальная мощность (т. е. проекция видимой мощности на горизонтальную плоскость, на карту) будет равна истинной только при вертикальном залегании слоя; причем тогда она не будет зависеть от характера рельефа (т. е. будет равна истинной мощности при любой величине видимой мощности — рис. 37, третья колонка слева в I, II, II' и III).

Кроме видимой и горизонтальной мощностей, у наклонного слоя различают еще вертикальную мощность — расстояние по вертикали между его подошвой и кровлей (рис. 38, VI). Индексировать эти величины можно по-разному; в данной книге истинная мощность всюду будет обозначаться буквой m , видимая — a , вертикальная — a_1 , горизонтальная — a_2 ; угол падения слоя — α , угол наклона рельефа — β . Зависимость между этими величинами можно наглядно изобразить графически. Как показано на рис. 38, возможные соотношения между ними при различном положении слоя и рельефа сводятся к шести типовым случаям. Во всех этих случаях искомой величиной является истинная мощность (m), тогда как все другие величины определяются прямыми или косвенными измерениями (в обнажениях, при бурении вертикальных скважин или по карте).

Истинную мощность слоя, кроме того, определяют по трем основным формулам.

1. При работе на обнажении исходными, устанавливаемыми непосредственными измерениями, величинами являются видимая мощность (a) и углы α и β . Как видно из построения на рис. 38, I, при наклоне рельефа и угла падения в одну и ту же сторону, $m = a \sin(\alpha - \beta)$ (так как лежащий против катета m угол равен разности углов α и β). При наклонах рельефа и пласта в разные стороны (рис. 38, III) $m = a \sin(\alpha + \beta)$ (угол против катета m равен сумме углов α и β). Значит в общем случае формула приобретает такой вид:

$$m = a \sin(\alpha \pm \beta). \quad (1)$$

Если α меньше, чем β (что бывает сравнительно редко), то $m = a \sin(\beta - \alpha)$ (рис. 38, II).

2. При бурении вертикальных скважин — наиболее обычном способе бурения — по керну, шламу или каротажными методами получают вертикальную мощность, когда пересекают наклонные

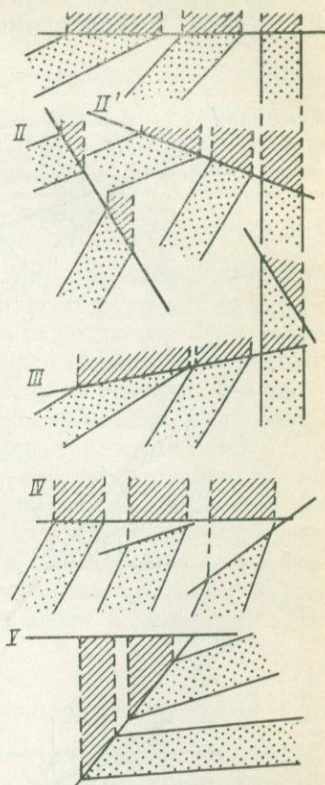


Рис. 37. Зависимость ширины проекции пласта (штриховка) от положения пласта и уклона поверхности. Мощность пласта (точки) всюду одинаковая. По В. Н. Веберу, с дополнением

I — поверхность рельефа горизонтальная; II—II' — пласт падает в сторону, противоположную наклону склона; III и IV — пласт падает в ту же сторону, что и склон, но имеет более крутой наклон (вплоть до вертикального); V — пласт падает в ту же сторону, что и склон, но имеет более пологий наклон

пласты. Чтобы от нее перейти к истинной мощности, необходимо сначала каким-либо способом (см. § 25) установить угол падения пластов (часто его бывает возможно определить по керну) и затем вычислить истинную мощность (рис. 38, VI) по формуле

$$m = a_1 \cos \alpha \quad (2)$$

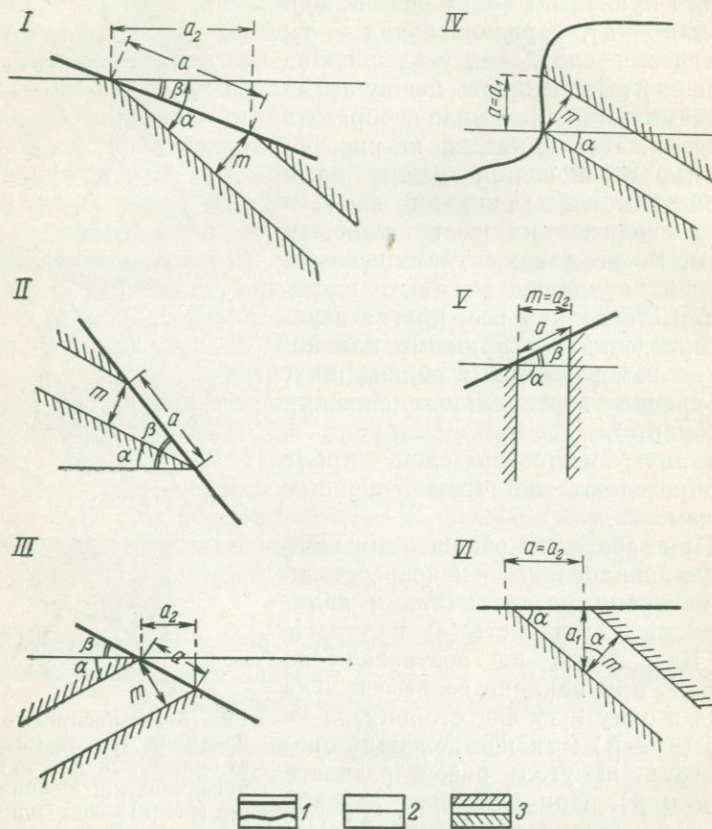


Рис. 38. Соотношение между элементами наклонного слоя и поверхностью рельефа (I—VI)

1 — поверхность рельефа; 2 — горизонтальная плоскость; 3 — слой

(на рисунке видно, что угол, заключенный между истинной и вертикальной мощностями, и угол α равны, как образованные взаимно перпендикулярными прямыми).

Подобный порядок вычисления остается и при геофизических способах работы, например при вертикальном электрозондировании. Нужно только предварительно установить глубины кровли пласта в трех точках, лежащих не на одной прямой, и по этим данным определить угол его падения.

3. При определении истинной мощности на геологической карте исходной величиной является горизонтальная мощность, получаемая путем измерения ширины слоя на карте (отсюда второе ее название — «измеренная»). Формула имеет вид: $m = \frac{a_2 \sin(\alpha + \beta)}{\cos \beta}$ (ее выводят из формулы (1), так как $a = \frac{a_2}{\cos \beta}$ — см. рис. 38, I и III). Но эта формула громоздка, и кроме того, на карте не указывается значение угла β , поэтому формулу упрощают, принимая $\beta = 0$ (т. е. исходят из допущения, что поверхность Земли является горизонтальной). Тогда:

$$m = a_2 \sin \alpha. \quad (3)$$

Применение этой формулы не ограничивается картами, отображающими горизонтальный рельеф, или некоторыми среднемасштабными картами, где влияние рельефа почти не сказывается. Ее можно использовать для геологической карты любого масштаба, с любым рельефом местности, но для этого нужно выбирать участки, где слой под прямым (или близким к прямому) углом пересекаются горизонталями — в таких местах поверхность земли горизонтальная.

Порядок работы здесь такой: находят соответствующее место на карте; измеряют ширину слоя, а так как на карте она выразится несколькими миллиметрами или сантиметрами, то в соответствии с масштабом пересчитывают эту величину в метры; угол α указан в значке элементов залегания, остается по таблицам круговых функций перевести угловую величину α в линейную и определить m по формуле (3).

§ 26. Построение выхода на поверхность моноклиально залегающего слоя

Рассмотренная зависимость между положением наклонного слоя и формами рельефа находит практическое применение при прослеживании выхода скрытого под насосами пласта на площади данного участка, если имеется хотя бы одно обнажение искомого пласта и известны элементы его залегания. Необходимость в прослеживании выхода пласта на поверхности возникает при решении поисково-разведочных задач и при самой геологической съемке, так как на большей части картируемой площади коренные породы скрыты под четвертичными отложениями, а на карте пласты коренных пород показывают без четвертичного покрова.

Чтобы построить выход скрытого под наносами пласта на поверхность, прежде всего нужно располагать топоосновой, т. е. картой с горизонталями рельефа, на которую должно быть точно привязано (обозначено) хотя бы одно обнажение этого пласта. Второе условие — нужно знать элементы залегания и мощность пласта, которые устанавливаются прямым измерением в исходной точке (в обнажении). И, наконец, обе поверхности пласта (отдельно кровлю и отдельно подошву) надо изобразить в горизонталях того же сечения, что

и горизонтали рельефа на карте. На пересечениях одноименных горизонталей пласта и рельефа получим точки выхода сначала кровли, а затем подошвы пласта (или наоборот).

Горизонтالي поверхности моноклинално залегающего пласта¹ представляют собой прямые линии, проведенные через те же интервалы высоты (сечения), что и горизонтали рельефа. Каждая из таких горизонталей является одновременно и линией простираения слоя (см. § 23). Значит, достаточно знать направление простираения слоя и прочертить первую, исходную линию его простираения (она же служит и первой горизонталью) через обозначенное на карте обнажение, чтобы построить остальные горизонтали. Это достигается с помощью заложения слоя.

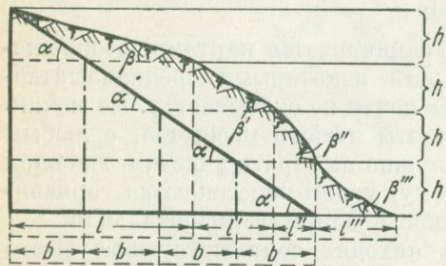


Рис. 39. Изменение величины заложения (b, l, l', l'') в зависимости от угла падения слоя α или наклона поверхности рельефа ($\beta, \beta', \beta'', \beta'''$) при равном сечении h

в вертикальном разрезе (сечении). Высота ступеньки (сечение рельефа) везде на данной карте одинаковая, но ширина ее (заложение рельефа) разная и зависит от крутизны ската: чем круче склон, тем меньше заложение, т. е. тем горизонтали на карте ближе друг к другу, и наоборот (рис. 39). Значит, величина заложения рельефа (b) определяется высотой сечения (h) и углом наклона поверхности Земли (β).

Аналогично, заложением поверхности пласта называется проекция этой поверхности на горизонтальную плоскость между двумя соседними горизонталями пласта, проведенными через те же сечения, что и горизонтали рельефа. Так как у моноклиналного слоя угол падения постоянный, то и заложение (b) здесь будет всюду одинаковое, а не разное, как у рельефа. Определив по высоте сечения рельефа (h) и углу падения слоя (α) величину заложения (графическим путем или по формуле) и имея на карте уже одну, проведенную через обнажение, горизонталь (изогипсу) поверхности слоя, легко можно получить остальные горизонтали. Они будут представлять прямые линии, параллельные первой горизонтали, расположенные между собой на расстоянии заложения.

¹ В дальнейшем будет показано, что они соответствуют понятию «стратогипсы слоя».

Рассмотрим пример построения выхода кровли слоя на поверхность по одной точке. Пусть на карте (рис. 40) отмечено одно обнажение, например известняка (точка М), элементы залегания которого составляют: азимут простираения СЗ 275°, падения ЮЗ 185°, угол падения 23°.

По масштабу карты, сечению рельефа и углу падения слоя графическим путем находят величину заложения, для чего сначала определяют h , которое в приведенном примере составляет 2,5 мм, так как сечение горизонталей 5 м в масштабе 1 : 2000 дает 2,5 мм.

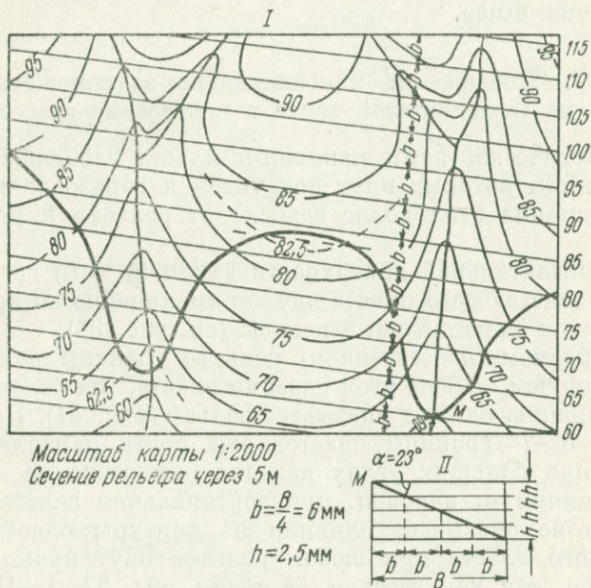


Рис. 40. Построение выхода наклонного пласта на поверхность с помощью заложения

Построением угла в 23° находят заложение b , которое здесь равно 6 мм. Затем на карте через нанесенную на нее точку М (точка обнажения) проводят прямую линию по простираению слоя, которое здесь составляет СЗ 275°, и параллельно этой линии — еще ряд прямых, на равных расстояниях, соответствующих заложению. Все эти прямые представляют собой проекции на плоскость карты линий простираения слоя, проведенных на разных высотных отметках; высоту их в метрах определяют по отметке первой линии (в данном случае 60 м) последовательным прибавлением или вычитанием величины сечения рельефа. Соединив точки пересечения линий простираения с равнозначными горизонталями плавной кривой, получают след выхода кровли слоя. Чтобы отобразить весь слой, необходимо на карте отложить вторую точку (например, М₁), положение которой определится отметкой подошвы слоя. Затем повторяют построение, но уже по второй системе прямых, используя то же заложение.

Часто масштаб заложения строят непосредственно на карте, вблизи отмеченного на ней обнажения. При этом на проведенной через обнажение линии простирания слоя из произвольно взятой точки восстанавливают перпендикуляр (который укажет направление падения слоя) и по отношению к нему откладывают угол падения. После градуировки масштаба заложения прочерчивают ряд параллельных прямых (разумеется, на равных расстояниях), которые, пересекаясь с линией, обозначающей угол падения, образуют точки для построения сети простираний. Дальше поступают так же, как было описано выше.

§ 27. Изображение моноклиально залегающего слоя на геологической карте и построение разреза

На геологической карте наклонные пласты изображаются в виде полос, границы которых идут под углом к горизонталям и рекам. Форма и ширина этих полос зависят от рельефа и угла наклона пласта.

При горизонтальной поверхности земли ($\beta = 0$) границы моноклиально залегающего пласта идут прямолинейно по простиранию, образуя строго параллельные полосы (см. рис. 36).

При неровном (пересеченном) рельефе границы пласта изгибаются, причем чем меньше угол падения пласта, тем большее влияние на конфигурацию пластов оказывает рельеф (рис. 41). При величине α порядка $5-7^\circ$ границы пластов еще почти параллельны горизонталям; при больших углах падения они резко не согласуются с горизонталями и, наконец, при вертикальном залегании рельеф совершенно не оказывает влияния на контуры пласта. Границы вертикального пласта при любом рельефе идут прямолинейно по простиранию, так как здесь $a_2 = m$ (см. рис. 37, I—III, крайние колонки справа; см. рис. 38, V и рис. 42, II).

Элементы залегания пласта, если они не указаны, определяют по соотношению границы пласта с горизонталями рельефа, пользуясь следующим способом. Соединяют точки пересечения границы пласта (кровли или подошвы) с какой-либо одной горизонталью прямой линией. Эта прямая и есть линия простирания. Перпендикуляр к ней, опущенный из точки пересечения той же границы пласта с другой горизонталью, дает линию падения, которая одновременно является и заложением пласта в данном высотном интервале (рис. 43).

Направление падения наклонных пластов определяют по возрасту и рельефу. При определении падения по возрасту слоев руководствуются правилом: наклонно залегающие пласты (как и крылья складок) обычно наклонены в сторону более молодых пород. Исключения составляют перевернутые или опрокинутые моноклиальные пласты (или крылья складок) — тогда будут обратные взаимоотношения. Но случаи перевертывания (опрокидывания) в общем редкие. Легко определяется падение и по рельефу, если поверхность Земли хоть в какой-то степени расчленена. Изгибы выхода наклон-

ного слоя имеют форму латинской буквы *v*, образуя и в долинах рек (или оврагов, балок), и на водоразделах так называемые пластовые треугольники (см. рис. 41, 42). В общем случае (т. е. когда угол падения слоя больше угла наклона рельефа) в понижениях рельефа границы наклонного слоя изгибаются в сторону его падения (слой здесь падает к основанию буквы *v*). В относительно редком случае, когда угол падения слоя меньше угла наклона рельефа, будут обратные отношения.

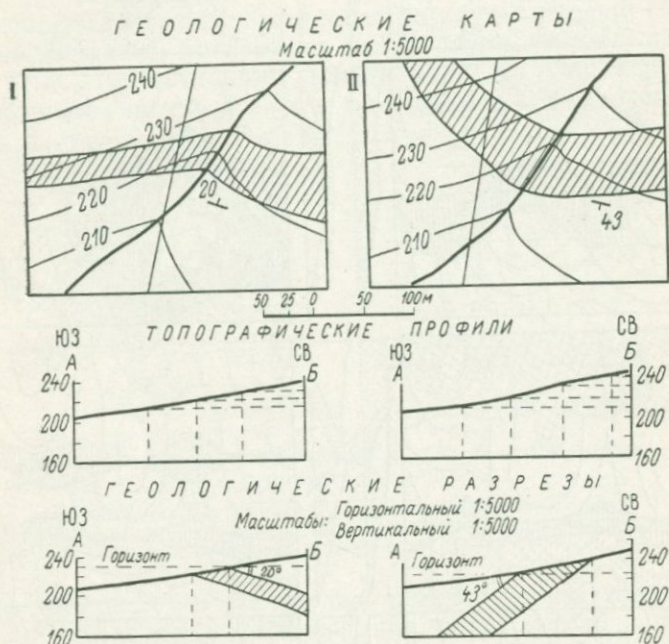


Рис. 41. Изображение моноклинального слоя на геологической карте и порядок построения разреза.

I — относительно пологое падение; II — более крутое падение слоя (штриховка)

На карте с горизонталями рассмотренное правило проявляется так. В общем случае (при $\alpha > \beta$) если изгибы пластов имеют направление, обратное изгибам горизонталей, то пласты наклонены в сторону падения рельефа (см. рис. 42, III и 43); при согласном изгибе пластов и горизонталей пласты наклонены в сторону, противоположную падению склона (см. рис. 43, B). В более редких случаях (при $\alpha < \beta$) — наоборот.

Заметим, что горизонтали рельефа в долинах рек и на водоразделах также изгибаются в форме латинской буквы *v*. Направление наклона рельефа удобнее всего устанавливать в понижениях (по течению рек) — здесь горизонтали всегда изгибаются в сторону,

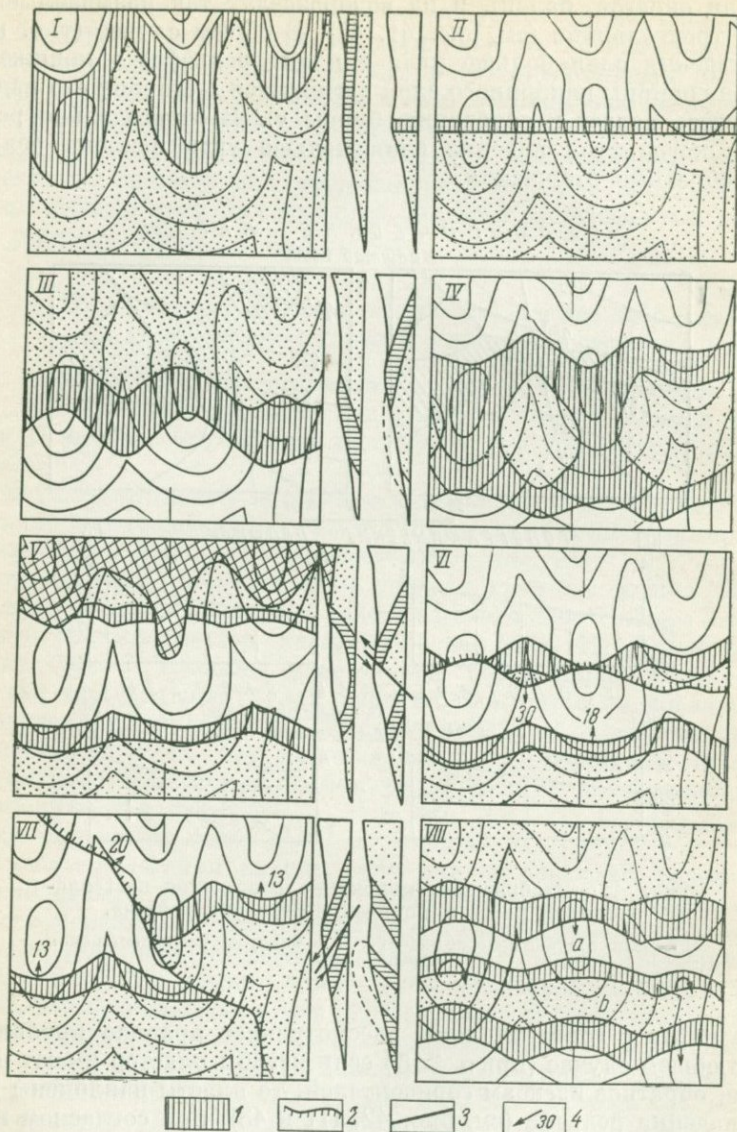


Рис. 42. Примеры выражения различных типов залегания пласта на карте и в разрезе. По В. Н. Веберу

I — горизонтальное залегание; II — вертикальное залегание; III — наклонное залегание; IV — антиклинальная складка; V — синклиальная складка; VI — сброс; VII — надвиг; VIII — опрокинутая складка (сбоку даны меридиональные разрезы)
 1 — маркирующий слой; 2 — линии разрывных нарушений (в плане); 3 — части линий геологических разрезов; 4 — элементы залегания пласта и сместителя

противоположную наклону рельефа (течению реки). Иначе говоря, рельеф здесь наклонен от основания буквы *v* к ее расширению.

Угол падения пласта определяют графическим путем или по формуле:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{b},$$

где α — угол падения пласта; h — сечение горизонталей (и пласта); b — заложение пласта.

Величину заложения определяют по карте, измеряя (и пересчитывая по масштабу) проложение между двумя линиями его простираия (т. е. горизонталями пласта или его стратонизогипсами), отличающимися по своей высоте на величину сечения горизонталей

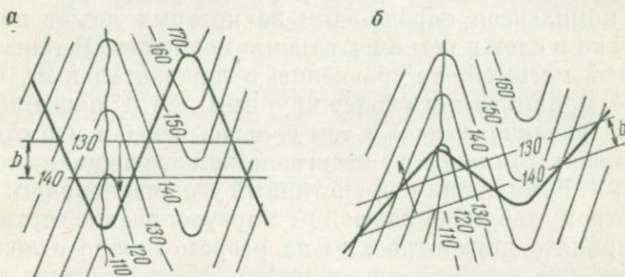


Рис. 43. Определение азимута и угла падения пласта по горизонталям рельефа

а — рельеф и пласт (жирная линия) наклонены в одну сторону; *б* — рельеф и пласт наклонены в разные стороны; *b* — заложение пласта. По А. Е. Михайлову, с изменениями

рельефа (см. рис. 43). Не трудно видеть, что эта задача как раз обратная той, которую мы выполняли, когда находили горизонталь пласта при построении выхода его на поверхность (§ 26).

Если не имеется таблиц круговых функций, угол α определяют графическим путем, построив прямоугольный треугольник с катетами, равными h и b .

По формуле тангенса, заменив b на l , находят и угол β (см. рис. 39).

Элементы залегания слоя на геологической карте показывают штриховым условным знаком, в котором длинная линия указывает на простираание, короткая — на падение, а цифра — на угол падения.

Геологический разрез по карте при наклонном залегании слоев строят, руководствуясь общими правилами (см. § 9).

Сначала строят топографический профиль. На нулевой линии откладывают точки пересечения границ пластов с линией разреза на карте. Затем эти точки с нулевой линии проектируют на линию топографического профиля. Через одну из таких точек на линии профиля проводят вспомогательную горизонтальную линию

параллельную нулевой (см. рис. 44). В этой точке от горизонтальной линии откладывают угол падения в соответствующем показанию штрихового условного знака направлении (обычно в сторону более молодых пород). Из соседних точек на линии топографического профиля проводят линии, параллельные первой — это и есть границы пластов. Получив, таким образом, остов разреза, его затем обрабатывают (раскрашивают, если нужно — штрихуют; проставляют индексы, знаки ориентировки и т. д.).

Если на карте элементы залегания не указаны штриховым знаком, то их определяют способом, описанным выше. Разрезы наклонно залегающих слоев, как правило, строят в одном и том же горизонтальном и вертикальном масштабе. Иногда от этого правила приходится отступать, когда, например, линия разреза пересекает несколько комплексов пород, одни из которых лежат полого или горизонтально и слои в нем имеют малые мощности. В таких случаях вертикальный масштаб, по сравнению с горизонтальным, преувеличивают (т. е. принимают его более крупным). Углы падения при этом искажаются (увеличиваются) и тем больше, чем большее относительное увеличение вертикального масштаба, как это видно на таблице — приложении 1. Если, к примеру, истинный угол падения (см. верхнюю цифровую строку таблицы) равен 30° , а преувеличение вертикального масштаба принято двукратное, то на разрезе нужно отложить уже не 30° , а 50° (см. вторую строку цифр). Угол падения исказится (уменьшится) и при неперпендикулярном пересечении простираения слоев линией разреза (см. рис. 36), поскольку такой угол будет видимым углом падения (см. § 24). В этом случае также вводится соответствующая поправка (см. приложение 2).

§ 28. Прослеживание полого- и крутонадающих контактов по геофизическим данным

Так как наклонно залегающие коренные породы большей частью прикрыты рыхлым покровом четвертичных образований, то для отбивки контактов как между «наносами» и коренными породами, так и внутри серии коренных пород часто прибегают к таким косвенным методам исследования, как геофизические.

Для наиболее эффективного прослеживания пологопадающих контактов (с углами падения не более $15-20^\circ$) следует применять методы: 1) вертикального электроразведывания (ВЭЗ) и 2) отраженных сейсмических волн (МОВ).

Первый метод применяется при наличии хотя бы одного горизонта, резко выделяющегося по электропроводности по сравнению с остальными. В целях правильной интерпретации кривых ВЭЗ необходима предварительная оценка величины кажущегося электрического сопротивления (ρ_k) для различных горизонтов изучаемого разреза. В связи с этим сначала проводят вертикальное электроразведывание на уже изученных обычными методами частях разреза (например, каротируя имеющиеся буровые скважины или производя замеры на обнажениях) и уже затем используют полученные данные об удельном электрическом сопротивлении для расфировки всего разреза (см. рис. 24). Использование методов сейсморазведки (в частности, метода отраженных волн) основано на том, что в толще осадочных пород почти всегда имеются хорошо отра-

жающие или преломляющие горизонты, которыми могут быть поверхности перерывов или контакты между пластами, резко различающиеся по литологическому составу, плотности и, следовательно, по скорости распространения упругих волн.

Для прослеживания крутопадающих контактов применяются магнитный, гравиметрический и электрический методы, особенно магниторазведочный как более эффективный и простой.

Ввиду того, что земная кора обладает различной магнитной восприимчивостью, величина которой очень изменчива и зависит главным образом от количества и распределения в горных породах магнитных минералов (например, магнетита) и особенностей тектоники, при полевых исследованиях почти повсеместно применяется магнитная съемка (наземная и воздушная). Особенно хорошие результаты получаются при магнитометрическом изучении наклонно залегающих толщ осадков. В таких толщах почти всегда встречаются скопления магнитных минералов либо в виде отдельных железорудных пластов, либо на поверхностях несогласий. При наклоне слоев, превышающем 20° , уже небольшие различия в степени магнитности пород проявляются достаточно отчетливо и всегда фиксируются специальными измерительными приборами — магнитометрами. Наиболее часто при этом применяются *Z*-магнитометры, очень производительные и чувствительные. Путем интерпретации кривых *Za* над породами с различной магнитной восприимчивостью можно с большей или меньшей точностью определить углы падения плоскости контакта.

В тех случаях, когда магниторазведка неприменна, используют другие методы — электроразведку (например, электропрофилирование) или гравиразведку.

Глава IX

СКЛАДЧАТЫЕ И НАРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 29. Флексура и складка и их элементы

Складчатые нарушения, или пликативные дислокации, представляют собой более сложные, чем моноклинали, нарушения первичного залегания слоев горных пород.

Пликативные дислокации (лат. *plicatus* — складчатый) являются результатом изгиба слоев и пластического течения вещества в слоистых толщах (пластических деформаций). Основными формами и основными элементарными единицами пликативных дислокаций являются флексура и складка.

Флексурами (лат. *flexura* — изгиб) называются коленчатые изгибы пластов, образующиеся на фоне горизонтального или моноклиналиного залегания. Во флексуре различаются поднятое и опущенное крылья, в которых слои лежат горизонтально или полого, и соединительное (или смыкающее) крыло с более крутым наклоном слоев, часто утонченных вследствие растяжения при образовании флексурного изгиба (рис. 44, а, б). Ступенчатый коленообразный изгиб, в котором поднятое и опущенное крылья имеют моноклиналиное залегание слоев, а соединительное (смыкающее) крыло характеризуется так же моноклиналиным, но более пологим залеганием или же горизонтальным залеганием, называется структурной террасой¹. Таким образом, структурная терраса представляет собой

¹ В геоморфологии термин «структурная терраса» обозначает террасу с горизонтальной площадкой, образовавшуюся при размыве горизонтальной толщи осадков на поверхности более плотного пласта, чем вышележащие.

тектоническое нарушение, по форме родственное флекуре, но отличающееся от нее обратным расположением основных элементов (рис. 44, *в*).

Складкой называется волнообразный односторонний изгиб слоев, образовавшийся вследствие пластической деформации. Как пространственное тело, складка в большинстве случаев напоминает собой половину разрезанной по длине сигары (рис. 45). Складка не бесконечна, и всегда где-то переходит в другую, смежную с ней складку или затухает и сливается с толщей недислоцированных пород.

В каждой складке различают следующие элементы (рис. 46).

Замок (перегиб) — часть складки, где слои перегибаются под наиболее острым углом. В антиклинальных складках замок называют сводом, в синклинали — мульдой¹.

Крылья — склоны складки, идущие от перегиба вверх (у синклинали) или вниз (у антиклинали).

Угол складки (или угол перегиба складки) — угол, образованный крыльями складки. В общем случае его измеряют в точке мысленного пересечения крыльев, при их продолжении; в отдельных случаях (например, у остроугольных складок) может быть измерен непосредственно в замке.

Осевая поверхность (или, в частном случае, осевая плоскость) — воображаемая поверхность, делящая пополам угол, образованный крыльями складки.

Шарнир — воображаемая линия пересечения осевой поверхности с поверхностью пласта (кровлей или подошвой); представляет собой дугообразную линию, изгибающуюся от наиболее приподнятой (или опущенной) по осевой поверхности части складки к местам

ее затухания, и обрисовывает контур складки в продольном разрезе; шарниров можно провести столько, сколько слоев в складке. У некоторых складок шарниры представляют собой волнистую линию, в связи с дополнительными пологими опусканиями и воздыманиями слоев, поперечными к простиранию складки. Такие шарниры (как и складки в целом) называют ундулирующими (лат. *undulatio* — волнистость).

¹ Эти два термина, по-видимому, полностью приложимы лишь по отношению к нормальным складкам. У перевернутой антиклинали замок пришлось бы называть мульдой, а у синклинали — сводом, так как оба этих термина представляют геометрические (пространственные, морфологические) понятия.

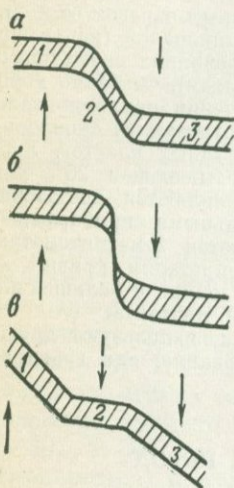


Рис. 44. Флексура (*а*), переходящая по простиранию перегиба в сброс (*б*), и структурная терраса (*в*).

1—3 — крылья флексуры и структурной террасы (1 — поднятое, 2 — соединительное или смыкающее, 3 — опущенное). Стрелки указывают на вероятные направления действия сил

Ядро — внутренняя часть складки; это понятие условное и зависит от глубины эрозионного среза.

При площадном изучении складок в поле и при изображении их на геологической карте и в разрезе различают еще следующие элементы (см. рис. 45).

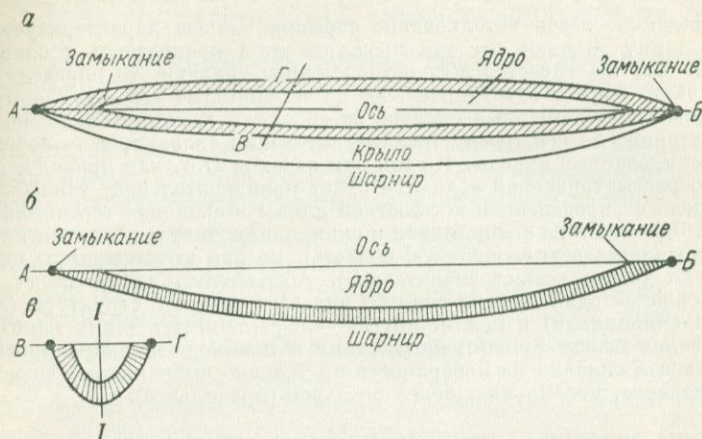


Рис. 45. Блок-диаграмма (а) и продольный (б) и поперечный (а) разрезы полной синклинали

I—I' — след (проекция) осевой плоскости; А—В — длина, складки, В—Г — ширина складки, измеренные по одному и тому же слою (штриховка)

Ось складки — термин, не имеющий строго однозначного смысла. Одни авторы, например В. В. Белоусов, определяют ось складки как линию пересечения осевой поверхности с поверхностью земли (на местности) и проекцию ее на горизонтальную плоскость (на карте), другие — как линию пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью, наконец, третьи, например Г. Д. Ажгирей, придают термину «ось складки» смысл, вложенный выше в понятие «шарнир складки». Первое из этих трех определений представляется более предпочтительным.

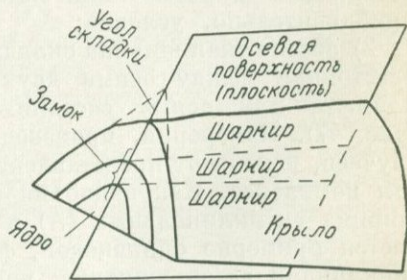


Рис. 46. Элементы антиклинальной складки

Замыкания — окончания складки в местах погружения шарнира в антиклиналях и воздымания его в синклиналях под (или на) горизонтальную плоскость (или поверхность Земли); у антиклиналей замыкания называются периклиналями, у синклиналей — центриклиналями (см. рис. 45).

Длина складки — расстояние вдоль оси складки между контурами того или иного слоя, замыкающегося в данном горизонтальном срезе (по Ю. А. Косыгину) или, иначе, расстояние между замыканиями любого, условно принятого, стратиграфического горизонта (см. рис. 45).

Приведенное здесь истолкование термина больше характеризует относительную длину складки, но оно представляется конкретным и однозначным понятием. Что же касается абсолютной длины складки, то определить такой элемент часто бывает затруднительно, да и понимают его по-разному. Лишь у одиночных платформенных складок за абсолютную длину смело можно принять расстояние по оси между точками затухания складки, т. е. переходом ее в недислоцированные породы. Но так как переход этот, как правило, распылчатый, то рассматриваемая величина будет приблизительной, условной. Хуже обстоит дело с определением абсолютной длины в складках геосинклинальных областей. Здесь многие антиклинали и синклинали тянутся на десятки и сотни километров (через всю складчатую область), но при этом шарниры их обычно ундулируют (часто весьма значительно). Абсолютную длину таких ундулирующих складок одни геологи считают для всей сложной структуры (антиклинали или синклинали) в целом, другие — ограничивают длину каким-нибудь из интервалов между точками погружения или выхода шарнира протяженной ундулирующей складки на поверхность по условно выбранному слою. Последнее определение, несомненно, более реальное (правильное).

Ширина складки — наибольшее расстояние поперек оси складки между выходами слоя, принятого при измерении длины складки (см. рис. 45, а, в — по ВГ).

В данном определении подразумевается, опять-таки, относительная ширина складки. При измерении абсолютной ширины складки может быть два случая:

1) абсолютная ширина одиночной платформенной складки — наибольшее расстояние поперек оси между точками перехода от крыльев складки к смежным нескладчатым участкам. Как и длина, абсолютная ширина таких складок может быть установлена лишь приблизительно, условно;

2) абсолютная ширина складки в геосинклинальном комплексе — расстояние между осями двух смежных синклиналей для антиклинали или осями соседних антиклиналей — для синклинали (рис. 47). Измерения, производимые по такому принципу, в ряде случаев, искажают представление о морфологии складок в складчатом комплексе. Как видно на рис. 47, при определении по осям, ширина антиклинальных (А) и синклинальных (Б) складок получается примерно одинаковой, фактически же она резко различна: синклинали здесь широкие, пологие, а разделяющие их антиклинали — относительно узкие, с круто падающими крыльями.

В практической работе геолога (при геологической съемке) и при классификации складок в плане большее значение имеют относительные линейные размеры складок (в данном горизонтальном срезе). Эти размеры, взятые даже по одному и тому же слою, могут меняться в зависимости от глубины денудационного среза, но отношение между длиной и шириной складки всегда остается величиной постоянной.

Высота (учитывается только у смежных, сопряженных складок) — расстояние по вертикали между наиболее высокой точкой антиклинали и наиболее низкой точкой синклинали, измеренное по кровле или подошве одного и того же слоя (рис. 48).

§ 30. Морфологическая классификация складок

Складки в первую очередь делятся на два типа: синклинальные, в ядрах которых расположены наиболее молодые породы, и антиклинальные, в ядрах которых находятся наиболее древние породы. Синклинали обычно вогнуты вниз, антиклинали — обращены выпуклостью вверх. Однако у перевернутых антиклиналей и синклиналей будет наблюдаться геометрически обратное явление (рис. 49).

Антиклинали и синклинали в геосинклинальных складчатых комплексах всегда сопряжены друг с другом, образуя двойные или сопряженные (иногда говорят, полные) складки. Наиболее поднятая часть двойной складки называется сводом, наиболее опущенная — мульдой (см. рис. 48). Свод и мульды представляют замковые части такой складки.

Дальнейшая типизация складок производится чаще всего по различным морфологическим признакам.

При рассмотрении складок в поперечном вертикальном сечении морфологические типы складок выделяются по следующим признакам.

1. По наклону осевой поверхности к горизонту складки делят на симметричные — с вертикальным положением осевой поверхности и одинаковыми углами наклона крыльев (рис. 50, 1) и асимметричные — с наклонной или горизонтальной осевой поверхностью и различными углами наклона крыльев; примером симметричных складок являются прямые, или стоячие, складки, примерами асимметричных — косые, или наклонные, опрокинутые, лежачие и перевернутые, или ныряющие складки (рис. 50).

В прямых и косых складках слои залегают нормально, так как в любой точке пересечения таких складок вертикальным разрезом (например, буровой скважиной) стратиграфическая последовательность напластования сохраняется (рис. 50, 1, 2). По аналогии с залеганием слоев, прямые и наклонные складки можно назвать нормальными. Напротив, в опрокинутых, лежачих и перевернутых складках или в обоих крыльях (у перевернутых складок), или в одном крыле (у лежачих складок), или в части крыла (у опрокинутых складок) слои опрокинуты (перевернуты), т. е. лежат в обратной стратиграфической последовательности (рис. 50, 3—5). У опрокинутых складок одно крыло, а у перевернутых оба крыла имеют наклон больше 90° (по сравнению с их нормальным положением); у лежачих складок оба крыла залегают горизонтально.

2. Разделение складок на симметричные и несимметричные (асимметричные) по принципу положения осевой плоскости к горизонту принято большинством геологов, но применимо не всегда. В сложноподчиненных толщах (например, в метаморфических

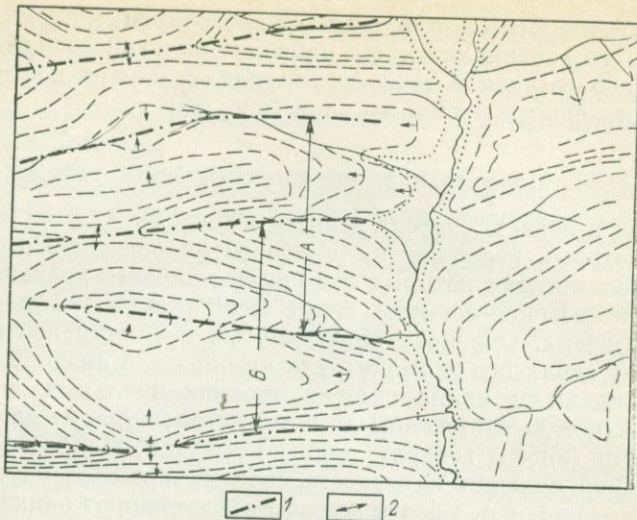


Рис. 47. Схематическая геологическая карта, полученная в результате дешифрирования аэрофотоснимка (р. Алдан, Восточная Сибирь). По М. Н. Петрусевичу
1 — оси антиклинальных и синклиналиных складок; 2 — ширина складок; А — антиклинальной, Б — синклиналиной.

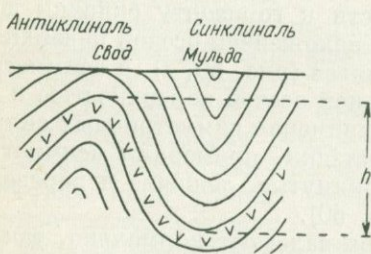


Рис. 48. Двойная складка в разрезе (h — высота складки)

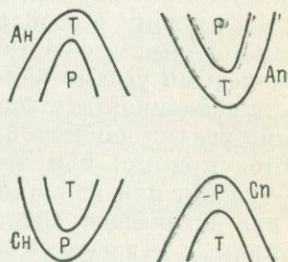


Рис. 49. Нормальные антиклинальная (A_n) и синклиналиная (C_n) складки; перевернутые антиклинальная (A_n) и синклиналиная (C_n) складки. P и T — возрастные индексы

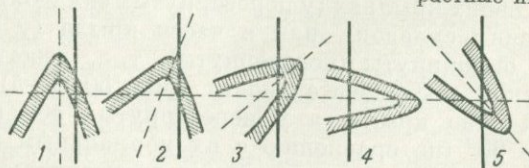


Рис. 50. Типы складок по наклону осевой поверхности к горизонту

1 — прямая (стоячая); 2 — наклонная (косая); 3 — опрокинутая; 4 — лежащая; 5 — перевернутая антиклиналь (в ядре складки более древняя порода, чем на крыльях). Пунктирные линии — проекции осевой поверхности; сплошные линии — проекции вертикальной плоскости, которая в складках 1 и 2 пересекает слои в нормальной последовательности, а в складках 3—5 — в обратной последовательности (в одном из крыльев)

породах), состоящих из нескольких разновозрастных складчатых комплексов, симметричность складок приходится устанавливать по отношению к зеркалу складчатости. Зеркалом, или уровнем, складчатости называется поверхность (иногда она может быть плоскостью), касательная к замкам шарниров антиклиналей или синклиналей в одном и том же слое. В поперечном разрезе эта поверхность спроектируется в виде линии, соединяющей шарниры смежных антиклиналей (или синклиналей) какого-нибудь слоя. В таком случае симметричной (прямой) следует называть складку, осевая поверхность которой перпендикулярна зеркалу складок (складчатости), независимо от наклона складки к горизонту (рис. 51). У асимметричных складок (наклонных, опрокинутых, перевернутых) осевая поверхность будет наклонена по отношению к зеркалу складчатости.

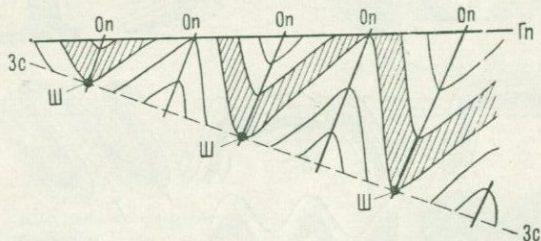


Рис. 51. Зеркало складчатости (Зс) и симметричные по отношению к нему складки. Оп — проекции осевых плоскостей; Ш — проекции шарниров; Гп — горизонтальная плоскость

Иногда при определении симметричности исходят из другого принципа (признака) — равенства или неравенства длины крыльев складки. Так, например, понимал симметричность складок В. А. Обручев, полагая, по-видимому, что этот признак правильнее отражает геометрическое понятие «симметрия тела» (рис. 52).

3. По расположению крыльев относительно осевой поверхности складки подразделяются на открытые (крылья антиклиналей падают в различные стороны от осевой поверхности, а крылья синклиналей — к осевой поверхности, рис. 53, 1, 2) и сжатые (крылья сближены — рис. 53, 4, 7). Среди последних выделяют складки изоклиналильные (крылья параллельны друг другу и осевой поверхности — рис. 53, 7) и веерообразные (с обратным наклоном крыльев — рис. 53, 4 — в сравнении с открытыми складками); все они могут быть прямыми, косыми, лежащими, перевернутыми.

4. По форме замка выделяют обычные складки (с относительно плавным перегибом слоев и углом складки меньше 90°), остроугольные, или острые складки (с резким перегибом слоев в замках), тупые складки (с очень широким плавным перегибом слоев и углом больше 90°), сундучные, или коробчатые, чаще всего антиклинальные, складки (имеющие широкий плоский свод и круглые, иногда вертикальные крылья) (см. рис. 53 и 54).

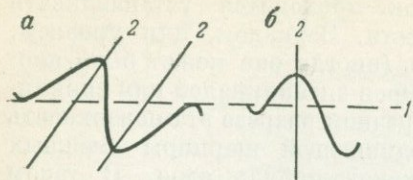


Рис. 52. Симметричные (а) и несимметричные (б) складки

1 — линия горизонта; 2 — проекции осевых плоскостей

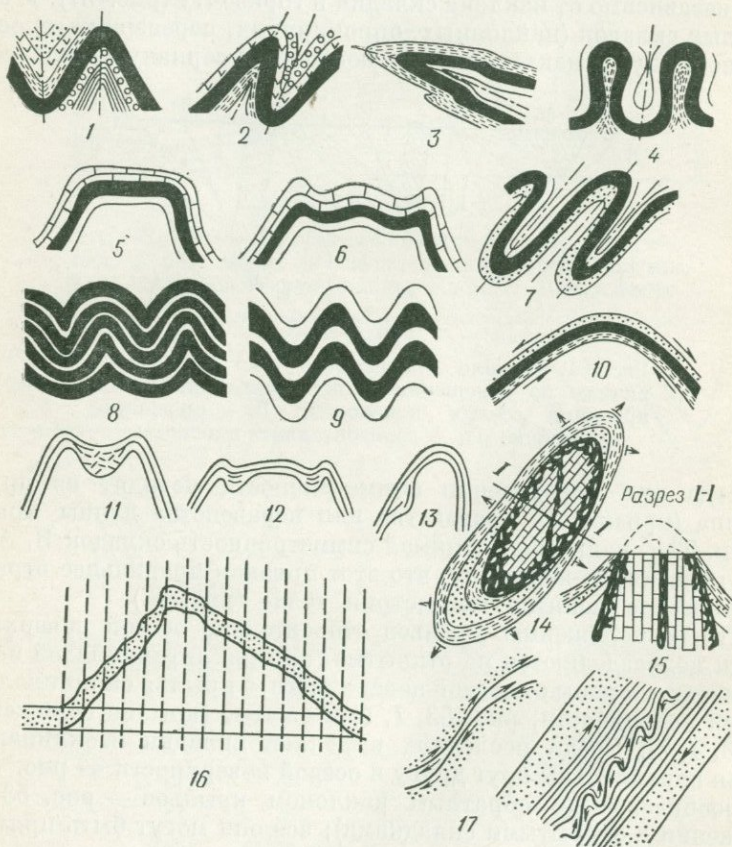


Рис. 53. Распространенные типы складок (в поперечном разрезе — 1—13 и 15—18, в плане — 14). По И. П. Кушнареву и Е. П. Солюшкину

1 — симметричная; 2 — наклонная асимметричная; 3 — лежачая; 4 — веерообразная; 5 — сундучная простан; 6 — сундучная двугорбая; 7 — изоклиналильные; 8 — концентрические или параллельные; 9 — подобные; 10 — складка изгиба со скольжением слоев; 11—13 — блокированные складки; 14—15 — диашировая; 16 — складка скальвания; 17 — межпластовое проскальзывание при формировании складок волочения

При рассмотрении складок в плане (на местности и на карте) и в продольном разрезе учитывают отношение их длины к ширине, зависящее от формы шарнира. Различают линейные складки (длина значительно превосходит ширину, а шарнир представляет почти прямую, горизонтальную или наклонную, линию), брахиморфные брахиантиклинальные и брахисинклинальные складки (короткие складки, у которых отношение длины к ширине меньше 5 : 1, а шарнир изогнут дугообразно) и купола и чаши (антиклинали и синклинали, имеющие в плане примерно одинаковые длину и ширину и обладающие округло-эллиптической или неправильной формой; шарниры их имеют параболическую форму) (рис. 55).



Рис. 55. Типы складок по форме шарнира (в плане и в разрезе)

а и а' — линейная синклиналь; б и б' — брахиантиклиналь; в и в' — купол



Рис. 54. Типы складок по форме замка:

а — обычная открытая складка; б — остроугольная и в — тупая складки

Размеры складок (здесь уже абсолютные, а не относительные, как в предыдущем случае) весьма различны. Условно (так как общепринятой классификации по этому признаку нет) складки можно подразделить на: крупные (ширина которых измеряется многими километрами), малые (ширина — сотни метров или первые километры), мелкие (ширина — десятки и единицы метров) и микро-складки (ширина — сантиметры и миллиметры; некоторые из них прослеживаются только под микроскопом).

§ 31. Простые и сложные складки и механизм их образования

Рассмотренные выше типы складок характеризуют простейшие формы складчатости. Поэтому все перечисленные в § 30 складки можно назвать простыми складками, т. е. такими, которые состоят из согласно ориентированных слоев во всей складке и не осложнены дополнительными изгибами. Породы, слагающие простую складку, имеют примерно одинаковую степень пластичности (податливости деформации), т. е. обладают одинаковой плотностью (если они значительно сопротивляются деформации, то говорят — жесткостью или хрупкостью).

В природе, однако, распространены и сложные складки, возникающие большей частью в слоистых толщах с неодинаковой плотностью (жесткостью) чередующихся пород. Сложная складка

представляет собой сочетание основной, относительно большой складки простого строения, и нескольких или множества мелких дополнительных складок, развивающихся в отдельных ее частях и усложняющих рисунок большой складки.

1. При этом если дополнительные складки образуются только в отдельных, более пластичных слоях большой складки (складки первого порядка), то такую складку (точнее говоря, складчатый комплекс) называют дисгармоничной (рис. 56). Изгибы мелких складок (складок второго порядка) в этом комплексе не согласуются с изгибом основной складки, отсюда и ее название (дисгармония — здесь несоответствие, несоответствие).

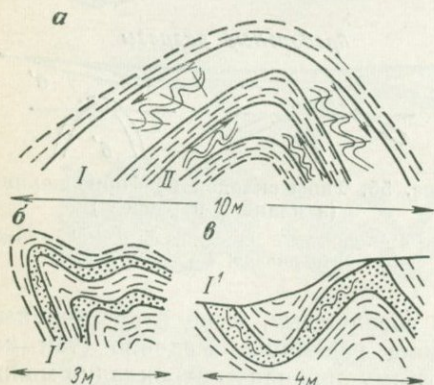


Рис. 56. Дисгармоничная геосинклинальная складчатость в различных по составу и степени пластичности гнейсах Северо-Западного Беломорья. По В. Л. Дуку

a — антиклинальная складка 1-го порядка; *I* и *II* — складки волочения 2-го порядка; *б* и *в* — складки волочения 2-го порядка; *I'* — складки волочения 3-го порядка. Стрелки — направление перемещения более пластичного материала

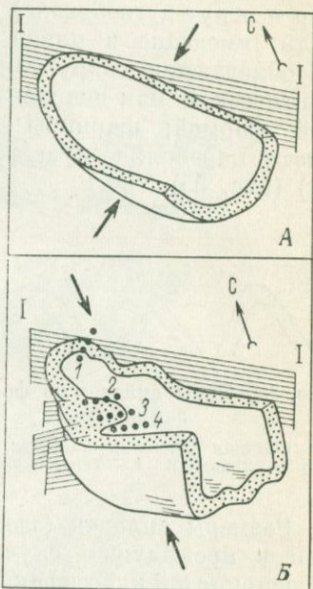


Рис. 57. Зигзагообразная, или фестонная складка (*Б*), образованная дополнительными горизонтальными (на крыльях) и обычными (на мульде) складками, усложнившими крупную синклинальную структуру (*А*). (Большой Каратау. Рис. по В. С. Буртману)

1, 2, 3, 4 — горизонтальные складки. *I-I* — главный разлом Б. Каратау, стрелки — предполагаемые направления бокового сжатия

2. Если же в дополнительную складчатость вовлекаются все слои основной складки, в результате чего ее крылья усложняются более мелкими складками второго порядка, то можно говорить о зигзагообразной, или фестонной¹, складке (рис. 57). Она тоже может рассматриваться как складчатый комплекс (особенно, когда

¹ Термину «зигзагообразная складка» Е. Хиллс придает другой смысл, а слово «фестоны» употреблялось М. А. Усовым при объяснении дополнительных складок.

складка крупная, глубокого заложения, например некоторые складчатые структуры в Каратау, Тянь-Шане, Рурском бассейне).

Условия образования простых, а тем более сложных складок очень разнообразны, поэтому найти какой-то универсальный, единый для всей Земли, механизм их образования пока не удастся. Но все же некоторые общие закономерности складкообразовательных процессов уже выявлены.

1. Прежде всего установлено, что складки могут образовываться как путем бокового сжатия, вызванного тангенциальными (параллельными поверхности Земли) движениями, так и вертикально направленными движениями, действующими в земной коре (см. § 12 о продольном и поперечном изгибах). Боковое сжатие представляется более широко распространенным процессом и проявляется преимущественно при формировании очень многочисленных и чрезвычайно разнообразных складок в геосинклинальных областях. Вертикальные движения создают в общей сложности меньшее количество складок (как по численности, так и по разнообразию), но зато с этими движениями связывают образование большинства складчатых структур платформенного чехла, имеющих очень важное практическое значение. Кроме собственно тектонических движений, в формировании складок большую роль играет сила тяжести. Некоторые их типы образуются исключительно за счет гравитации (так называемые гравитационные складки).

2. В настоящее время преимущественно советскими тектонистами (Г. Д. Ажгиреем, В. В. Белоусовым, Ю. А. Косыгиным, В. Е. Хайным и многими другими) разработаны и предложены различные объяснения механизма образования складок.

Эти представления в первую очередь основываются на давно известном общем положении о том, что складкообразование характеризуется пластическим течением вещества, перемещением пластического материала из одних участков толщи пород (а в широком масштабе — крупных участков земной коры) в другие. При этом направленность процесса, т. е. механические способы складчатых деформаций, могут быть различными. Они зависят главным образом от характера сочетаний преслаивающихся пород с разными механическими свойствами и связаны с направлением и скоростью действующих при деформации природных сил (тектонических, гравитационных и других). Так, например, там, где более пластичные слои перемежаются с жесткими (хрупкими), из участка с большей нагрузкой может происходить отток пластического материала и нагнетание его в места, испытывающие меньшее сжатие. Тогда в одних местах пластичные слои утолщаются, в других — утоняются. Соответственно вмещающие их жесткие пласти в местах нагнетания раздвигаются, а так как верхний (внешний) из них оказывает меньшее сопротивление давлению, то он больше приподнимается, вслушивается, образуются складки нагнетания (рис. 58) и купольные структуры. В местах оттока пластического материала жесткие пласти, естественно, будут сближаться.

Передвижение пластического материала и явления, подобные описанным в предыдущем случае, могут быть обусловлены и диаметрально противоположными причинами. При общем боковом (тангенциальном) сжатии и изгибании всей толщи пород жесткие слои могут выполнять роль подвижного, активного каркаса, а пластичные — пассивной, подчиненной общему движению внутренней массы.

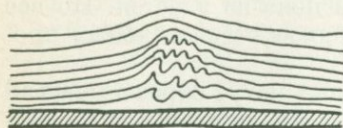


Рис. 58. Складки нагнетания.
По В. В. Белоусову

В зависимости от тектонической обстановки, по-видимому, могут действовать как первый, так и второй механизмы смятия, причем результаты часто оказываются сходными.

3. Из других способов, объясняющих образование главных кинематических типов складчатых форм (рис. 59), можно указать на следующие.

Одновременное действие бокового сжатия (основной фактор) и нередко возникающих при этом сопутствующих вертикальных сил

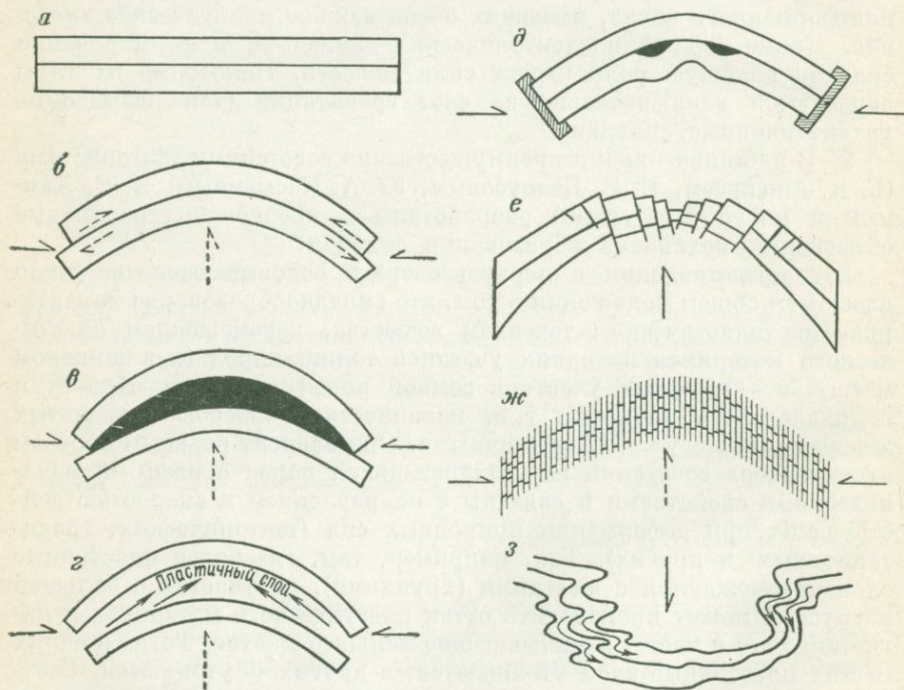


Рис. 59. Механизм образования складок и их главнейшие кинематические типы
а — положение слоев до складчатости; б — складка изгиба со скольжением не расслоенная; в — складка изгиба с первично полным отслоением в замке; г — складка изгиба с послойным течением; д — блокированная складка; е — купольная (криптодиапирная) складка; ж — складка скалывания; з — гравитационная складка (складка течения). Сплошные стрелки — направления максимальных напряжений; пунктир — дополнительные напряжения. По Г. Д. Ажгирею и В. И. Смирнову

в слоистых породах с различными по механической прочности свойствами. Тогда при образовании простейшей формы изгиба — арки соприкасающиеся слои скользят одни относительно другого и развиваются складки изгиба (или продольного изгиба) со скольжением. Эти складки могут быть трех видов: не расслоенными складками изгиба (когда слои прижаты друг к другу), складками изгиба с первично полым отслоением в замках (когда между двумя жесткими, но не однородными слоями образуется пространство — полость, которая в дальнейшем может заполниться рудным веществом или магмой — рис. 60) и складками изгиба с послойным течением (когда между двумя жесткими залегает слой более пластичной породы, которая сразу же заполняет расширившееся в замках пространство, оттекая с крыльев — (см. рис. 56, а, II).

При смятии разнородных слоев, кроме отслоения, возникают вторичные деформации, главным образом трещины разрыва. Характер этих деформаций зависит от условий залегания смежных слоев с различной жесткостью относительно друг друга (рис. 61).

Межпластовое проскальзывание — перемещение одного жесткого пласта относительно другого вдоль разделяющей их поверхности напластования при изгибании этих пластов в складку (см. рис. 56). Механизм процесса близок к вышеописанному, но распространяется на всю складку, а не только на ее замковую часть. Поэтому процессу проскальзывания придается большое геологическое значение, связывая с ним и образование складок вдоль поверхностей некоторых разрывных смещений, особенно вдоль сместителей сдвигов и надвигов. Таким путем могут образоваться складки волочения (или пластического волочения), в общем случае представляющие собой дополнительные складки (второго порядка) в дисгармоничном комплексе (см. рис. 56).

Если сминаются скрепленные по краям (блокированные) толщи, то образуются блокированные складки. При этом правильно изгибается только ведущий слой, которым часто бывает отнюдь не самый жесткий слой в серии напластований. Смежные с ним слои деформируются более сложно, нередко разрываются и всегда расслаиваются.

Действие горизонтального сжатия, сопровождающегося вертикальным поднятием нижележащей, более интенсивно деформирующей толщи, когда в верхней части разреза происходит поперечное скалывание (образование микротрещин и смещение по ним) слоев, принимающих форму складки — складки скалывания. Такие складки распространены в зонах смятия и расланцевания, т. е. там, где, по мнению Г. Д. Аджирея, происходят сложные неравномерные

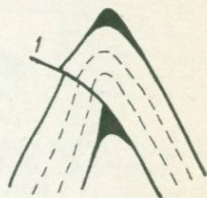


Рис. 60. Разрез антиклинальной складки изгиба и отслоения. Месторождение Бендига, Австралия. По Силлвеллу. Черное — золоторудные седловидные жилы; 1 — разрывное смещение

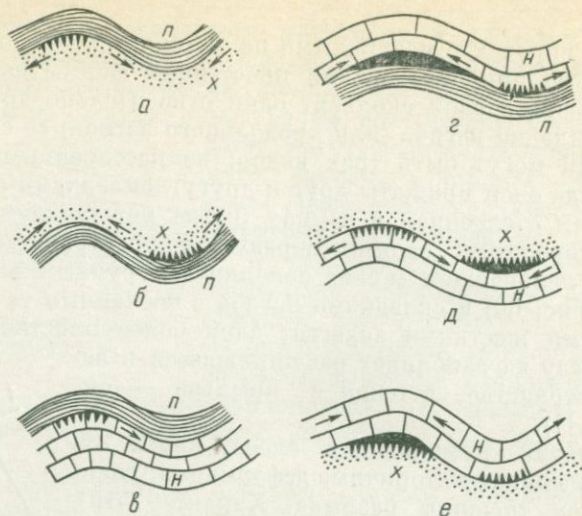


Рис. 61. Характер вторичных деформаций в складчатой структуре при смятии разнородных слоев (а—е). По А. В. Королеву и П. А. Шехтману

х — хрупкий (жесткий), п — пластичный, н — несущий (полухрупкий, обладающий способностью быстро зализывать образующиеся при изгибании трещины)

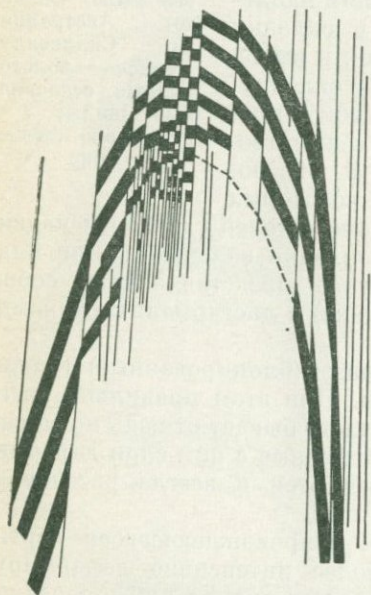


Рис. 62. Изоклиальная складка скальвания, деформирующая пачку железорудных прослоев. По Н. П. Семененко

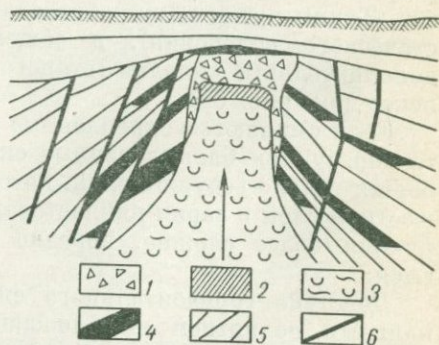


Рис. 63. Обобщенный разрез диапировой складки (соляного купола)

1 — каменная брекчия, 2 — гипс и ангидрит (каменно-гипсовая шляпа); 3 — соль; 4 — нефть и газ; 5 — границы слоев; 6 — сбросы и взбросы

деформации горных пород и формируются большей частью изоклинальные складки скалывания (рис. 62).

Купольный (криптодиapiroвый) способ складкообразования заключается в преимущественном действии направленной вверх вертикальной силы, вызванной поднятием нижележащих осадочных, большей частью пластичных пород (см. рис. 59, е). Проявляется в районах преимущественно со спокойным залеганием осадков (в чехле платформ, предгорных и межгорных прогибов) и особенно типичен для солянокупольных структур (рис. 63). Складкой, в строгом смысле слова, является лишь верхняя, лежащая над инжектирующей (т. е. поднимающейся и внедряющейся) массой (которой может служить соль, глина и т. п.) свита осадков. В идеальном случае образуется пологая антиклиналь, усложненная сбросами с утоньшенными в замке слоями. Сходный по действию сил механизм деформации имеют глыбовые складки (рис. 64). У них активным ядром служит поднимающийся по разломам блок жестких пород кристаллического фундамента.

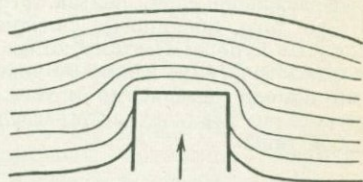


Рис. 64. Глыбовая складка в разрезе. По В. В. Белоусову

Гравитационные складки, или складки течения (см. рис. 59, а), образуются под действием силы тяжести, когда происходит пластическое течение вещества вдоль поверхностей, параллельных слоевым ограничениям. При этом в зависимости от состава и строения слоев и характера их чередования в разрезе течение вещества вниз может охватить всю толщу или же проявиться только в наиболее пластичных слоях.

§ 32. Диapiroвые складки и связанные с ними структурные формы

Особого рассмотрения заслуживают сложные складчатые структуры, связанные с процессами перемещения пластических масс в осадочном чехле платформ, предгорных и межгорных прогибов и с явлениями диапиризма, — диapiroвые складки в широком смысле слова и компенсационные синклинали. Первые уже давно¹ привлекают внимание как чрезвычайно важные, благоприятные для скоплений нефти и газа, структуры. Вторые тоже имеют большое практическое значение.

Диapiroвые складки в широком смысле слова представляют собой сложные антиклинали с ядрами, состоящими из соленосных или глинистых, т. е. пластичных, причем интенсивно смятых пород, которые протыкают (прорезают) менее пластичные вышележащие слои (см. рис. 53, 63). Кроме того, эти складки всегда осложнены

¹ Диapiroвые складки были установлены в Плоештском нефтеносном районе (Румыния) Л. Мраеком в 1915 г.

сбросами и взбросами. Наиболее типичной диапировой структурой является соляной диапировый купол (или просто, соляной купол), который часто может выйти на поверхность Земли. Если купол еще достаточно не развился и скрыт под покровом более молодых отложений, то его называют криптодиапировой (греч. «крипто» — тайный, скрытый) складкой (см. рис. 59).

Если все структуры, связанные с перемещением солей и глин объединять по признаку диапиризма, то часть соляных куполов, которые не прорывают вышележащие слои, нельзя, строго говоря, относить к диапировым формам. Кроме того, диапировые складки с глинистым ядром развиваются иначе, чем соляные купола. Поэтому, отдавая предпочтение генетическому признаку перед морфологическим, глиняные диапиры (собственно диапировые складки) и соляные купола (независимо от того, прорывают они или не прорывают вышележащую толщу осадков) часто разделяют на самостоятельные, хотя и близкие между собой типы.

Диапировая складка состоит из двух частей: активного, подвижного ядра пластичных пород и сравнительно пассивной «рамы» вмещающих, более жестких слоистых осадков. Ядро имеет самую различную форму, но в верхней своей части чаще всего форму купола или короткой брахиантиклинали; нередки и грибообразные формы. В плане оно характеризуется неправильными очертаниями (меняющиеся на различных уровнях) и размерами в несколько сотен метров, а в разрезе — пологим сводом и крутыми боковыми поверхностями, обычно выполаживающимися книзу, при высоте столбов, достигающей нескольких километров. В ядре образуется сложная дополнительная складчатость. Вмещающие породы в верхних горизонтах над сводовой частью ядра сжаты и сами по себе образуют пологую антиклиналь, особенно отчетливо проявляющуюся в начальной стадии формирования структуры. Ниже по разрезу эти породы прорваны ядром и на стыках изогнуты кверху, в связи с чем при денудации структуры на поверхности образуется складка (см. рис. 59). Одновременно развиваются сопутствующие разрывные нарушения — трещины и сбросы в сводовой части структуры, главным образом по периферии. Для соляных куполов, кроме того характерно наличие каменной или глинистой «соляной шляпы» — кепрока (см. рис. 63), залегающей на кровле ядра и состоящей из различных пород (гипса, ангидрита, известняков, глин и др.). Мощность кепрока может достигать нескольких десятков и даже сотен метров.

Диапировые складки образуются только при условии залегания мощных масс пластичных пород (солей, глин,) на очень большой глубине, измеряемой сотнями (не менее 300 м) и тысячами метров. Поднимаясь снизу, они растут очень медленно и обычно параллельно с осадконакоплением вышележащих пород, т. е. это конседиментационные (лат. «кон» — со, с и «седиментум» — осадок) структуры. При этом формирование соляных куполов связывают прежде всего с гравитационными силами, вызывающими «всплывание» соли. Считают, что если на большой глубине на поверхности крупного

прогиба залегают мощный пласт соли, то под нагрузкой вышележащих пород соль приобретает пластичность (свойство текучести) и начинает стекать к центру прогиба; здесь создается избыточное давление, соль давит на кровлю, протыкает ее и устремляется вверх; движение поддерживается непрерывным давлением с боков и снизу. Но есть и другое объяснение. Соль обладает удельным весом 2,15, а вмещающие породы 2,3—2,4; эта разница в удельных весах обуславливает разность давлений и вызывает движение соли при условии значительной разницы в уровнях между поверхностью Земли и глубиной залегания исходного пласта соли. В зависимости от геологической обстановки может действовать тот или другой механизм или оба одновременно. Когда солевая масса подходит близко к земной поверхности или выходит на нее, то соль в своде интенсивно выщелачивается, выносится подземными водами. Но при этом на месте остается слаборастворимый и нерастворимый материал соляных прослоев и примесей, который благодаря сбросам и трещинам обычно превращается в брекчию соляной шляпы.

Надсолевые породы проседают, образуются дополнительные трещины и сбросы, возникает депрессионная воронка, которая заполняется молодыми континентальными осадками. Такие депрессионные формы выражены в рельефе поверхности и называются мульдами обрушения (оседания).

Соляные купола образуются во впадинах платформ (например, в Днепровско-Донецкой) и краевых прогибов (например, в Прикарпатском, Предуральском). На сводах соляных куполов, на стыках боковых стенок соляного штока с вмещающими породами и в примыкающих слоях с коллекторскими свойствами, часто образуются ловушки для нефти и газа; последние по трещинам поднимаются из глубоких горизонтов и питают эти залежи (см. рис. 63).

Диapiroвые складки с глиняным ядром (глина или мергель насыщены водой) отличаются от соляных куполов не только составом ядра, но и тем, что образуются в основном при общем сжатии земной коры, т. е. тектоническими силами. Кроме того, протыкание жесткой «рамы» является не просто механическим процессом, а в значительной мере физико-химическим. В надсводном жестком пласте происходят сложные изменения механических свойств, и после этой переработки он становится пластичным и сам может прорывать вышележащие слои. Целая серия пластов может оказаться прорванной, тогда как исходный глиняный материал будет еще на значительной глубине. В подобных превращениях жестких вмещающих пород, несомненно, большую роль играет и чисто геологический фактор, так как каналами, по которым происходит воздымание ядра, часто служат ослабленные зоны пород вдоль глубинных разломов. Для вмещающих пород характерно увеличение угла падения по направлению к ядру и уменьшение мощностей или полное выпадение отдельных слоев вблизи ядра. Движущими силами процесса, кроме общего бокового (тектонического) сжатия, являются гравитационные причины и разности в удельных весах влажной глины и вмещающих пород.

Диапировые складки с глиняным ядром широко распространены в межгорных и предгорных прогибах и приурочены преимущественно к молодым осадкам. Типичны они, например, для Кавказа и Восточного Крыма (Апшеронский п-ов, Керченско-Таманский регион и др.), где с ядрами диапиров связаны грязевые вулканы, там они являются нефтегазоносными структурами.

При росте соляных куполов (соляных массивов вообще) в межкупольном пространстве происходит отток соли и образуется компенсационная (межкупольная) депрессия. Осадки, заполняющие эту депрессию, слегка прогибаются (одновременно с относительным углублением депрессии) и формируются компенсационные (межкупольные) синклинали.

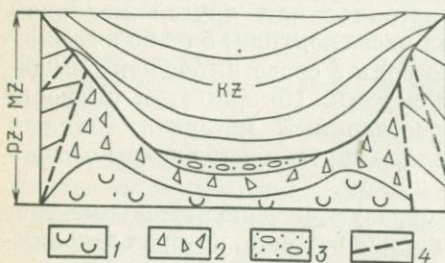


Рис. 65. Схема строения компенсационной надсолевой чаши. Бахмутская котловина, Донбасс

1 — соль; 2 — брекчия каменной шляпы; 3 — гравий и гравийный печаник; 4 — разрывные смещения

Сходные синклинали, но другого рода — надкупольные компенсационные чаши (брахи-синклинали) образуются, по-видимому, при прогибании молодой свиты осадков, отлагавшихся на поверхности депрессионной надкупольной воронки-грабена одновременно с проседанием по сбросам более древнего надсолевого свода (рис. 65).

Не выражены (или очень слабо выражены) в рельефе поверхности и заполнены молодыми морскими и континентальными осадками, имеющими значительно бóльшую мощность, чем на смежных участках. В осадках молодой серии могут быть заключены мощные плотные пачки бурого угля. Учитывая масштабы процесса (большую мощность молодых осадков — до 1000 м) и его относительную кратковременность (в течение кайнозоя), проседание древнего свода вряд ли можно объяснить одним выщелачиванием соли и обрушением кепрока. Очевидно, здесь происходили либо отток соли из купола, либо приостановки его роста на фоне общего поднятия окружающей территории (абсолютного и относительного).

§ 33. Строение, развитие и расположение складчатых комплексов

Литологический состав пород и общая тектоническая обстановка, в которой происходит складкообразование, определяют направленность и характер деформаций горных пород.

От литологического состава и механических свойств пород во многом зависит соотношение мощностей слоев в различных частях складки. По этому признаку складки прежде всего подразделяются на параллельные и подобные.

У параллельных или концентрических складок мощность слоев на крыльях и в замках одинаковая (см. рис. 53, 8). В направлении от сводов и мульд к ядрам углы перегиба слоев постепенно уменьшаются (радиус кривизны меняется), т. е. внутренние слои такого складчатого комплекса представляют уже более острые складки. Концентрические складки образуются, во-первых, после отложения осадков и, во-вторых, в толщах с более или менее одинаковыми механическими свойствами. Раньше этот тип считался наиболее широко распространенным, теперь, однако установлено, что строгий параллелизм слоистости после ее смятия — явление редкое.

У более широко распространенных подобных складок мощности отдельных, более пластичных слоев в замках по сравнению с крыльями увеличены (см. рис. 53, 9 и 56, а). Кривизна перегибов подобных складок всюду остается примерно одинаковой, но центры дуг кривизны в сопряженных антиклиналях и синклиналях взаимно смещены вдоль осевых плоскостей (в поперечном разрезе). Обычно мощности в замках и на крыльях разнятся настолько незначительно, что подобные складки практически выглядят как параллельные. Образуются они в результате перераспределения материала пластичных слоев в процессе складчатости в связи с притоком (нагнетанием) его в замки.

Кроме этих двух типов, выделяют еще складки с утоняющимся сводом. Такие формы складок могут образоваться как в геосинклинальных, так и в платформенных условиях (криптодиapiroвые структуры). Однако в последнем случае строго можно говорить не о целой складке, а лишь о ее верхней части («раме»).

Наконец, можно выделить складки с увеличенной мощностью в мульдах. Такие соотношения мощностей характерны для мульд конседиментационных и компенсационных синклиналей (см. рис. 65).

У всех названных типов складок, кроме концентрических, мощности слоев на крыльях нередко могут быть разными и по этому признаку они иногда выделяются в складки особого типа.

Литологический состав часто определяет и общий характер складчатости, особенно в сложно дислоцированных толщах. Так, в одном из районов Каратау установлено, что в одной и той же свите метаморфические сланцы (хрупкие породы) образуют острые складки с кливажом, массивные песчаники — округлые складки без кливажа, более жесткие песчаники — «ломаные» складки, известняки — сжатые складки, т. е. в каждом слое при одновременном их смятии образуются складчатые формы, не похожие на складки ниже- и вышележащего слоя — создается впечатление угловых несогласий, которых на самом деле нет, так как породы отлагались без перерывов. Такие «этажи складчатости» могут ввести исследователя в заблуждение при решении стратиграфической задачи (рис. 66).

При изучении структуры флишевых¹ отложений Большого Кав-

¹ Флиш (нем.) — мощная и однообразная по строению толща ритмически переслаивающихся морских осадков: мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже гравелитов.

каза И. В. Кирилловой сделан вывод, что дополнительные складки в дисгармоничном комплексе образовались не путем межслоевого проскальзывания, а есть результат прямого, общего смятия молодой толщи, в которой многие слои были еще очень мягкими. В период первоначальной складчатости складки зафиксировались лишь в отдельных, относительно плотных слоях. В других слоях смятие не закрепилось, так как они тогда еще не были диагenezированы до состояния компактной, достаточно плотной породы (имели другой состав). Поэтому толща исследованного флиша характеризуется чередованием складчатых и нескладчатых слоев, причем эти складки ничего

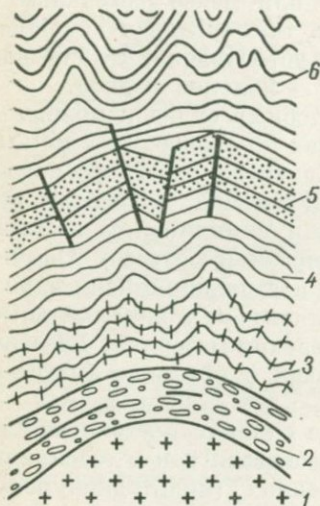


Рис. 66. «Этажи складчатости» в разновозрастных слоях Каратау. По В. В. Эзу

1 — допалеозойские граниты; 2 — аркозы нижнего кембрия; 3 — метаморфические сланцы нижнего и среднего кембрия; 4 — песчаники, алевролиты и филлитовидные сланцы нижнего и среднего кембрия; 5 — песчаники верхнего ордовика и девона; 6 — карбонатная толща среднего палеозоя

зуются складки, выделяемые теперь некоторыми исследователями, например, В. С. Буртманом, в отдельную группу под названием горизонтальных¹. Горизонтальные — это такие складки, у которых шарнир расположен вертикально или круто, а при изгибании слоев замок складки по отношению к крыльям перемещался в горизонтальном направлении (см. рис. 57 и рис. 67). В противоположность горизонтальным, все остальные обычные складки будут «вертикальными», так как у них смятие слоев начиналось с поднятия (в антиклиналях) и прогибания (в синклиналях), т. е. происходило в вертикальном направлении. Для того чтобы образовалась горизонтальная складка, слои сначала должны быть выведены из первоначального положения,

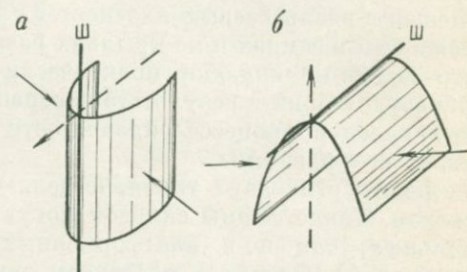


Рис. 67. Направление перемещения замка в горизонтальной (а) и обычной (б) складке. Ш — шарниры. Сплошные стрелки — направление сжатия

общего не имеют со складками волочения.

В связи с особенностями тектонического развития района образуются складки, выделяемые теперь некоторыми исследователями, например, В. С. Буртманом, в отдельную группу под названием горизонтальных¹. Горизонтальные — это такие складки, у которых шарнир расположен вертикально или круто, а при изгибании слоев замок складки по отношению к крыльям перемещался в горизонтальном направлении (см. рис. 57 и рис. 67). В противоположность горизонтальным, все остальные обычные складки будут «вертикальными», так как у них смятие слоев начиналось с поднятия (в антиклиналях) и прогибания (в синклиналях), т. е. происходило в вертикальном направлении. Для того чтобы образовалась горизонтальная складка, слои сначала должны быть выведены из первоначального положения,

¹ Иначе эти складки называют складками с вертикальными шарнирами.

стать вертикальными или крутопадающими. Значит, эти складки могут развиваться на крыльях более крупных стоячих или косых складок под влиянием бокового сжатия вдоль осей на последних этапах формирования складки или в периоды повторного, более позднего складкообразования. Кроме того, они возникают и на некоторых крутых моноклиналях. Являясь в большинстве случаев дополнительными складками (фестонами) крупных зигзагообразных складок (см. рис. 57), они пользуются немалым распространением (например, в горах Большого Каратау, Тянь-Шаня, Новозеландских Альп). Горизонтальные складки играют видную роль в структуре складчатых областей и в ряде случаев позволяют расшифровать общий характер тектоники крупных регионов.

Характер складчатости в большой степени определяется общей тектонической обстановкой.

Так, для складчатости в геосинклинальных областях свойственны непрерывность, линейность и параллельность, подчиненность общему структурному рисунку (плану) более крупных единиц (поднятий и прогибов), равное развитие антиклиналей и синклиналей и форми-

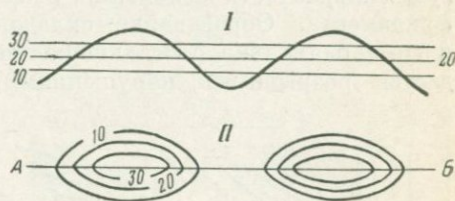


Рис. 68. Брахиантиклинали, образовавшиеся вследствие изгибаия в вертикальной плоскости шарнира антиклинали. По М. А. Усову

I — шарнир в продольном сечении; II — структурная карта; А—В — ось антиклинали

рование складок в связи с общим боковым смятием. Значительную роль в образовании складок играют также глубинные разломы складчатого основания, сдвиговые и надвиговые смещения. Складчатость происходит как во время осадконакопления (конседиментационная складчатость), так и после него (постседиментационная складчатость). В первом случае имеет место частая смена фаций в разновозрастных слоях и резкие различия в мощности на противоположных крыльях и между крыльями и замками. Наряду с линейными складками, здесь развиваются и брахиформные структуры, имеющие, однако, подчиненное значение. С морфологической точки зрения, в первом приближении можно выделить брахискладки, образовавшиеся в связи с ундуляцией шарниров крупных линейных складок (рис. 68) и такие, которые прямо не зависят от линейных складок и шарниры их смещены относительно друг друга (в плане показывают типично кулисообразное размещение) (рис. 69).

Складки платформенного чехла, покоящегося на относительно устойчивом, спокойном в тектоническом отношении фундаменте, сравнительно однообразны по форме и в большинстве случаев связаны с проявлениями соляной тектоники и диапиризма. В морфологическом отношении платформенные складки характеризуются прерывистостью, локальностью (изолированностью, известной автономностью), преобладанием коротких антиклиналей над синклиналями

и небольшими углами падения крыльев. Широко развиты соляные и диапировые структуры (брахискладки, купола и т. п.), очень разнообразные по форме. Будучи изолированными, они, однако, группируются в компактные комплексы в определенных частях платформ (например, Урало-Эмбенский солянокупольный район). Довольно часто наблюдается несогласованность складчатого рисунка в верхней зоне платформенного чехла с конфигурацией пологой складчатости в глубоких его частях. Это свидетельствует об изменении направленности процесса складчатости в разные этапы геологической истории. С другой стороны, распространены и так называемые унаследованные складки, отражающие в глубинном разрезе чехла пологую складчатость основания и перемещения блоков по разломам фундамента. Образование складок платформенного чехла может идти параллельно с осадконакоплением и почти всегда сопровождается разрывными нарушениями, преимущественно сбросовыми.

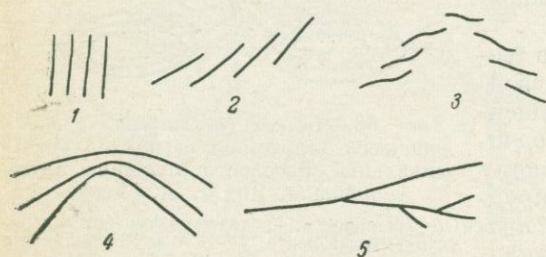


Рис. 69. Расположение осей складок в складчатых комплексах (в плане). По М. А. Усову

1 — параллельное; 2 — кулисообразное; 3 — гирлянда складок; 4—5 — виргации (ветвления)

Расположение складок в складчатых комплексах подчинено определенным закономерностям и зависит от формы складчатости и тектонической обстановки. В плане различают: цепочковидное и взаимно параллельное расположение осей (у линейных складок); кулисообразное, при котором складки располагаются под острым углом к простиранию всей складчатой зоны, кулисно замещая одна другую (у брахискладок); виргацию (ветвление) — расхождение пуска складок в одну (простая виргация) или две (двойная виргация) стороны от общего центра, часто представляющего собой зоны погружения шарниров (характерны, в частности, для целых горных систем, например Памиро-Алайской, Тянь-Шаня) и другие типы (см. рис. 69).

§ 34. Изображение складок на геологической карте

На геологической карте складки имеют вид симметричных полос, идущих параллельно центральной полосе (ядру складки) и пересекающихся горизонталями и реками. При этом у антиклинальных складок в ядрах будут более древние породы, чем на крыльях, а у синклинальных — более молодые (см. рис. 42 и приложение 4). Следует иметь в виду, что и при горизонтальном залегании может быть подобное симметричное расположение полос, но в этом случае полосы идут параллельно горизонталям и рекам. Поэтому если на

карте (или на большом участке карты) отсутствуют горизонтали и реки и нет знаков, указывающих на элементы залегания, то о характере (типе) залегания судить невозможно. Одна и та же картина может истолковываться и как горизонтальное залегание (слои окаймляют холм или вырисовывают впадину), и как складчатая структура — антиклинальная или синклиналичная (рис. 70).

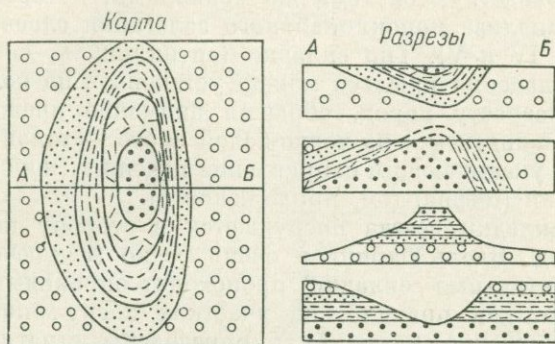


Рис. 70. Возможные истолкования разреза А—В по карте. По М. П. Биллингсу

На карте со складчатым залеганием полосы имеют различную ширину и форму, что, как уже известно (см. § 25), зависит от характера рельефа и угла падения крыла (крыльев). При плоском рельефе, в общем случае, полосы будут ровными, плавно сходящимися на замыканиях (см. рис. 47), а при расчлененном — извилистыми (см. рис. 42).

По ширине выхода пласта на карте можно судить об относительной крутизне падения пласта: более узкой полосе выходов одного и того же пласта соответствует более крутое крыло складки (рис. 71). Поэтому на замыканиях складки (в местах смыкания крыльев), где угол падения пластов значительно меньше угла падения слоев на крыльях, полосы выходов широкие (особенно у линейных складок). Широкие полосы будут и в ядрах многих (особенно прямых) складок, так как на перегибах (в сводах и мульдах) денудация среза

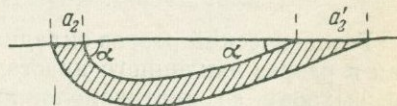


Рис. 71. Изменение горизонтальной мощности (a_2) слоя на противоположных крыльях складки в зависимости от изменения угла падения α

полосу, значительно (может быть в несколько раз) превышающую мощность слоя (см. рис. 76 В — Г). У некоторых складок в осевых частях углы падения слоев падают до 0° , тогда там ставят значок горизонтального залегания (см. приложение 5).

Чем положе складки или их отдельные крылья, тем большее влияние на форму очертаний выходов пластов оказывает рельеф. При крутых углах падения крыльев искажающее влияние рельефа

резко уменьшается, часто почти не сказывается. Крутопадающие крылья при любом рельефе спроектируются на карту в виде ровных полос и лишь в случае, если крылья (или одно крыло) осложнены мелкими дополнительными складками (у фестонных складок), полосы будут извилистыми (см. рис. 57).

Для определения направления падения крыльев складок по рельефу руководствуются теми же правилами, которых придерживаются при анализе моноклинального залегания слоев (см. § 27 и рис. 47 и 42, IV и V). Тип складки (антиклиналь, синклиналь) и направление падения крыльев можно установить на карте по относительному возрасту пород, обращая внимание прежде всего на цвет легенды и индексы, а на черно-белой карте — только на индексы и по значкам, указывающим направление падения (короткий штрих) и угол падения (цифра) (см. приложение 4).

Шарнир складки всегда погружается в сторону выхода более молодых пород. Вдоль шарниров очень редко (исключение составляют горизонтальные складки) происходит опрокидывание слоев. Следовательно, как правило, на участках погружения шарниров складок безошибочно могут быть определены стратиграфическая последовательность отложения и тип складки, и из сопоставления такой нормальной последовательности слоев с их залеганием в средней части складки установлено там наличие опрокидывания. Отсюда следует, что места погружения шарниров складок (на карте и на местности) являются наиболее важными, «узловыми» участками для расшифровки складчатой структуры.

§ 35. Построение геологического разреза по карте на участке складчатого залегания пород

Геологический разрез складки в простейшем случае строят так же, как и разрез наклонного пласта (см. § 27), принимая крылья складки на выходах за противоположные моноклинали. Построение начинают с ядерных частей складок. Продолжают линии падения слоев на выходах в смежных крыльях до пересечения и произвольно закругляют складку (рис. 72). Соседние слои проводят параллельно ядерной части. При необходимости более точного изображения (для установления глубины погружения шарнира и угла перегиба складки по линии разреза) прибегают к дополнительным построениям. Имеется несколько способов таких построений, из которых употребимы следующие: 1) способ использования данных о погружении шарнира и 2) способы радиусов.

Способ использования данных о погружении шарнира складки является наиболее простым. При работе этим способом учитывают угол погружения шарнира на замыкании и путем дополнительного построения находят глубину погружения складки в точке ее пересечения линией геологического разреза. Определив, таким образом, третью точку в вертикальном разрезе складки, корректируют изгиб крыльев (рис. 73).

Способы радиусов являются наиболее точными, но и их применение основано на допущении, что мощности слоев в складках остаются всюду одинаковыми. Эти способы особенно эффективны при построении разреза сложной складчатости с часто меняющимися углами падения. Есть два способа радиусов. Оба применяются при построении разрезов складок как по карте, так и по данным обнажений, бурения или шурфов.

Способ радиусов и биссектрис заключается в следующем. Границы слоев с линии разреза на карте переносят на нулевую линию, а с нулевой линии проектируют на линию топографического профиля и из полученных точек проводят линии падения слоев под соответствующими (указанными на карте) углами падения. К линиям падения из точек на линии профиля проводят перпендикуляры. Перпендикуляры продолжают до взаимного пересечения; затем полученный угол делят пополам и проводят биссектрису. Линии падения продолжают до пересечения с биссектрисой, искривляя их затем так, чтобы продолжение было параллельно следующему пласту. Затем закругляют изломы (рис. 74, а). Способ удобен при построениях, когда углы падения в соседних слоях значительно различаются.

Способ радиусов и дуг применяется при меньших различиях углов падения в соседствующих слоях.

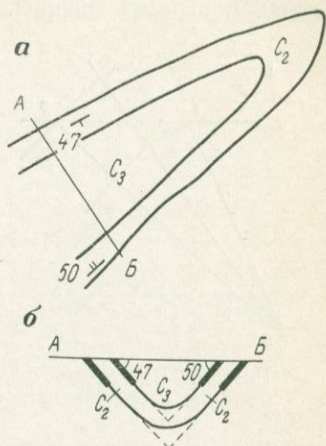


Рис. 72. Построение разреза складки упрощенным способом
а — план; б — разрез

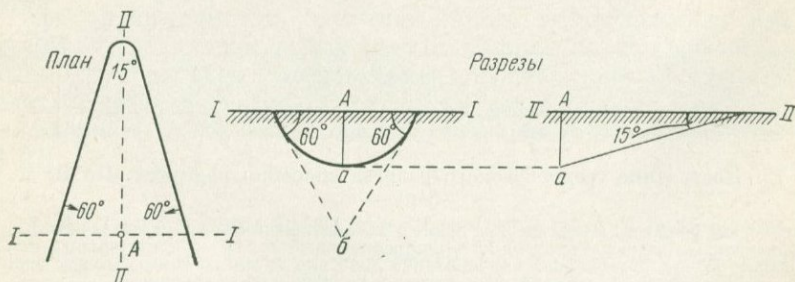


Рис. 73. Построение разреза на основе данных о погружении шарнира складки. По С. А. Музылеву

Как и в первом случае, строят перпендикуляры к линиям падения и продолжают соседние перпендикуляры до взаимного пересечения. Из точек пересечения, как из центров, проводят дуги, радиусы которых соответствуют длине перпендикуляра к каждой вынесенной

на профиль точке (см. рис. 74, б). Таким путем получают плавные изгибы по каждому пласту на глубине. Там, где смежные перпендикуляры не пересекаются, линии падения проводят параллельно друг другу. Чем больше точек, тем точнее и на большую глубину можно построить разрез.

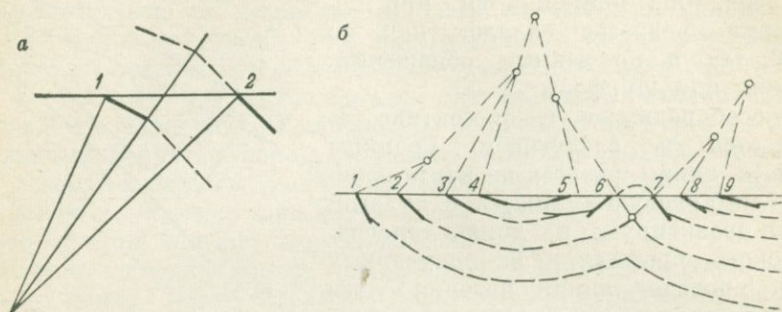


Рис. 74. Построение разреза складки: а — по способу перпендикуляров и биссектрис; по М. А. Усову; б — по способу радиусов. По В. Н. Веберу

Цифрами обозначены номера слоев (жирные линии), к которым строят перпендикуляры

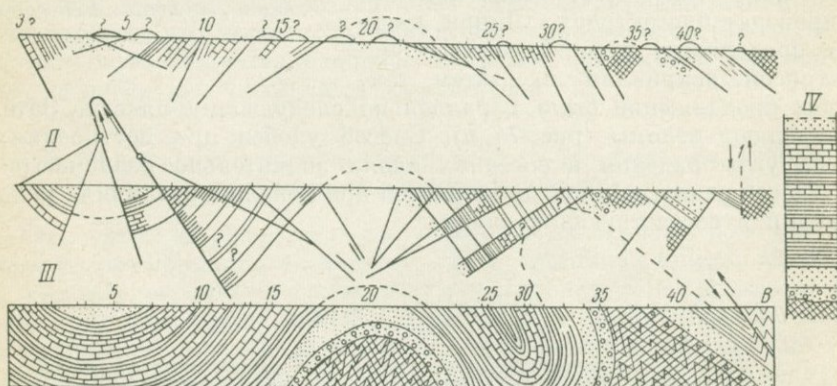


Рис. 75. Построение геологического разреза способом радиусов. По В. Н. Веберу

I — нанесение на разрез геологических данных и углов падения слоев (цифры обозначают номера обнажений через каждое пятное); II — построение разреза; III — окончательно составленный разрез; IV — стратиграфическая колонка. Арабские цифры — номера точек; знак вопроса — участки, перекрытые четвертичными отложениями

Пример построения разреза этим же способом, но по данным замеров падений крыльев складок в обнажениях (при полевой работе) показан на рис. 75. При таких исходных данных можно получить полный разрез.

По какому бы, однако, способу ни строился разрез, все же следует еще учитывать положение осевых поверхностей и осей складок,

используя их для правильного истолкования углов падения и мощностей пластов в ядрах и за контурами изображенных на карте структур. Это особенно важно для участков линии разреза, где складки погружены под толщу недислоцированных пород или при недостаточной стратиграфической расчлененности свиты осадочных пород (рис. 76).

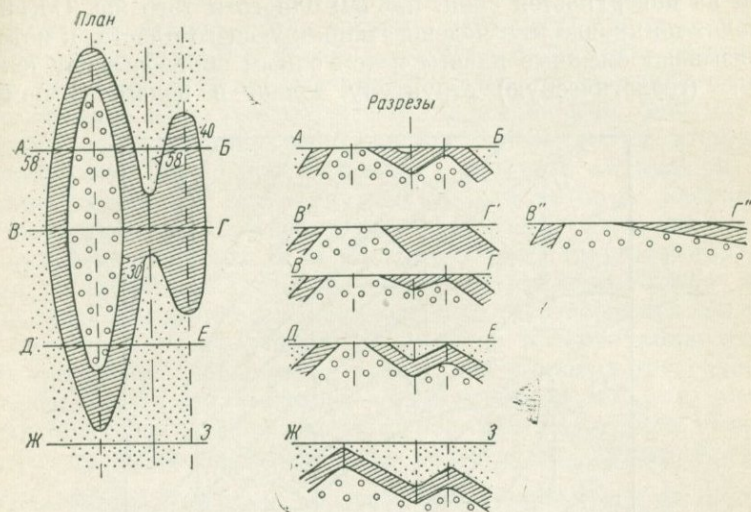


Рис. 76. Разрезы через складчатые структуры, построенные с учетом положения осевых линий (разрезы А—В, В—Г, Д—Е, Ж—З) и без учета положения осевых линий (разрезы В'—Г'', В''—Г'').

По А. Е. Михайлову

Маркирующий пласт заштрихован

Необходимо помнить, что если линия геологического разреза пересекает оси складок не под прямым углом или если вертикальный масштаб преувеличен по сравнению с горизонтальным, то следует вводить соответствующие поправки на углы падения крыльев (см. приложения 1 и 2) в начальной стадии построения разреза (см. § 24 и § 27).

§ 36. Структурная карта и изображение на ней складчатых структур

Обычная геологическая карта не может отразить всех особенностей складчатой структуры на некоторой глубине от поверхности. Чтобы показать эти особенности, прибегают к построению структурных карт.

Структурной картой называется карта подземного рельефа структур, изображенных по их опорным поверхностям (маркирующим слоям) стратоизогипсами (подземными горизонталями) (см. рис. 68, 77).

Стратоизогипсы (лат. «stratum» — слой, «isos» — равный, «hypsos» — высота) — линии, соединяющие точки равных абсолютных (иногда относительных) отметок поверхности пласта. Стратоизогипсы представляют собой проекции на горизонтальную плоскость линий простираения слоя, проведенных через равные интервалы глубин или высот (см. § 26). Стратоизогипсы проводят только по одной из поверхностей слоя, причем одного и того же. Обычно их проводят по кровле или подошве маркирующего пласта, к которому привязывают смежные пласты и тем самым обрисовывают тектоническую (геологическую) структуру толщи в целом. С помощью

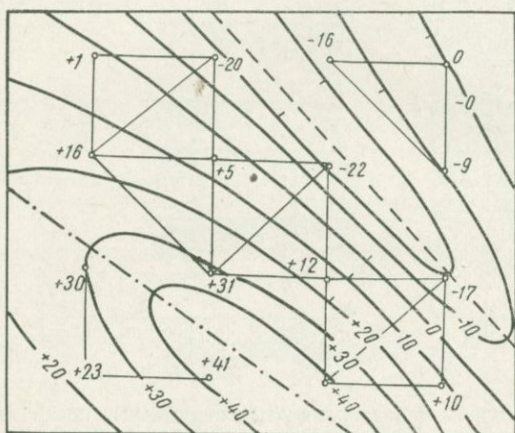


Рис. 77. Построение структурной карты (стратоизогипсы указаны в метрах)

системы стратоизогипс, т. е. структурной карты, можно наглядно и точно изобразить многие структурные формы — моноклинали, флексуры, складки и т. д., а также сочетания этих структур. Затруднения (графического порядка) вызывает изображение с помощью стратоизогипс лишь перевернутого залегания слоев, а также наклонных разрывных нарушений.

Маркирующими (опорными) горизонтами называются выдержанные по простираению и обычно по мощности, фациально (т. е. по составу, внешнему облику, фауне и флоре и другим признакам) строго однородные слои (или серии слоев), легко отличающиеся от покрывающих и подстилающих горных пород. Они то и используются для сопоставления геологических разрезов при полевой работе и для оконтуривания структур при структурно-геологическом или геофизическом картировании, а также при поисково-разведочных работах (особенно на нефть и газ).

Принцип построения структурной карты сходен с принципом построения топографической карты, с той лишь разницей, что на структурных картах абсолютные отметки опорных пунктов поверх-

ности Земли (альтитуды) заменены абсолютными отметками кровли или подошвы маркирующего слоя в точках земной поверхности, в которых отмечены выходы этого слоя, или в точках пересечения его разведочными выработками (обычно буровыми скважинами). Следовательно, прежде всего находят эти абсолютные отметки, как разности между отметками устьев разведочных выработок и глубиной до маркирующего горизонта (до его кровли или подошвы, см. рис. 33).

Точки с вычисленными отметками маркирующего слоя наносят на чертеж (на карту) и путем качественного анализа определяют общий характер глубинной структуры. При этом приблизительно намечают положение осевых частей складок (если они имеются) и направление наклона слоя на их крыльях или в пределах моноклиналей. Затем все пункты на крыльях складок и моноклиналях соединяют прямыми линиями, из которых составляется сеть треугольников. Для построения карты выбирают, как правило, систему равнобедренных (или близких к ним) треугольников, при резком неравенстве их сторон правильно построить карту невозможно. Задавшись определенным сечением стратозиогипс, по сторонам выбранных треугольников производят интерполяцию отметок между пунктами. Однозначные отметки на сторонах треугольников соединяют плавными линиями — стратозиогипсами (см. рис. 77).

Для облегчения работы по интерполяции пользуются известной из курса геодезии палеткой — так называемой «высотной арфой».

Часто бывает необходимо составить структурную карту не только для одного маркирующего горизонта, но и для более глубокозалегающего горизонта той же толщи, гинсометрическое положение которого известно в значительно меньшем числе точек (скважин), чем положение вышележащего горизонта. В этом случае используют прием составления так называемой карты схождения, т. е. карты, на которой показываются вертикальные мощности интервалов между верхними и нижними горизонтами, установленные скважинами, достигшими нижнего горизонта, а затем путем интерполяции проводятся линии равновертикальных мощностей (так называемых изохор) этого интервала. Карта схождения строится в том же вертикальном масштабе, что и структурная карта верхнего горизонта, часто непосредственно на том же листе и с тем же сечением изохор, что и сечение стратозиогипс. Совмещая площади, изображенные на обеих картах (если они составились на разных листах), получают ряд точек пересечения стратозиогипс верхнего горизонта и изохор. Вычитая из значения стратозиогипс верхнего горизонта в точках пересечения (т. е. его абсолютных высот в этих точках) величины пересекающих их в этих точках изохор, получают ряд значений абсолютных высот нижнего горизонта, между которыми затем производят интерполяцию по тем же правилам, что и при построении структурной карты верхнего горизонта. Таким путем получается значительно более детальная и обоснованная структурная карта нижнего горизонта, чем та, которую можно было бы построить путем простой интерполяции между точками, в которых был вскрыт нижний горизонт.

При структурной съемке и для выявления погребенных складчатых структур широко используются методы геофизических исследований, в особенности сейсморазведка, с помощью которой можно определить глубины залегания опорных горизонтов.

Элементы залегания слоя на структурной карте определяются следующим образом:

1) линия падения устанавливается по нормали к стратоизогипсам (для линейных складок и моноклиналей — по перпендикуляру);

2) направление падения определяется по направлению снижения отметок стратоизогипс;

3) угол падения находят по заложению между двумя или несколькими соседними стратоизогипсами, отнесенному к соответственному сечению по формуле тангенса (см. § 27, см. рис. 39, 40 и 77), где b — расстояние по линии падения между принятыми для измерения стратоизогипсами, а h — суммарное значение стратоизогипс.

Построение разреза по структурной карте обычно аналогично построению топографического профиля по топографической карте (см. § 9). На таком разрезе будет два полученных одним и тем же способом профиля — профиль рельефа и профиль структуры.

Глава X

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

§ 37. Общая характеристика разрывных нарушений и основы их классификации

Разрывными нарушениями, или дизъюнктивными дислокациями, называют структуры, характеризующиеся нарушением сплошности пород разделяющей их поверхностью разрыва. Разрывные нарушения подразделяются на две основные группы: 1) разрывные нарушения со смещением, в которых блоки, разделенные поверхностью разрыва, перемещены друг относительно друга в каком-либо направлении; 2) разрывы без смещения (или трещины), когда величина такого перемещения ничтожна или оно вообще практически не имеет места. Для краткости разрывные нарушения со смещением будем именовать просто разрывными нарушениями, или разрывными смещениями. Глубинные разломы (крупные разрывные нарушения большой протяженности, прослеживаемые на значительную глубину), являющиеся геотектоническими категориями, здесь рассматриваться не будут.

Образование разрывного нарушения начинается с появления трещины, по которой затем происходит перемещение разделенных ею блоков пород. Процесс этот осуществляется путем отрыва или скалывания (см. § 12) напряжений, которые в природной обстановке возникают в результате растяжения, сжатия или сдвига. Движущими силами процесса служат тангенциальные и радиальные (вертикальные) тектонические движения и сила тяжести, проявляющиеся в различной тектонической обстановке, но чаще всего при орогенезе. Поэтому разрывные нарушения сосредоточены преимущественно в геосинклинальных областях любого возраста, начиная от самых древних, превратившихся в кристаллический фундамент плат-

форм, до молодых складчатых зон (гор альпийского типа), где многие разрывные смещения развиваются параллельно со складчатостью. Менее распространены разрывные смещения в осадочном чехле платформ. Здесь они приурочены преимущественно к соляным куполам и диапировым складкам (особенно сбросы).

Платформенные разрывные смещения, вызванные собственно тектоническими процессами, встречаются реже, имеют глубокое заложение (захватывают фундамент) и часто связаны с флексурами. Как и складки, разрывные смещения, образующиеся и в геосинклинальных и в платформенных условиях, могут быть конседиментационными (когда мощности и фации однотипных слоев на смежных

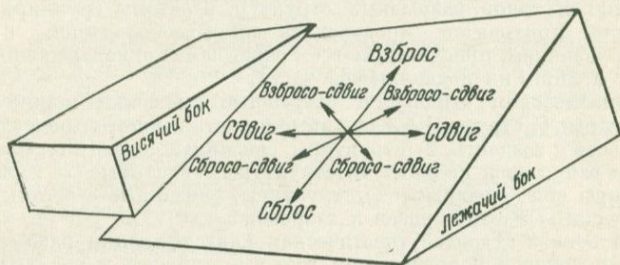


Рис. 78. Морфологическая классификация крутопадающих разрывных смещений (стрелками показано относительное перемещение висячего бока). По П. К. Соболевскому и Г. Д. Ажгирею

блоках вертикальных смещений существенно различаются) и постседиментационными (когда мощности и фации в однотипных слоях на смежных блоках разрывных нарушений не меняются).

Классифицировать разрывы можно на основе трех принципов: происхождения, кинематики (т. е. в зависимости от характера действия сил) и морфологии. Чаще всего предпочитают группировать разрывы по морфологическому признаку, на основе которого можно построить их наиболее простую, хотя в значительной степени условную систему.

Морфологическая номенклатура и систематика разрывных смещений уже давно опытным путем была разработана в горном деле (наиболее удачная из таких классификаций предложена П. К. Соболевским в 1925 г.) и с небольшими изменениями используется до сих пор (рис. 78). В ее основу положено два критерия: 1) направление взаимного относительного перемещения расчлененных разрывом блоков пород и 2) угол наклона поверхности перемещения (или сместителя). По этим признакам обычно выделяют пять главных групп разрывных структур: сбросы, взбросы, надвижки, сдвиги и раздвиги. Из них четыре группы характеризуются относительным перемещением блоков вдоль поверхности разрыва, пятая — перпендикулярно к ней. Первые три группы объединяют общий признак — относительное перемещение блоков по падению поверхности сместителя

(или в направлении, обратном падению, т. е. по восстанию), напротив, при сдвигах перемещение блоков происходит по простиранию поверхности разрыва. Иногда сбросы и взбросы объединяют в группу под общим названием сбросов, а взбросы и надвиги — под названием или надвигов или взбросов.

Морфологическая классификация имеет и свои слабые стороны: невозможно без натяжек включать в одну группу все сходные по основным морфологическим признакам типы и разновидности разрывных структур. Например, подавляющее большинство сбросов имеет крутое или вертикальное падение плоскости перемещения. Этот признак и принят как один из основных при отнесении подобных нарушений к сбросам. Но в природе есть сбросы и с очень пологой (меньше 60° , а то и 30°) поверхностью перемещения. Назвать эти формы по иному нельзя: поверхность перемещения у них наклонена в сторону опущенных пород, чего не бывает у других типов разрывных структур. Поэтому группировку разрывных смещений приходится производить по преобладающим в природной обстановке признакам, присущим не всем разрывам, принадлежащим к выделенной группе, а лишь их подавляющей части.

В кинематическом отношении разрывные смещения можно объединить в четыре группы: 1) структуры, связанные с растяжением земной коры — большинство сбросов и раздвиги, 2) структуры, связанные со сжатием земной коры — большинство взбросов и надвиги, 3) структуры, связанные с горизонтальным действием пары сил — сдвиги и 4) структуры, связанные с вертикальным действием пары сил — часть сбросов и взбросов.

На этой основе строится генетическая классификация разрывных смещений, согласно которой большинством геологов взбросы и надвиги рассматриваются как однородные формы, различающиеся лишь по углу наклона сместителя, а им противопоставляются сбросы. Сдвиги же давно выделяются в особую, отчетливо выраженную, генетическую группу, интерес в которой особенно возрос в последнее время в связи с возродившимся вниманием к горизонтальным движениям.

Если исходить из рационального положения о равноправии вертикальных и горизонтальных тектонических движений, напряжения (сила и скорость) и направленность (знак) которых взаимно менялись во времени и в пространстве, то нельзя, например, считать, что все взбросы формируются только при тангенциальном сжатии земной коры, а сбросы — при ее растяжении. Фактически многие из этих структур образуются при вертикальных движениях, причем могут переходить одна в другую. Поэтому нельзя в категорической форме противопоставлять взбросы сбросам. В одних случаях взбросы стоят ближе к сбросам, в других — к надвигам, т. е. они занимают промежуточное место между первыми и вторыми.

С другой стороны, выделять в самостоятельные типы (группы) взбросы и надвиги, руководствуясь чисто количественным критерием, вряд ли обосновано. При таком критерии можно было бы говорить, либо «крутой надвиг» о взбросе (как чаще поступал автор термина «надвиг» Б. Виллисы, либо «пологий взброс» о надвиге (как принято у горняков). Между тем Б. и Р. Виллисы, И. В. и Д. И. Мушкетовы, Г. Клоос, М. А. Усов и другие видели качественное различие между надвигами и значительной частью взбросов. Например, Б. и Р. Виллисы связывали пологие надвиги (с углом до 45°) со складчатостью и среди них выделяли такие, при формировании которых происходило последующее развитие складок (надвигово-складчатые структуры Северной Каролины) М. А. Усов подчеркивал, что надвиги развиваются только при складчатости, тогда как часть взбросов («обратные сбросы») образуются при радиальных движениях. Если учесть неустойчивость морфологического критерия (изменение угла наклона сместителя до крутого и обратного падения), то предпочтительность генетического подхода при выделении надвигов становится очевидной.

Разрывные смещения серий последовательных переходов тесно связаны между собой в генетический и морфологический ряд струк-

турных форм. Почти при всяком разрывном смещении происходят загибы слоев на контакте перемещаемых блоков. При этом крупные складчатые структуры, формируясь, в свою очередь вызывают кливаж, трещиноватость пород, смещение слоев.

С разрывными нарушениями, как уже отмечалось, связаны очень многие виды полезных ископаемых (нефть, газ, жильные месторождения и др.). Кроме того, они служат проводниками, по которым поднимаются вверх магматические растворы и газы с минеральными веществами, нефть и природный газ, подземные воды различных типов (минеральные, горячие и др.) и т. п.

§ 38. Группа сбросов и группа взбросов

Сбросом называют разрывное нарушение с перемещением масс горных пород в направлении, близком к вертикальному, когда поверхность разрыва наклонена в сторону опущенного блока (рис. 79). Считается, что при сбросе массы горных пород чаще перемещаются вниз по поверхности разрыва, от чего и произошло название этой структуры. Нередко, однако, движение блока может происходить вверх по трещине. В общем случае под сбросом, или нормальным сбросом, подразумевают наклонное разрывное нарушение. Но к сбросам же относятся и радиальные (по отношению к планете) смещения со строго вертикальным положением поверхности разрыва (вертикальные сбросы, рис. 80, I).

Нормальный сброс сопровождается раздвижением боков, удлинением данного участка земной коры. Скважины, пересекающие сброс, показывают сокращенный разрез с выпадением некоторых слоев (рис. 80, II). У вертикальных сбросов отсутствуют указанные признаки. Бывают и пологие сбросы (с углом наклона поверхности разрыва значительно меньше 60°), но они представляют относительно редкое явление.

Среди сбросов встречаются так называемые шарнирные (вращательные) сбросы (рис. 81, 82), точнее говоря сбросо-взбросы. У шарнирных сбросов происходит не поступательное движение (как у всех прочих сбросов), а вращательное — вокруг воображаемой оси, перпендикулярной к плоскости сброса, когда с одной стороны ось блок поднят, а с другой опущен относительно смежного блока. Амплитуды смещения поэтому меняются по простиранию разрыва. Обычно по обе стороны шарнира оказываются сброс и взброс.

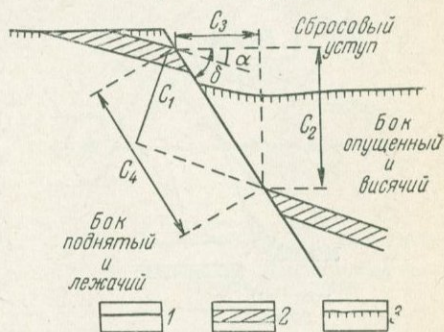


Рис. 79. Нормальный сброс и его элементы

1 — сместитель; 2 — маркирующий слой; 3 — поверхность Земли (объяснения в тексте)

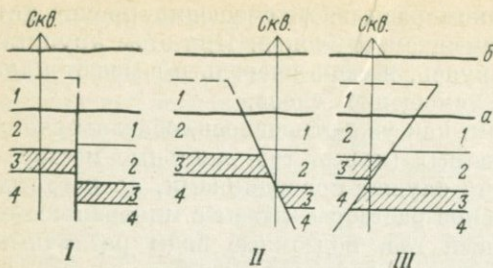


Рис. 80. Пересечение разрывных смещений буровыми скважинами

I — вертикальный и II — нормальный сбросы; III — взброс; 1—4 — номера слоев; слой 3 (маркирующий) при вертикальном сбросе в колонке сохранился, при нормальном сбросе — выпал, при взбросе — повторился.

а — древняя поверхность денудации; б — современная поверхность

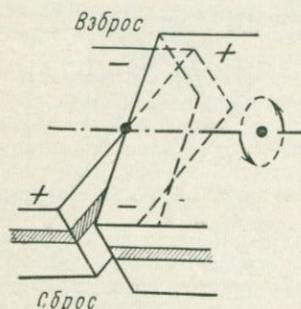


Рис. 82. Блок-диаграмма шарнирного сброса (сбросо-взброса). Стрелки указывают направление движения, плюс — поднятые бока, минус — опущенные бока

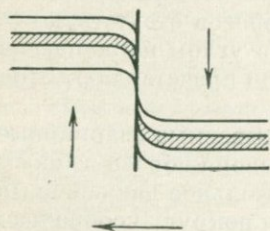


Рис. 83. Сброс, образовавшийся при дальнейшем растяжении смыкающего крыла флексуры разреза

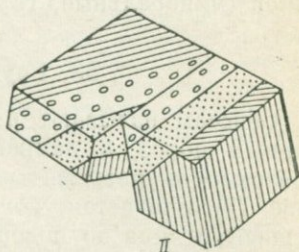
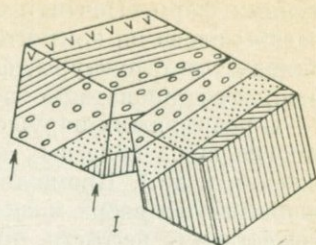


Рис. 81. Шарнирный сброс. По В. А. Апродову

I — после сброса; II — после денудации выступающей части поднятого бока

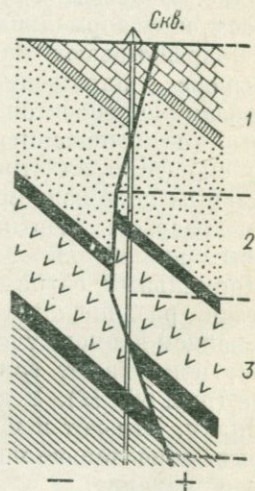


Рис. 84. Изменение направления наклона сместителя с глубиной, когда сброс переходит во взброс. По С. А. Музылеву

1 — наклонный сброс; 2 — вертикальный сброс; 3 — взброс. Плюс — поднятый, минус — опущенный бока

В морфологическом отношении для сбросов характерны следующие преобладающие признаки: 1) обычно крутое, часто вертикальное падение поверхности перемещения и соответственно, небольшое горизонтальное смещение смежных блоков; 2) чаще плоская поверхность перемещения, прямолинейность разрыва в плане; 3) приуроченность к сбросовой трещине примыкающих зон параллельных трещин, которые часто бывают открытыми; тогда говорят об открытых, или зияющих, сбросах.

Сбросы образуются при скалывании пород и развиваются преимущественно в жестких участках земной коры. Они приурочены либо к древним складчатым областям (в том числе к фундаменту платформ), либо к купольным структурам осадочного чехла. Формируются сбросы в поздние этапы складчатости или в повторные ее циклы и так как большей частью связаны с растяжением данного участка земной коры (а отнюдь не всего района), то в первую очередь проявляются в сводовых частях антиклиналей. Часть сбросов возникает при развитии флексур — многие флексуры по простирацию переходят в сбросы (рис. 83). Следовательно, сбросы образуются как при растяжении участков земной коры, так и при вертикальных движениях, не зависящих от растяжения. Как по падению, так и по простирацию трещины сбросы нередко могут переходить во взбросы (рис. 84). При сбросе почти всегда происходит одновременное, малое или большое, горизонтальное смещение по простирацию трещины. Многие сбросы связаны со сдвигами, образуя переходные формы.

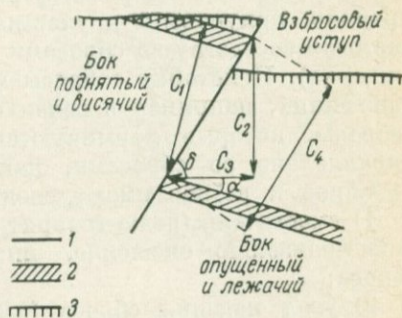


Рис. 85. Взброс и его элементы
1 — сместитель; 2 — маркирующий слой;
3 — поверхность Земли

Взбросом называется разрывное смещение с перемещением масс горных пород в направлении, близком к вертикальному, когда поверхность разрыва наклонена в сторону поднятого блока (рис. 85). Считается, что при взбросе массы горных пород чаще перемещаются вверх по разрыву, но как и у сбросов здесь может быть и обратное относительное движение. Структуры с вертикальной поверхностью перемещения большинство геологов условилось называть вертикальными сбросами. Следовательно, термин «вертикальный взброс» неприемлем. Взброс сопровождается (и обычно вызывается) сокращением (сжатием) данного участка земной коры. При бурении скважин, пересекающих взброс, устанавливается увеличенный разрез с повторением некоторых слоев (см. рис. 80).

В морфологическом отношении взбросам свойственны те же признаки, что и наклонным сбросам (крутое — обычно свыше 60°

падение и малое горизонтальное перемещение, плоская поверхность трещины и прямолинейность в плане, развитие боковых трещин). Крутые взбросы по падению разрыва нередко переходят в сбросы (вертикальные и наклонные), а глубже опять могут восстанавливаться. Это, по-видимому, связано с неодинаковой жесткостью пересекаемых разрывом пород (некое подобие преломления световой или сейсмической волны). Пологие взбросы (с углами $65-60^\circ$) в областях развивающейся или повторной складчатости могут переходить в надвиги и тогда поверхность смещения несколько изгибается и выполаживается. Встречаются также шарнирные взбросы, которые чаще называют шарнирными сбросами (в целом такая структура представляет собой шарнирный сбросо-взброс — см. рис. 82).

Взбросы, как и сбросы, формируются в жестких породах и, как правило, приурочены к участкам, испытывающим боковое сжатие, часто по соседству со сбросами (т. е. по соседству с участками растяжения). Некоторые взбросы могут образоваться при радиальных движениях, например в связи с развитием флексур. Есть и такие взбросы, которые формируются при общем режиме растяжения параллельно со сбросами, например при образовании грабенов.

Сброс и взброс имеют следующие элементы (см. рис. 79, 85):

1) сместитель (реже говорят сбрасыватель) — трещина, по которой произошло смещение, иначе — плоскость или поверхность сброса;

2) угол падения сброса (взброса, надвига, сдвига) — δ , т. е. вертикальный угол, образованный плоскостью сброса (сместителем) и горизонтальной плоскостью;

3) бока, или крылья, — участки пород, разделенные сместителем (трещиной).

Различают поднятый и опущенный бока (блоки) по направлению их взаимного относительного перемещения по сместителю. Кроме того, у взбросов и наклонных сбросов различают еще лежачий и висячий бока (блоки), т. е. находящиеся соответственно под и над сбрасывателем.

Бока (блоки) могут быть плотно прижатыми друг к другу; тогда сброс или взброс называют закрытым; если же между ними остается пространство — открытым.

Амплитуда смещения по сбросу (взбросу) может определяться по-разному. Различают следующие амплитуды (см. рис. 79 и 85):

1) стратиграфическую (C_1), т. е. расстояние между перемещенными точками маркирующего слоя, измеренное по перпендикуляру к одной из его поверхностей (эту амплитуду называют еще истинной высотой смещения);

2) вертикальную (C_2), т. е. расстояние между сопряженными точками на боках сброса, измеренное в вертикальном направлении (у вертикальных сбросов эта амплитуда совпадает со стратиграфической);

3) горизонтальную (C_3), т. е. расстояние между сопряженными точками на боках сброса, спроектированными на горизонтальную пло-

скость (у сбросов эта амплитуда называется зиянием, у взбросов — перекрытием);

4) наклонную (C_4), полную, или амплитуду по сместителю, т. е. перемещение боков сброса, измеренное по плоскости сместителя.

Не следует забывать, что измерения всегда производятся только между сопряженными точками, первоначально непосредственно соприкасавшимися одна с другой; например, между кровлей и кровлей или подошвой маркирующего слоя на боках разрывной структуры.

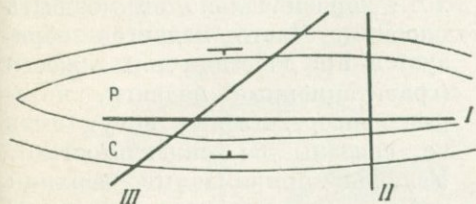


Рис. 86. Разрывные смещения, пересекающие складку (план)

I — продольное, *II* — поперечное, *III* — диагональное

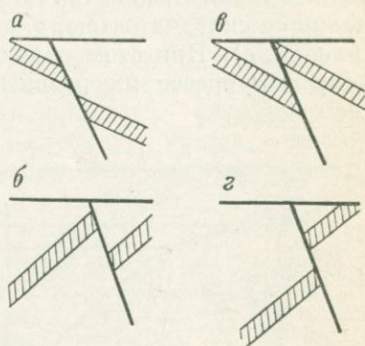


Рис. 87. Сбросы (*a* — согласный, *б* — несогласный); взбросы (*a* — согласный, *г* — несогласный)

Линия разрывного смещения, т. е. пересечение сместителя с поверхностью земли, указывает направление простирания сброса, взброса (или надвига, сдвига).

Сбросы и взбросы (так же, как и надвиги, сдвиги, раздвиги) в зависимости от угла, под которым они пересекают вертикально или наклонно залегающие пласты или оси складок в плане, подразделяются на продольные, поперечные и диагональные, или косые (рис. 86).

Продольные сбросы и взбросы в свою очередь делятся на согласные и несогласные (рис. 87) по отношению направления падения сместителя к направлению падения смещенных по разрыву наклонно залегающих слоев. В согласных сбросах и взбросах поверхность разрыва совпадает с поверхностью напластования или параллельна ей, в несогласных — пересекает ее по линии простирания.

§ 39. Группа надвигов

В группу надвигов входят собственно надвиги и тектонические покровы. Основными (морфологическими и генетическими) объединяющими признаками группы надвигов являются: наклон сместителя в сторону поднятого блока; небольшой угол наклона сместителя (верхний предел которого очень часто условно принимается в 60°) и соответственно более значительное, чем у взбросов, горизонтальное

перемещение, когда перекрытие превышает вертикальную амплитуду; волнистая поверхность перемещения; связь со складкообразованием или с явлениями гравитации; возможно также, что надвиги в основной массе имеют менее глубокое, чем взбросы, заложение в земной коре.

Надвигом следует называть смещение взбросового характера с более пологим (обычно до 60°) сместителем, образующееся одновременно со складчатостью, т. е. в связи с общим сжатием земной коры (рис. 88, а). При этом надвиги происходят либо при разрыве складок, в процессе их развития, либо сами вызывают складчатость

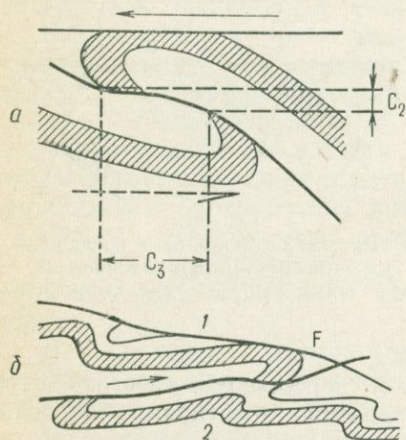


Рис. 88. Надвиг и тектонический покров, или шарьяж, в разрезе. Стрелки указывают направление движения: при образовании собственно надвига (а) и шарьяжа (б), C_2 — вертикальная и C_3 — горизонтальная амплитуда надвига

Элементы шарьяжа: 1 — покров, или аллохтон; 2 — автохтон; F — лоб, или фронт

от взбросов, горизонтальная амплитуда здесь больше вертикальной (см. рис. 88, а).

Надвиги, как правило, образуются при непосредственном действии горизонтальных тектонических движений (боковом сжатии), нередко в сочетании с силой тяжести, в относительно пластичных породах. Поэтому большинство из них формируется в областях развития молодой складчатости (или сформировались, когда она еще была молодой). Активным элементом надвига может быть как надвиговый, так и поднадвиговый бок при относительной неподвижности противоположного бока. В первом случае надвиговое смещение так и называют надвигом (собственно надвигом), во втором — поддвигом. Так как надвиги связаны со складками, то в большин-

и тогда сместитель изгибается, хотя первоначально он мог быть плоским. Часть надвигов образуется при действии силы тяжести (гравитационные надвиги, которые непосредственно могут быть не связаны со складчатостью). Условно принимаемый верхний предел наклона сместителя в 60° (теоретически, по законам механики, он должен был бы составлять 45°) не является главным критерием. В зависимости от характера складчатых деформаций, надвиги бывают и более крутыми, вплоть до обратного падения сместителя (ныряющие надвиги). Еще менее ограничен нижний предел наклона — они могут быть и горизонтальными.

Надвиг имеет те же элементы, что и взброс, только к названиям боков (крыльев) добавляется еще: «надвинутый» или «надвиговый» (висячий) и «поднадвиговый» (лежащий) бока (крылья). В отличие

стве случаев являются продольными структурами, параллельными осями складок. Широко распространены.

Тектонический покров, или шарьяж (франц. — *charriage* — перевозка) — надвиг с большим перекрытием, измеряемым иногда многими километрами, и с очень пологой, обычно волнистой поверхностью перемещения (рис. 88, б). У шарьяжей движется только висячий бок, который на большой площади покрывает более молодые породы неподвижного лежащего. Отсюда произошло русское название надвинутого бока и всей структуры — тектонический покров (иногда говорят «покров»). Употребляются и другие названия элементов шарьяжа: автохтон — лежащий и аллохтон — висячий бока (греч.) «авто» — собственный, «алло» — другой, «хтон» — место); передняя часть структуры называется лбом, или фронтом.



Рис. 89. Чешуйчатые надвиги и шарьяж. Восточные Карпаты. По В. О. Краюшкину и Р. М. Новосилецкому

1 — газ; 2 — нефть; 3 — сместители надвигов; 4 — шарьяж

При уничтожении денудацией отдельных частей покрова внутри аллохтона образуются тектонические окна автохтона; оставшиеся от размыва участки покрова (аллохтона), лежащие на автохтоне, называются экзотическими утесами (клиппенами), или тектоническими останцами.

Шарьяжи имеют амплитуду длиной обычно в 10—20 км, а нередко и больше. Причины и механизм таких протяженных перемещений еще недостаточно ясны, хотя связь большинства из них со складчатостью несомненна. Часть шарьяжей формируется гравитационным путем и тогда первопричиной может оказаться вертикальное поднятие крупных блоков земной коры.

Классической областью развития покровов являются Альпы, где впервые были изучены эти структуры. Они довольно широко распространены и в других складчатых областях, в том числе в Восточных Карпатах (рис. 89), Копет-Даге, на Урале. Раньше считали, что шарьяжи по распространению занимают господствующее положение среди других разрывных структур, теперь, однако, это мнение справедливо оспаривается.

§ 40. Группа сдвигов и группа раздвигов

В группу сдвигов объединяются многочисленные формы разрывных дислокаций с перемещением смежных блоков в горизонтальном направлении. Они широко распространены, формируются в различной тектонической обстановке и могут быть связаны со сбросами, взбросами или с надвигами, образуя переходные формы. Вызваны действием горизонтальной пары сил.

Сдвигом называется разрывное нарушение с перемещением масс горных пород в направлении, близком к горизонтальному, по простиранию сместителя (рис. 90). Сместитель сдвига может быть наклонен под любым углом, кроме горизонтального положения, но чаще встречаются крутопадающие сдвиги. В последнем случае, как сбросы и взбросы, они развиваются по более или менее плоским поверхностям.

В зависимости от угла наклона сместителя сдвиги делят на вертикальные и наклонные. В наклонных или складчатых слоистых породах могут быть продольные, поперечные и диагональные (косые) сдвиги; кроме того, сдвиги могут быть согласные и несогласные (по аналогии со сбросами). По относительному положению боков в плане различают сдвиги: правый — если перемещение крыльев происходит по часовой стрелке, и левый — если перемещение происходит против часовой стрелки. Иными словами, если

стать лицом к переднему блоку, то при перемещении заднего блока вправо, будет правый сдвиг, влево — левый.

Другие элементы у сдвигов в основном те же, что и у смещений с вертикальной составляющей, кроме вертикальной амплитуды — она отсутствует.

Очень часто наблюдаются переходные типы структур — сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги (см. рис. 78) и надвиго-сдвиги, образующиеся при одновременном перемещении боков в вертикальном и горизонтальном направлениях.

К группе раздвигов относятся дислокации, являющиеся промежуточными между разрывами с перемещением и трещинами в старом значении последнего термина. В отличие от всех других разрывов, характеризующихся скольжением боков по сместителю, в раздвигах перемещение происходит перпендикулярно поверхности разрыва.

Раздвигом называют (В. В. Белоусов) смещение, выраженное в раздвигании боков трещины, из-за которого увеличивается полость трещины. Понятие «раздвиг» в значительной мере условное, так как количественный критерий (ширина отхода) для разграничения раз-

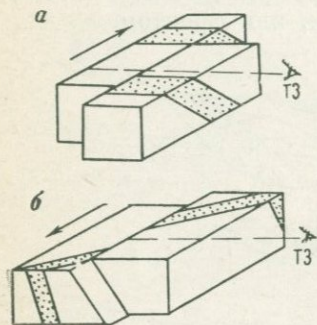


Рис. 90. Сдвиги:

а — вертикальный поперечный правый; б — наклонный диагональный левый. ТЗ — точка зрения, при определении знака сдвига по заднему блоку

двигов и трещинных структур не установлен. Нижний предел амплитуды для отнесения структуры к раздвигам условно может быть принят равным 10 см.

Амплитуда раздвиг — его зияние — обычно составляет несколько метров, но иногда достигает нескольких десятков и даже сотен метров. Полости раздвигов почти всегда заполнены минеральным веществом (чаще всего магмой, а иногда обломочной горной породой), т. е. превратились в жилы и в дайки. Открытые (полые) трещины встречаются в раздвиге, имеющих преимущественно небольшое зияние, или в наиболее молодых раздвиге, например, образовавшихся на поверхности земли при сильных землетрясениях. Часть раздвигов образуется

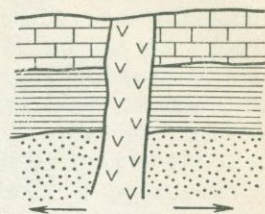


Рис. 91. Раздвиг, вмещающий дайку. Стрелками показано направление движения боков раздвиге

в связи со сбросами. Раздвиги иногда называют разрывами, вмещающими дайки (рис. 91).

§ 41. Системы (комплексы) разрывных нарушений

Разрывные нарушения часто группируются в комплексы, среди которых особенно широко распространены ступенчатые сбросы и взбросы, грабены, горсты, ступенчатые горсты и грабены, комбинации горстов и грабенов (клавиатура блоков, по Белоусову) и чешуйчатые надвиги. Они могут иметь различные линейные размеры, но чаще это крупные структуры, определяющие современный облик древних складчатых гор, жесткие остатки которых взламывались и перемещались последующими тектоническими движениями. Так образовались современные глыбовые, а в комбинации со складчатостью — складчато-глыбовые горы.

Некоторые типы этих комплексов (в частности, грабены и системы грабенов) характеризуют собой крупные зоны разломов земной коры.

Ступенчатые сбросы и взбросы (или лестница сбросов и взбросов) — системы параллельных или почти параллельных сбросов и взбросов, по которым произошли перемещения в одних и тех же направлениях (рис. 92, а).

Грабен — участок земной коры, ограниченный с двух или нескольких сторон сбросами (или, реже, взбросами) и опущенный по ним относительно смежных участков (рис. 92, б и 93, а). В результате денудации сбросовых уступов грабена в центральных его частях оказываются более молодые породы, чем по краям. Нередко грабены бывают ограничены с каждой стороны не одним разрывом, а несколькими ступенчатыми разрывами. Такие грабены называют ступенчатыми. Наиболее известные примеры крупных грабенов: впадина озера Байкал, Рейнский грабен (типичный ступенчатый грабен), грабены Восточной Африки и лежащие на их продолжении к северу грабены Красного и Мертвого морей.

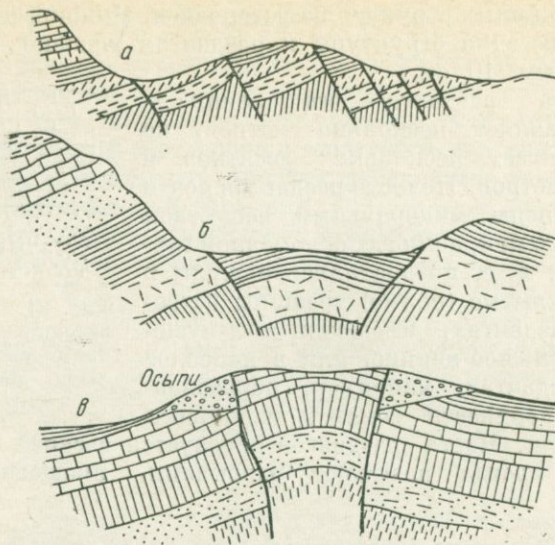


Рис. 92. Системы разрывных нарушений.
По Н. И. Буялову

a — ступенчатые сбросы; *б* — грабен; *в* — горст

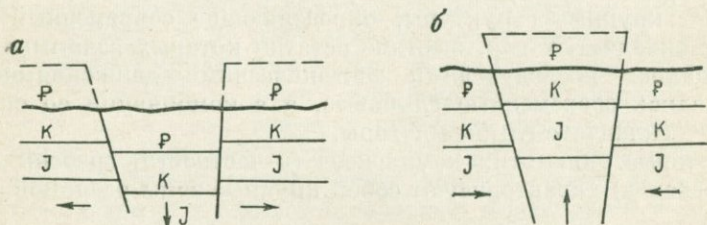


Рис. 93. Грабен (*a*) и горст (*б*)

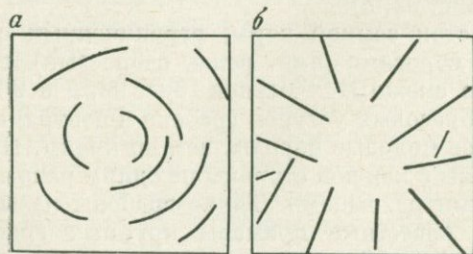


Рис. 94. Кольцевые (*a*) и радиальные (*б*)
сбросы (в плане)

Горст — участок земной коры, поднятый относительно смежных участков (рис. 92, а и 93, б). При денудации горста в центральных его частях вскрываются более древние породы. Наиболее типичными представителями крупных горстов являются горы Средней Европы (Шварцвальд, Вогезы, Баварский лес, Богемский лес и др.). Широко распространены горсты и относительно небольших размеров. Подобно грабенам, горсты могут быть простыми и ступенчатыми.

Чешуйчатые надвиги — системы параллельных или почти параллельных надвигов, перемещавшихся в одном направлении (см. рис. 89). Распространены в складчатых областях и развиваются вместе со складчатостью по поверхностям скалывания при пластических деформациях пород. Известны в Восточных Карпатах, на южном склоне Большого Кавказа и в других местах.

У большинства перечисленных здесь групповых сбросов линии разрывов в плане приблизительно параллельны; кроме таких параллельных сбросов, встречаются радиальные, сферические (кольцевые), разветвляющиеся и др. (рис. 94).

§ 42. Полевые признаки разрывных нарушений

Для установления разрывных нарушений в полевой обстановке существует ряд признаков, обнаруживающихся как прямыми наблюдениями, так и косвенными методами.

При прямых наблюдениях можно проследить: смещение, повторение (рис. 95) или исчезновение (рис. 96) некоторых слоев (например, маркирующего) вдоль сместителя, иногда различие в элементах залегания слоев (см. рис. 81 и 97) как в плане (по ходу маршрута), так и в разрезе (в обнажении); сбросовую трещину со смещенными слоями и заключенными в ней брекчией трения или несцементированными обломками; зону дробления и милонит (перетертую, но спрессованную и сланцеватую роговикоподобную породу) по трещине; зеркало скольжения (сглаженную плоскость смещения), нередко со штрихами (рис. 98), указывающими на направление перемещения; загибы слоев и мелкие сопутствующие сбросы, также указывающими на относительное перемещение блоков (рис. 99).

К косвенным признакам относятся: выраженность разрывных смещений в рельефе (наличие обрывистых сбросово-взбросовых уступов, прямолинейных долин-грабенов и т. п.); линейное расположение выходов подземных вод; выпадение или повторение маркирующих пластов при вертикальном бурении и некоторые другие.

Косвенно разрывные нарушения, кроме того, хорошо выявляются геофизическими методами, среди которых на первый план выдвигается магниторазведка (в том числе аэромагнитная съемка). Применение магниторазведки в данном случае основывается на приуроченности магнитных (железистых) минералов к разломам и зонам дробления в результате гидротермальной деятельности и циркуляции подземных вод. По повышенной магнитности пород хорошо выявляется контакт между двумя перемещенными блоками.

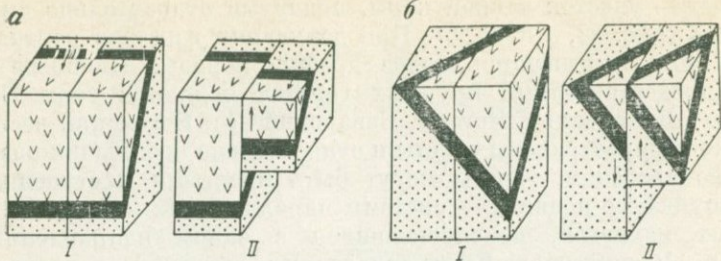


Рис. 95. Перемещение слоев при поперечном сбросе (а) и повторение их при диагональном сбросе (б). По В. А. Апродову
 I — исходное положение; II — положение слоев после сбросов и денудации выступающей части поднятых боков

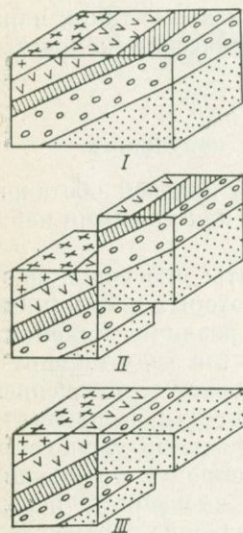


Рис. 96. Исчезновение маркирующего слоя (штриховка) при продольном сбросе.
 По В. А. Апродову

I — до сброса; II — после сброса; III — после денудации выступающей части поднятого бока

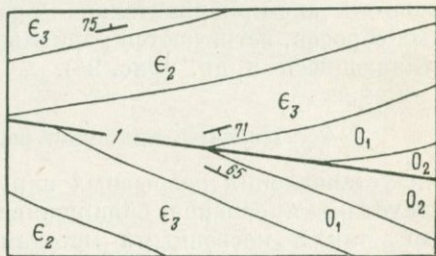


Рис. 97. Изображение шарнирного сброса на геологической карте (I — линия сброса)

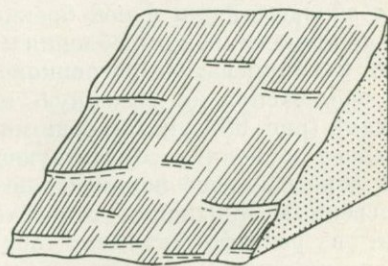


Рис. 98. Зеркало скольжения с бороздами. По А. Е. Михайлову

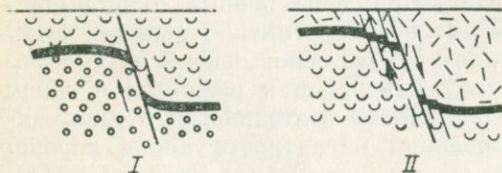


Рис. 99. Определение относительного перемещения боков сброса в разрезе. Загибы слоев (I) и сопутствующие сбросы (II).
 По А. Е. Михайлову

Почти всегда положительные результаты дает электроразведка, выявляющая зоны минерализации и увлажнения пород по разрывам. Этими же особенностями определяется применение эманационной съемки, которая фиксирует по трещинам более высокие концентрации эманаций радиоактивных элементов.

Успешно применяется и гравирозведка, основанная в первую очередь на разности плотностей пород в перемещенных и затем денудированных блоках по линии сброса, а также сейсморазведка (метод преломленных волн).

§ 43. Изображение разрывных нарушений на геологических картах и определение элементов разрыва

Разрывные нарушения можно изобразить на обычной геологической и структурной картах.

На обычной геологической карте разрывное смещение изображается жирной черной линией (см. приложение 4) — линией тектонического нарушения (разрывного). На карте ее получают путем проектирования линии тектонического нарушения на местности на горизонтальную плоскость.

При вертикальном положении плоскости сместителя линия сброса (или сдвига) на карте изобразится прямой, положение которой не зависит от характера рельефа, а определяется простиранием сместителя. Если же поверхность сместителя не плоская, даже при ее вертикальном положении, линия разрывного смещения может изгибаться.

При наклонном положении сместителя линия сброса (взброса, надвига) будет прямой лишь при горизонтальной поверхности Земли, а при расчлененном рельефе она изобразится извилистой кривой, отклоняющейся на участках понижения в сторону падения плоскости смещения (рис. 100).

Таким образом, распознавание направления падения разрывных смещений на карте подчинено тем же правилам, которые применяются при определении падения наклонных пластов (см. § 27).

На геологической карте, как и на местности (см. § 42), сброс может быть обнаружен: 1) по перемещению пласта вдоль линии сброса; 2) по повторению выхода пласта (см. рис. 95); 3) по исчезновению выхода пласта (см. рис. 96); 4) по изменению простирания пород в выходах вдоль линии шарнирного сброса (см. рис. 81).

Направление и угол падения сместителя наклонных разрывных нарушений на карте нередко обозначают черным штрихом и цифрой. Если условного штрихового знака не имеется, то направление и угол падения сместителя по карте устанавливают приблизительно, в соответствии с рельефом, по аналогии с определением элементов залегания пласта в наклонных и складчатых структурах (см. § 27, § 34 и рис. 43).

При определении на карте относительного положения боков сброса, взброса или надвига в первую очередь сопоставляют возраст

пород на смежных боках. Благодаря денудации, которая срезаает выступающую часть поднятого крыла, на поднятом крыле обнажаются более древние породы, чем на опущенном (см. рис. 93 и 100) (разумеется, при нормальном, а не опрокинутом залегании слоев). Другой способ определения (предложенный С. А. Музылевым) по так называемому «правилу пяти П», согласно которому поднятый пласт перемещается по падению. Действительно, как видно на рис. 95 и 101, при денудации поднятого крыла (бока) на его поверхности маркирующий пласт будет обнажаться в стороне от своего продолжения на опущенном крыле. Создается впечатление, что пласт сдвинут по линии разрыва в направлении своего

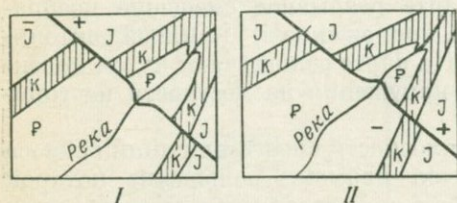


Рис. 100. Определение типа разрывного смещения по направлению изгиба линии разрыва в понижениях рельефа и по относительному возрасту пород на боках. Штрих — направление наклон а сместителя; (+) — поднятый, (-) — опущенный бока у сброса (I) и взброса (II)

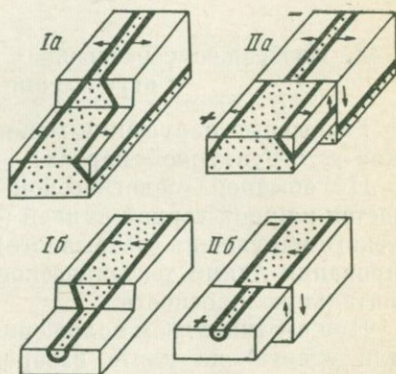


Рис. 101. Блок-диаграммы, объясняющие различия между поднятыми и опущенными боками разрывных смещений. При мысленном продолжении стратиграфических контактов на поднятых и денудированных боках (плосы) вертикальных сбросов, пересекающих антиклинальную (Ia, IIa) и синклинальную (Ib, IIb) складки слои перемещаются в сторону своего падения и ширина ядер при этом меняется. По В. Н. Веберу

падения, хотя перемещение блоков происходило в вертикальной, а не в горизонтальной плоскости.

Высота смещения (вертикальная амплитуда) в общем случае (при условии сохранения постоянства простирания пород на смежных блоках) определяется по разности высотных отметок пласта на линии его простирания, продолженной с одного бока на другой (рис. 102, a) или по заложению пласта. В последнем случае, пользуясь масштабом заложения, определяют высотную отметку разорванного пласта на смежном боку так, как если бы смещения по разрыву не было (см. § 26). По разности отметок в точке пересечения вспомогательной линии падения и выхода пласта на соседнем блоке находят вертикальную амплитуду. На рисунке пунктирная линия — линия простирания пласта. Но на западном (левом) крыле она пересекает горизонталь 900 м, а на восточном (правом) — 800 м; значит, высота вертикального смещения составляет $900 \text{ м} - 800 \text{ м} = 100 \text{ м}$.

Конечно, очень редко бывает так, чтобы линия простирания пласта на поднятом крыле (напомним, что ее получают, соединяя точки пересечения границы пласта с какой-нибудь горизонталью) при продолжении на опущенное крыло точно совпала здесь с одной из линий простирания того же пласта. Чаще она может оказаться между этими линиями (рис. 102, б). Тогда простой интерполяцией определяют отметку этой линии. Например, линия простирания 900 м при продолжении ее на опущенный бок окажется между линиями простирания 800 и 700 м. Проинтерполировав, устанавливаем, что ее отметка на опущенном боку составляет 750 м, значит высота смещения $900 - 750 = 150$ м.

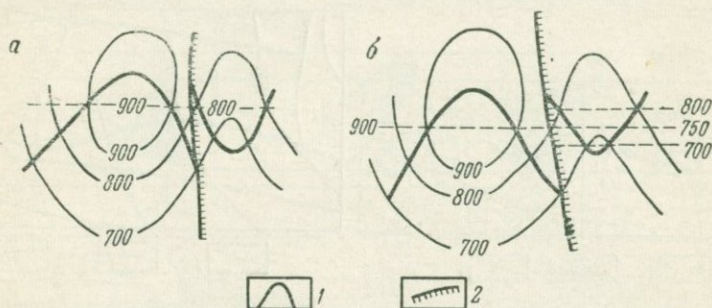


Рис. 102. Определение вертикальной амплитуды сброса по линиям простирания пласта. По А. Е. Михайлову, с изменениями

1 — пласт; 2 — линия сброса, а и б — объяснение в тексте

В более сложных случаях пользуются методом ортогональных разрезов, заключающимся в построении трех проекций разрывного смещения (одной горизонтальной и двух вертикальных).

Тип разрывного нарушения на карте определяется следующими способами.

1. Сдвиг от сброса, взброса или надвига отличают по расстоянию между соответствующими точками в перемещенных блоках. При сдвиге это расстояние (например, ширина ядра разорванной складки) на обоих боках будет одинаковым, тогда как у всех других разрывных структур оно будет разным (рис. 103).

2. Различие между сбросом, с одной стороны, и взбросом и надвигом, с другой, устанавливается по направлению наклона сместителя по отношению к поднятому (или опущенному) боку. Если сместитель наклонен в сторону опущенного бока, значит разрывное смещение представляет собой сброс, если в сторону поднятого — взброс или надвиг (см. рис. 100).

Различие между взбросом и надвигом устанавливают по величине извилины, образуемой линией тектонического нарушения при пересечении ею понижений рельефа (рек) и по соотношению простирания линии смещения с осями складок. При надвиге его линия в понижениях рельефа образует большую извилину, а сама линия

всегда ориентирована почти параллельно осям складок (продольная структура). При взбросах эта линия относительно мало изгибается и может простирается в любом направлении по отношению к осям складок (рис. 104, см. рис. 100).

4. Раздвиги, как правило, заполнены магмой и образуют непрерывные или прерывающиеся дайки, которые и указывают на протирание раздвига. Иногда тут же проходит линия разрывного нарушения.

Таким образом, чтобы определить тип разрывного смещения нужно установить: 1) не сдвиг ли это, 2) какой из двух боков поднятый (по возрасту), 3) к какому боку падает сместитель (по рельефу),

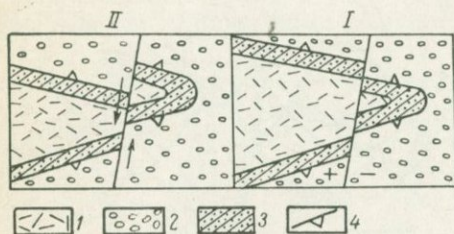


Рис. 103. Сброс (I) и сдвиг (II) в плане.
По А. Е. Михайлову

1 — древняя порода; 2 — более молодая порода; 3 — маркирующий пласт; 4 — направление падения крыльев складки

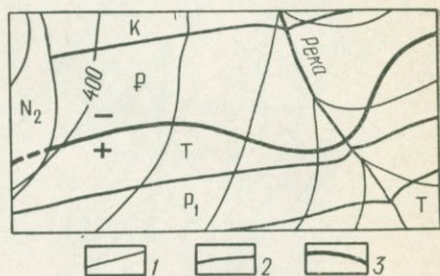


Рис. 104. Изображение надвига на геологической карте

1 — горизонтали; 2 — границы слоев; 3 — линия надвига (плюс — поднятый бок, минус — опущенный)

4) величину изгиба линии разрыва при пересечении ею рек и 5) положение разрыва в плане (продольный, поперечный или диагональный разрывы).

Возраст разрывного нарушения в общем случае, т. е., если оно постседиментационное, определяют в соответствии с возрастом пересекаемых и покрывающих разрыв пород (см. рис. 104). Здесь, как и при анализе несогласий, руководствуются правилом: то, что пересекает, моложе того, что пересекается. Когда разрыв прослеживается только в какой-то одной части складки (скажем, наиболее ее древней например в своде антиклинали), нужно иметь в виду, что он рвет складку в целом, ибо произошел после того, как эта складка сформировалась. Значит, такой разрыв моложе самого молодого слоя, слагающего складку или входящего в свиту наклонно залегающих слоев (если складка на карте непосредственно не обнаруживается). Верхний возрастной предел обычно соответствует возрасту угловых несогласий, когда линия разрыва уходит под линию углового несогласия. В нашем примере возраст надвига определяем по самому молодому из разорванных слоев — палеогену и по слою, лежащему выше поверхности углового несогласия, здесь — верхнему неогену. Значит, надвиг моложе палеогена (или имеет такой же возраст) и древнее позднего неогена. Что касается конседиментационных

разрывных смещений, то задача определения их возраста очень усложняется.

При построении разреза по обычной геологической карте с разрывными смещениями руководствуются теми же общими правилами, что и построение складок и наклонных слоев. Но здесь нужно учитывать направление и угол падения сместителя. Если на карте штрих и угол не показаны, то нужно это сделать, применив соответствующие (рассмотренные выше) методы. Высота смещения определится при построении или же ее предварительно устанавливают по карте (обычно приближенно).

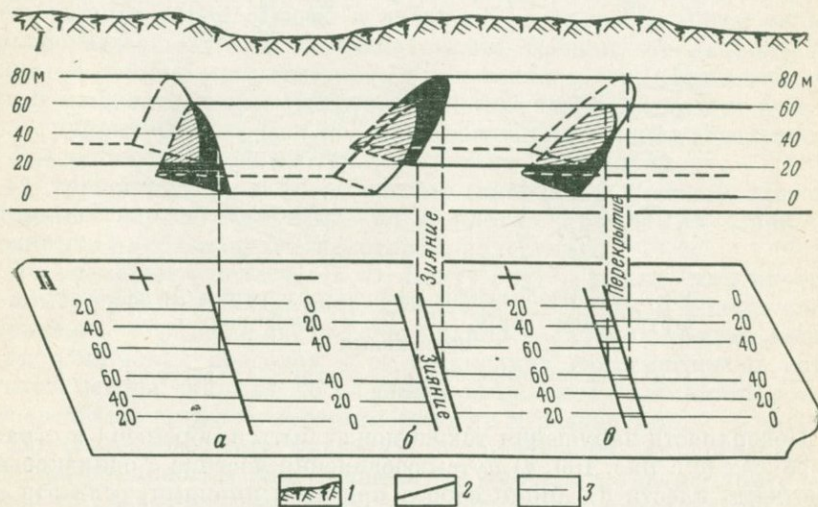


Рис. 105. Блок-диаграмма (I) и структурная карта (II) разорванной антиклинальной складки со смещенными блоками

а — вертикальный сброс, *б* — нормальный сброс, *в* — взброс; минус — грабен; плюс — горст

1 — поверхность Земли; 2 — линии разрывных смещений; 3 — стратоизогипсы

На структурной карте разрывные нарушения принято изображать черными линиями: одной прямой (при вертикальном сбросе) или двумя параллельными прямыми или кривыми (при нормальном сбросе, взбросе или надвиге), к которым с обеих сторон подходят стратоизогипсы с разными отметками (рис. 105). При изображении наклонных структур одна из этих линий представляет собой след от пересечения опущенной части маркирующего слоя с плоскостью сброса, а другая является следом поднятой части слоя с этой же плоскостью. У нормальных сбросов между указанными линиями не имеется стратоизогипс, так что получается узкая белая полоса, ширина которой показывает горизонтальную амплитуду (зияние) сброса (рис. 105, *б* и 106, 1, 3). У взбросов и надвигов обе системы стратоизогипс пересекают пространство между линиями, обозначая собой перекрытие и образуя заштрихованную полосу (см.

рис. 105, в и 106, 2) при пересечении разрывом складок, если стратозогипсы искривлены в ту же сторону, что и линии сброса, сместитель будет наклонен в сторону, противоположную падению пласта, при обратном соотношении — по падению пласта.

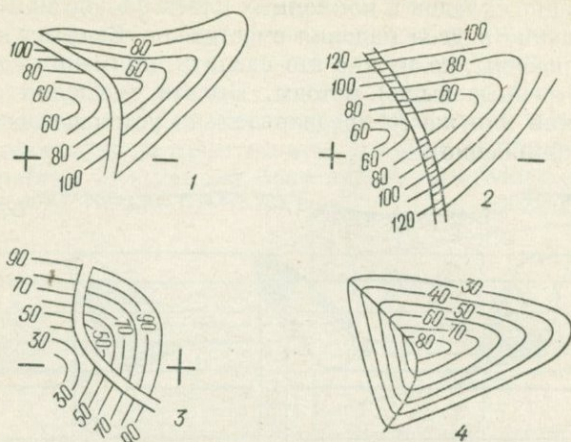


Рис. 106. Изображение разрывных нарушений на структурной карте. По И. В. Высоцкому с дополнениями

1 и 3 — нормальные сбросы; 2 — взброс; 4 — проекция сместителя

Поверхность нарушения также может быть изображена в стратозогипсах (см. рис. 106, 4) путем соединения изогипс с одинаковыми отметками пласта на линии сброса прямыми линиями, если эта поверхность плоская, или изогнутыми линиями, если сама поверхность разрыва искривленная.

Глава XI

ТРЕЩИНЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

§ 44. Общая характеристика и классификация трещин

Трещинами называются разрывы в горных породах без перемещения или с очень незначительным перемещением расчлененных блоков. Подобно наклонно залегающим слоям и разрывам со смещением, трещины характеризуются элементами залегания — простиранием, падением и углом падения.

Совокупность трещин, группирующихся на том или ином участке земной коры, называется трещиноватостью.

Трещиноватость пород — явление чрезвычайно широко распространенное в природе: нет такого участка земной коры, который в той или иной степени не был бы разбит трещинами.

Трещины образуются в результате эндогенных и экзогенных процессов. Образованию трещин способствует делимость горных пород, т. е. способность их легко раскалываться по определенным направлениям. Поверхности делимости не выражены видимыми или микроскопическими трещинами и совпадают с направлением преимущественной ориентировки минералов в магматических и метаморфических породах и со слоистостью в осадочных породах. Однако далеко не всегда делимость определяет собой направление трещиноватости.

Группируясь в системы, часто строго ориентированные в пространстве, трещины рассекают породы на блоки, т. е. создают отдельность горных пород. Форма и величина отдельности могут сильно варьировать и зависят от числа систем трещин, от направления трещин в системе (или системах) и залегания слоев, от частоты трещин и мощности слоев. Наиболее обычный тип отдельности во всех трех группах горных пород — параллелепипедальная отдельность.

Трещины различаются по следующим признакам.

По степени раскрытия — скрытые (невидимые простым глазом), закрытые (хорошо заметные, но с плотно прижатыми стенками) и открытые (обладающие некоторой полостью).

По размерам (согласно В. В. Белоусову) — малые, или внутрислойные, трещины, когда они не выходят за пределы одного слоя, и большие — секущие свиту слоев; длина и глубина трещин колеблется в широких пределах — от нескольких сантиметров до сотен и тысяч метров; ширина же их теперь выражается единицами сантиметров (более широкие трещины относят к раздвигам).

По геометрическому признаку (по отношению к пересекаемым трещинами слоистым или сланцеватым породам), так же как у разрывов со смещением (см. § 38), они могут быть продольными поперечными и диагональными (косыми) и пересекать породы под различными вертикальными углами; кроме того, рассматриваются еще согласные трещины, поверхности которых параллельны плоскостям слоистости или сланцеватости.

По форме — прямые и изогнутые трещины с гладкими неровными или зазубренными краями.

По характеру действия сил, приведших к возникновению трещин, они делятся на трещины отрыва и скалывания (см. § 12; см. рис. 16; рис. 107); первые нередко могут образовывать систему мелких оперяющихся или боковых трещин, примыкающих с обеих сторон под некоторым (чаще близким к 45°) углом к большой трещине скалывания.

По происхождению для трещин разработано несколько классификаций. Согласно классификации А. Е. Михайлова трещины подразделяются на две большие группы — нетектонические и тектонические.

Нетектонические трещины, образовавшиеся вне связи с тектоническими движениями в земной коре, разделяются на первичные и вторичные трещины.

Первичные трещины (в большинстве случаев их называют еще трещинами отдельности) образуются при формировании магматических и осадочных пород. В магматических породах в результате действия сил сжатия — растяжения при застывании и охлаждении интрузивных тел или лав возникают первично-магматические трещины (см. также § 51), рассекающие породы на отдельности нередко правильной геометрической формы (например, столбчатая отдельность базальтов). Первично-магматические трещины могут иметь

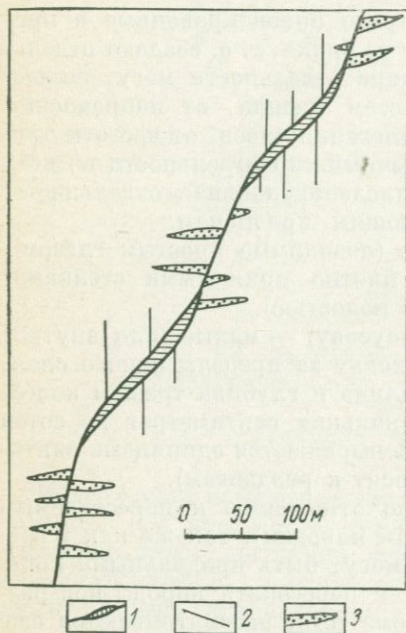


Рис. 107. Ориентировка оперяющих трещин в плане

1 — главная трещина; 2 — оперяющие трещины скола; 3 — оперяющие трещины растяжения. Штриховка и точки — минерализация и оруденение

большую притяженность. В осадочных породах, в процессе преобразования их из осадка (при усыхании, уплотнении, изменении объема и температуры в результате физико-химических превращений), развиваются разновидности диагенетических трещин: трещины усыхания, первичной отдельности и др.; диагенетические трещины невелики по размерам и обычно не выходят за пределы отдельных слоев или пакки слоев.

Вторичные нетектонические трещины бывают разных типов.

Трещины выветривания — образуются при физическом выветривании горных пород, т. е. в результате неравномерного расширения и сжатия слагающих породу минералов (разные коэффициенты линейного расширения) при колебаниях внешней температуры (главным образом суточных) и механического давления замерзающей в микротрещинах воды. Они развиваются в верхней зоне земной коры — зоне выветривания — и рассекают породу на

глыбы и мелкие угловатые обломки (щебень, дресву), форма и величина которых зависят (помимо продолжительности и интенсивности выветривания) от состава, текстуры и структуры пород, а также от строения и ориентировки поверхности обнажения.

Трещины оползней, обвалов и провалов, т. е. нетектонических дислокаций (см. § 48), образуются при оседании или скольжении масс горных пород в телах оползней или по кромкам (бортам) обвалов и провалов. Большинство трещин ориентировано параллельно контурам целиков, от которых отрываются блоки пород; часть — поперек или под углом к направлению движения. Размеры таких трещин в общем небольшие. Они наблюдаются в структурных фор-

мах современного рельефа и редко сохраняются в разрезах коренных пород.

Трещины расширения пород при разгрузке проявляются в случае нарушения равновесия гравитационной нагрузки (груз вышезалегающих пород) в выемках рельефа; так, например, вдоль склонов рек, оврагов породы испытывают одностороннее давление, в результате чего происходит растрескивание и образуются так называемые трещины бортового отхода (отпора) и отслаивания (или так называемые явления «отседания склонов»).

Трещины оползней, обвалов, провалов и расширения пород при разгрузке часто объединяются под общим названием гравитационных трещин.

Тектонические трещины возникают в результате тектонических движений в земной коре. Это глубокие, имеющие большую протяженность трещины, которые секут целую серию напластований или массивы магматических пород, с которыми более часто связано оруденение (см. рис. 107).

Трещины отрыва, как правило, являются открытыми, имеют неровную поверхность, лишены каких-либо следов смещений и чаще всего быстро выклиниваются по простиранию и падению. Они образуются в различных тектонических условиях при растяжении пород и очень широко распространены. Они могут быть региональными, связанными с крупными разломами, и местными, образующимися в сводовых частях и в других местах резких перегибов складок, или на участках, нарушенных сбросами. Региональные трещины обычно бывают вертикальные или крутопадающие и имеют значительную протяженность (в десятки и сотни метров).

Трещины скалывания в общем характеризуются сжатостью (закрытостью), гладкой поверхностью, большой протяженностью, прямолинейностью. Вдоль трещин скалывания происходят ничтожные смещения смежных блоков. Трещины скалывания развиваются в различной тектонической обстановке в связи со сбросами и сдвигами, как сопутствующие сместителю боковые трещины. Приурочены они преимущественно к геосинклинальным областям и возникают, в частности, при повторном сжатии складчатых пород, в поверхностных зонах пластичности. Такие трещины бывают расположены под острым углом по отношению к общему направлению сжатия.

§ 45. Кливаж

Кливаж (франц. — *clivage* — раскалывание, расщепление) густая сеть параллельных поверхностей с ослабленными в результате пластической деформации связями между частицами горной породы (без нарушения сплошности материала), по которым в дальнейшем порода может раскалываться на очень тонкие (доли миллиметра, миллиметры, сантиметры) пластинки.

Грубо говоря, кливаж можно представить как частую параллельную сеть ослабленных зон породы (обычно прослеживающихся

визуально) или как зародышевые трещины, которые еще не проявились, но могут проявиться, если штуф свежей породы подвергнуть предварительной механической обработке (бить молотком). В выветрелых породах трещинки кливажа проявляются сами по себе. Кливаж хорошо прослеживается во многих породах, испытавших сжатие

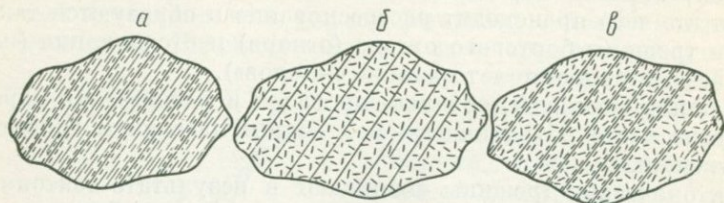


Рис. 108. Главные типы кливажа. По Г. Д. Ажгирею
 а — кливаж течения; б — кливаж разлома; в — кливаж скальвания

(при складчатости) или общий раскол (в приконтактных зонах разрывных смещений), в частности в каменном угле, антраците. По поверхности кливажа, благодаря направленному механическому воздействию, происходит сдвигание частиц породы без разрыва, т. е. пластическим путем. Как и у трещин, направление этих поверхностей в одних случаях может совпадать с направлением делимости породы (т. е. с первичной вытянутостью минералов в одном направлении), в других — нет.

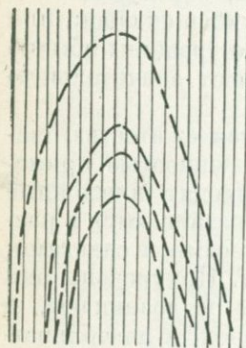


Рис. 109. Кливаж (сплошные линии), параллельный осевой поверхности складки. По В. В. Белоусову

Большинство исследователей связывает кливаж только со складчатостью, подразделяя его на несколько типов. При этом одни авторы различают: кливаж течения (при течении всей массы вещества в твердом состоянии; совпадает с делимостью), кливаж разлома (при скальвании твердых частиц, примыкающих к локальным поверхностям; менее интенсивен) и кливаж скальвания, представляющий промежуточный тип (рис. 108). Другие исследователи понимают кливаж как начальную стадию метаморфизма; кливаж обнаруживается главным образом в глинистых породах, в процессе кливирования превращающихся в глинистые сланцы и филлиты. В мощных толщах глинистых сланцев развивается кливаж, параллельный осевой плоскости складки (рис. 109) (в случае изоклинальных складок идет параллельно слоистости). В переслаивающихся породах с различной степенью пластичности в мягких слоях возникает веерообразный (прямой и обратный) кливаж — сходящийся или расходящийся в направлении к замкам складок. По кливажу можно установить, залегает ли складка нормально или она перевернута.

§ 40. Методы полевого изучения и графическое изображение трещин

Полевые наблюдения над трещиноватостью заключаются в определении элементов залегания, в регистрации частоты и установлении характера (типа) трещин и степени их оруденения. Главным условием работы является массовость замеров и определений. Даже на небольшом участке, например в карьере, необходимо производить сотни замеров, регистрируя буквально каждую трещину. Замеры элементов залегания трещин и их статистическая обработка бывают необходимы как для расшифровки тектонической структуры осадочной толщи или магматического тела, так и для решения ряда практических вопросов, таких, например, как выявление преобладающих направлений рудных тел, приуроченных к определенным системам трещин, выбор рациональной системы разработки полезных ископаемых, рассеченных трещинами разных направлений (например, гранита, известняка и др.), изучение инженерно-геологических свойств пород или их коллекторских свойств как местилец нефти и газа и т. д.

Методика работы над собранным обширным материалом заключается прежде всего в его статистической обработке, т. е. в составлении диаграмм трещин. Существует несколько типов таких диаграмм; простейшим из них является диаграмма — «роза трещин» (рис. 110). Она строится следующим образом.

Вычерчивают круг или полукруг произвольного радиуса, который градуируют как лимб обычного компаса, только интервалы берут через 10° (иногда через 5°) и через середины интервалов проводят радиусы. На круг наносят усредненные данные о падении или о простирании трещин, для чего общее число трещин принимают за 100% и вычисляют процентное содержание трещин с близкими азимутами падения (или простирания) для каждого выбранного интервала круга. В принятом масштабе на соответствующих радиусах круга, начиная от центра, откладывают отрезки, пропорциональные проценту трещин данного направления. Соединив концы этих отрезков, получают «розу трещин», внутри «розы» заштриховывается. Аналогично строится «роза — диаграмма» для углов падения трещин, но при этом используется лишь четвертая часть круга.

Описанный способ изображения трещин очень нагляден, но имеет весьма существенный недостаток, состоящий в том, что не дает возможности показать одновременно азимут и угол падения трещин на одной диаграмме. Для устранения этого недостатка прибегают

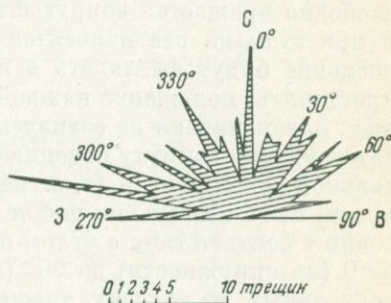


Рис. 110. Диаграмма-роза простирания трещин

к более сложным способам графического построения, в частности строят круговую диаграмму трещиноватости в изолиниях.

Круговые диаграммы отражают все нужные элементы для изображения трещиноватости: азимут и угол падения трещин и число замеров (рис. 111). Из нескольких видов круговых диаграмм наиболее удобной является диаграмма, основанная на использовании равноплощадной сетки Вальтер-Шмидта, представляющей собой проекцию Ламберта верхней полусферы на экваториальную плоскость. На такую градуированную сетку в виде круга диаметром 200 мм (наклеенную на картон или фанеру) накальвается восковка (калька) с прочерченной на ней окружностью того же диаметра; на окружности ставят штрих, обозначающий нуль или север (начало отсчета). Восковка свободно вращается вокруг штифта в центре сетки (нижнего круга) и при этом на нее наносятся данные замеров трещин, которые на восковке будут выглядеть в виде точек. Для того чтобы найти (и проставить) положение каждой точки — трещины, восковку, во-первых, поворачивают до совпадения ее нулевого штриха (севера) с соответствующим азимуту падения трещины делением на внешней, азимутальной шкале сетки (т. е. на градуировке, нанесенной по окружности) и, во-вторых, по шкале радиуса сетки определяют положение точки в соответствии с углом падения трещины. Радиус градуирован от 0 (на окружности) до 90° (в центре), следовательно, точки горизонтальных и пологих трещин расположатся вблизи окружности, вертикальных и крутых — в центре, а наклонных — в промежутке между окружностью и центром.

Построив, таким образом, на восковке точечную диаграмму для всей суммы замеров, затем ее обрабатывают с целью проведения изолиний плотности трещин. Восковку накладывают на транспарант, разграфленный через 1 мм в виде квадратов, на котором прочерчена окружность того же диаметра (200 мм). Совместив диаграмму — восковку и транспарант, подсчитывают количество точек в различных участках площади круговой диаграммы (восковки), пользуясь для этого шаблоном — прямоугольником из целлулоида или ватмана с вырезанным в нем кружком диаметром 20 мм (что соответствует 0,01 площади диаграммы). Шаблон с кружком передвигают последовательно по горизонтальным рядам узлов (точек пересечения линий) так, чтобы каждый узел попадал в центр кружка (тогда на окружность шаблона лягут четыре ближайших узла транспаранта) и в центре записывают цифру числа точек, попавших в кружок. Некоторые точки-трещины при передвижении шаблона повторяются по два-три раза, но все равно их нужно считать и включать в сумму точек, записываемую в смежных узлах. При этом точки, попавшие на линию окружности шаблона (малого кружка), нужно считать две за одну.

Для подсчета точек-трещин, лежащих на окружности транспаранта (большого круга) или вблизи нее, применяется особый периферический шаблон — линейка с двумя такими же кружками на концах (расстояние между центрами которых равно 200 мм) и про-

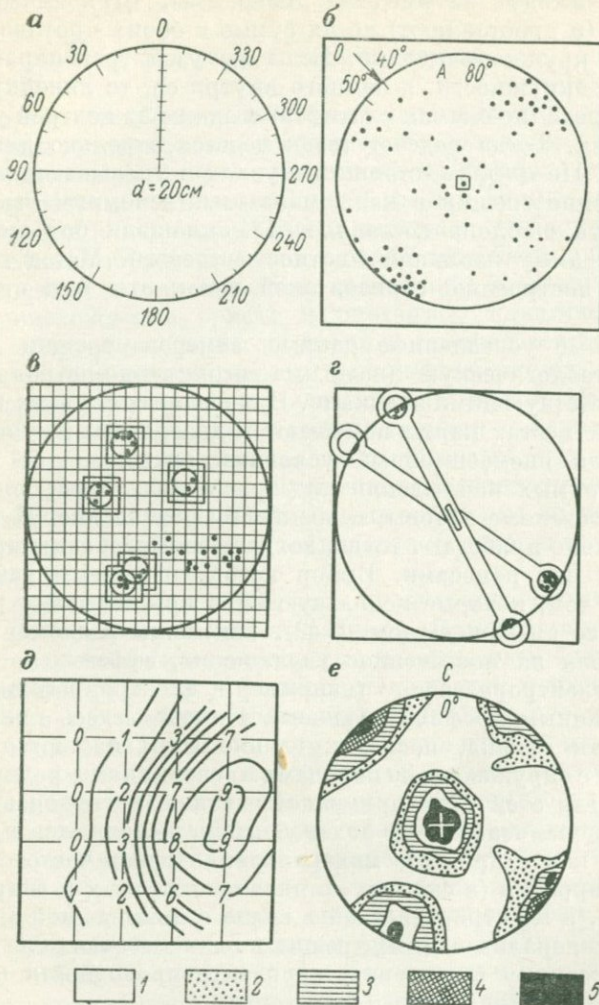


Рис. 111. Порядок построения круговой диаграммы трещин

a — сетка Вальтер-Шмидта для нанесения замеров элементов залегания трещин; *б* — точечная диаграмма трещин, нанесенная на воскровку (точка *A* при данном положении воскровки соответствует азимуту падения трещины СВ 42° и углу падения 80°); *в* — транспарант и шаблон для подсчета густоты точек внутри круга; *г* — линейка для подсчета точек по периферии круга; *д* — разъяснение способа проведения изолиний по числовым данным, проставленным в узлах квадратной сетки (показана часть транспаранта); *е* — пример круговой диаграммы, составленной по 152 замерам (Бражинская каменоломня на Волыни). Количество, частота трещин, в %: 1 — до 2; 2 — от 2 до 4; 3 — от 4 до 6; 4 — от 6 до 8; 5 — свыше 8

резью посредине для движения по штифту. Его ставят на центр (на штифт) диаграммы, но так как тогда кружки на концах линейки наполовину выйдут за пределы диаграммы, то количество точек определяют (и проставляют) по их сумме в обоих противоположных половинках кружков линейки. Если же узел транспаранта лежит не на самой окружности, а немного внутри ее, то линейку передвигают по прорези (не снимая с штифта) и одним из центров устанавливают на узел. Тогда подсчет точек ведется отдельно для каждого такого узла. По цифрам, стоящим в узлах и указывающим процентное содержание трещин в каждом из них (вспомним, что площадь малого круга шаблона составляет 1% площади большого круга) строят диаграмму изолиний плотности трещин. Метод построения аналогичен построению горизонталей топокарты или структурной карты.

Полученные усредненные данные замеров трещин наносятся затем на геологическую (чаще на структурно-петрологическую) карту соответствующими значками. В некоторых случаях в наиболее характерных местах карты помещают и диаграммы (в уменьшенном виде, но как внесмасштабный условный знак).

Кроме прямых наблюдений над трещиноватостью, широко применяются косвенные методы, особенно геофизические. К косвенным методам обычно прибегают тогда, когда трещины и зоны минерализации скрыты под наносами. Выбор метода и приемы работы здесь аналогичны тем, которые используются и при изучении разрывных нарушений со смещением (см. § 42). Так, зоны разломов и дробления, учитывая их повышенное увлажнение, эффективно выявляют методами электроразведки (например, электропрофилированием, комбинированным профилированием). Находит здесь применение и эманационная съемка, поскольку такие зоны являются лучшими в сравнении с окружающими породами проводниками радиоактивных эманаций. Для этой цели применяется также магниторазведка.

Зоны минерализации еще более успешно выявляются магниторазведкой, так как в процессе минерализации очень часто образуются магнетит, пирротин (в скарнах, в пневматолитовых и гидротермальных жилах), и электроразведкой в связи с повышенной электропроводностью минерализованных трещин в одних случаях или, наоборот, благодаря резкому понижению их электропроводности (кварцевые жилы, кальцитизация и т. п.) в других.

ОСОБЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 47. Общая характеристика

Помимо обычных форм залегания осадочных пород существуют особые формы их залегания, сравнительно редкие, не типичные по отношению к основной массе отложений, слагающих земную кору; однако недостаточное внимание к этим особым формам при картировании приводит к ошибкам. Отсюда вытекает необходимость иметь хотя бы самые общие представления о подобных образованиях. К ним относятся: нетектонические дислокации оползневые и ледникового происхождения, рифы и биогермы, кластические жилы, структура облекания, формы гипсовой и соляной тектоники, структуры, связанные с неравномерным уплотнением пород, выжиманием пород под неравномерной нагрузкой, карстовые явления, загибы слоев по склонам под влиянием силы тяжести и некоторые другие явления. Все они, как правило, сосредоточены в самых верхних горизонтах земной коры и обусловлены экзогенными, преимущественно вторичными процессами, и лишь некоторые из них, например рифы, отражают особенности первичного осадконакопления (в морской среде).

Из-за разнородности этих форм и явлений классификация их затруднена и осуществляется по-разному. В особую подгруппу целесообразно выделить лишь оползневые и ледниковые дислокации, так как по отношению к ним в большей степени, чем к другим образованиям, можно применить термин «дислокация» в его общепринятом геологическом смысле. Кроме того, с такими структурами чаще всего приходится иметь дело в практической работе геолога-съемщика. Рассмотрим некоторые из особых форм залегания осадочных пород.

Ископаемые рифы и биогермы представляют собой неслоистые, первично-обособленные массы органогенного известняка (иногда доломита) в форме подземных холмообразных взвешенностей или плоско-выпуклых линз, резко выделяющихся среди окружающих их слоистых карбонатных пород (см. рис. 112). Биогермы представляют собой мелкие, а рифы более крупные тела этого типа. Различают коралловые, мшанковые, водорослевые и другие рифы. Современные и ископаемые рифы могут иметь коническую, кольцевую и валообразную форму (барьерные рифы). Биогермы и рифы различного возраста известны во многих районах земного шара. В Советском Союзе, например, они распространены в верхнепалеозойских породах Предуралья, в юрских и меловых отложениях Памира, Крыма и Кавказа, в миоценовых осадках Молдавии, Юго-Западной Украины (Подолія), Керченского и Таманского полуостровов и в других местах. Некоторые ископаемые барьерные рифы достигают высоты около 1000 м и вытянуты в длину на многие сотни километров.

Рифы более стойки к действию денудации, чем вмещающие породы, поэтому рифовые сооружения часто хорошо бывают выражены в рельефе; например, миоценовые мшанковые барьерные рифы, выраженные в виде холмистых гряд — толтр в Молдавии и на Подолии. С палеозойскими рифами связаны некоторые месторождения нефти (Ишимбай, Чусовские Городки) и бокситов; рифовые известняки используются как высококачественный строительный и декоративный материал.

Методика картирования рифов более сложная в сравнении с обычными методами работы в осадочных толщах и частично сходна с приемами исследования небольших интрузивов (см. § 52). Кроме выяс-

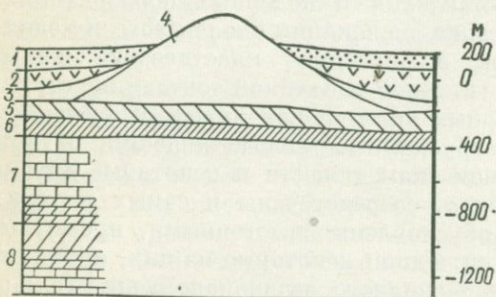


Рис. 112. Схема ископаемого рифа («шихана») Тра-Тау (к востоку от Ишимбая). По Д. В. Наливкину

1 — уфимские красноцветы; 2 — кунгурские гипсы и ангидриты; 3 — верхнеуртинские сланцы и мергели, облегающие риф; 4 — рифовый массив; 5 — нижнесакмарские слоистые известняки, подстилающие риф; 6 — верхнекаменноугольные доломиты и известняки, внизу доломиты; 7 — средний карбон, вверху слоистые известняки, внизу доломиты; 8 — нижний карбон, вверху массивные доломиты, внизу слоистые известняки

отлагавшихся на участках моря или озера с неровным дном, обычно небольшие и быстро затухают кверху (см. рис. 20). Иногда облекание создает впечатление складчатости.

Гипсовая тектоника, способствующая поднятию ядер диапировых структур и вызывающая образование мелких складок и разрывов в ангидрите и переслаивающихся с ним породах, обусловлена увеличением объема ангидрида (на 60%) при переходе его в гипс. Эта реакция происходит на глубине не более 150 м под поверхностью Земли.

Выжимание пластичных пород под неравномерной нагрузкой покрывающих их более плотных отложений отмечается на дне речных долин, у подножий некоторых вулканов, а также внутри толщи осадков.

Загибы слоев на склонах, нередко вводящие в заблуждение исследователя, наблюдаются главным образом в горных областях. Они происходят в результате некоторого оползания близкой к по-

нения общих вопросов о возрасте и происхождении рифов, важно еще устанавливать внутреннее строение этих тел и соотношения их с окружающими породами.

Кластические жилы или кластические дайки — трещины, заполненные различным по составу и происхождению обломочным материалом осадочных пород, связаны с раздвигами, открытыми сбросами и трещинами растяжения (отрыва); встречаются относительно редко.

Формы облекания уже рассматривались в § 17. Добавим, что изгибы слоев,

верхности части горных пород, преимущественно глин и глинистых сланцев. Эти загибы маскируют истинную сущность (коренного) залегания пород и, будучи широко распространены в горных районах, очень усложняют работу по съемке.

§ 48. Нетектонические дислокации

Нетектонические дислокации (иногда их называют ложными дислокациями, или псевдодислокациями) представляют собой местные нарушения горных пород, вызванные различными экзогенными процессами. К нетектоническим дислокациям относятся некоторые моноклинали, складки, разрывные структуры (главным образом надвиги и сбросы), перемещения на большие расстояния весьма крупных глыб или масс горных пород, оторванных от мест коренного залегания, и трещины. Образуются они преимущественно в результате подводных и наземных оползней (частично обвалов), под действием ледников, сезонного промерзания и оттаивания поверхностных отложений. В соответствии с происхождением подобные структуры делят на оползневые дислокации, ледниковые дислокации и морозные деформации (криотурбации). Характерными особенностями всех этих структур являются: приуроченность лишь к некоторым определенным слоям осадочных свит, малые размеры, преимущественное развитие одиночных структур или отсутствие закономерной связи между ними в комплексах и (в случае складок) весьма неправильная форма этих дислокаций (мелкие сложные складки, рис. 113, а). Однако довольно часто встречаются и крупные складки, да и не так уж редки случаи большого сходства псевдодислокаций с обычными тектоническими нарушениями (рис. 113, б и 114). Поэтому в условиях плохой обнаженности или при недостаточной изученности стратиграфии нетектонические дислокации нередко путают с тектоническими, что приводит к серьезным ошибкам при составлении геологической карты.

Указанные выше признаки особенно характерны для нарушений оползневого происхождения. Эти нарушения в подводных условиях в очень пластичных породах могут возникать уже в период отложения осадка, и тогда образуются многочисленные мелкие неправильные складки (в виде спирально закрученных линз, опрокинутых складочек), обычно приуроченные лишь к отдельным относительно

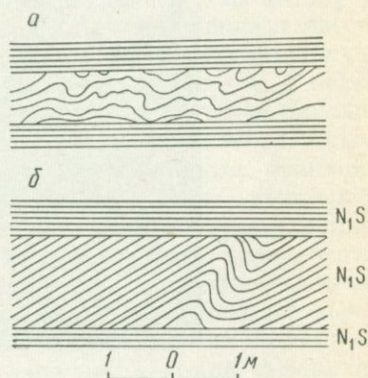


Рис. 113. Форма псевдодислокационных складок, образующихся при подводных оползнях (г. Джурин, Подолия)

а — общий тип — мелкие, неправильной формы складки; б — моноклинали и складка в сарматских известняках

маломощным горизонтам. Другие подводные оползни имеют место уже после отвердения осадка. Это приводит к образованию разрывных нарушений, а также более крупных одиночных складок, часто относительно правильной формы, больших по размерам, чем складки первого типа. Установлено, что подводные оползни могут происходить и на крутых, и на очень пологих ($1-3^\circ$) склонах, и вызываются они усиленной деятельностью морских течений в сочетании с медленными тектоническими подвижками дна или с землетрясениями. Большинство подводных оползней приурочено к геосинклиналям: многочисленные случаи развития подводных оползней описаны, например, при изучении Кавказа (в верхнемеловых и



Рис. 114. Гляциодислокационные складки в рыхлых мезо-кайнозойских породах в районе г. Канева на Днепре.

палеогеновых породах Дагестана) и ряда других мест. Такие дислокации могут, иногда встречаться на большой площади, но они всегда строго локализованы в определенных, обычно маломощных горизонтах осадочных толщ и не связаны с общим структурным рисунком последних.

Менее распространены подводные оползневые дислокации на платформах. В качестве примера структур, развивающихся в этих условиях, могут быть приведены нарушения в сарматских известняках (см. рис. 113, б), которые развиты в окрестностях г. Джурина на Подолии.

По форме эти дислокации очень сходны с обычными, хотя по стратиграфическим (палеонтологическим) данным внутриформационная природа таких структур не вызывает сомнений — возникли в период отложения осадка, без воздействия складкообразовательных тектонических движений. Здесь же, наряду с дислокациями, прослеживается весь комплекс явлений, связанных с деятельностью морских течений, неравномерностями жесткого кристаллического ложа известняков и оползнями (ложное угловое несогласие, внутриформационной морской конгломерат, косая слоистость, сформировавшаяся в условиях морских течений, частое площадное чередование фаций плотного известняка и известняково-песка, разрывы слоев с загибами голов и облекание, напоминающее в нижних горизонтах свиты пологую тектоническую складчатость).

К явлениям оползневого происхождения относят и перемещения части отторженцев, т. е. крупных глыб передвинутых скальных пород (чаще всего известняков).

Наземные оползневые и обвальные нарушения широко развиты в современном рельефе. При геологической съемке, особенно в горных районах или в районах с сильно пересеченным рельефом, эти дислокации часто становятся источником ошибок в документации, поэтому требуют самого внимательного полевого изучения. Здесь очень часты смещения сбросового характера, образование которых происходит под влиянием гравитационных сил (силы тяжести). Оторвавшиеся блоки затем могут перемещаться вниз по склону на десятки и сотни метров (иногда на несколько километров). При этом оторванный крупный блок толкает впереди себя пластичные породы основания и в процессе перемещения вовлекается толща пород, прикрывая коренные породы, искажают действительную геологическую обстановку такого участка территории, а образующиеся при этом разрывы и мелкие складки и надвиги (в нижней части оползня) совсем могут дезориентировать исследователя. В результате обвалов иногда образуются несортированные брекчии, присутствие которых характеризует и некоторые древние отложения.

Ледниковые дислокации, или гляциодислокации, представляют собой надвиговые и складчатые нарушения в близких к поверхности горизонтах горных пород (на глубину в несколько десятков метров, редко превышающую 100 м) под давлением двигавшихся масс льда. Они известны в ряде мест на территории распространения четвертичных оледенений в Европе, Северной Азии и Северной Америке. В СССР гляциодислокации известны, например, под Ленинградом, близ Онежского озера, по Среднему Днепру, в Западной Сибири.

В окрестностях г. Канева, на Днестре, ледниковые дислокации распространяющиеся на глубину более 100 м, принимались за тектонические нарушения. Основными их типами являются сравнительно небольшие надвиги и сложная, довольно мелкая складчатость. Форма складок самая различная, чаще неправильная, в большинстве случаев как бы недоразвитые складки (рис. 114). Здесь, как и в других местах дислокации хорошо выражены в рельефе, образуя возвышенности и ложбины, первоначальная форма которых осложнена густой и сильно разветвленной сетью глубоких оврагов.

Наиболее характерной особенностью ледниковых структур является их разобщенность: быстрое затухание одной дислокации и появление другой, не связанной с рядом лежащей. В значительной мере это относится и к оползневым нарушениям.

С деятельностью древних материковых ледников связано и перемещение ледниковых отторженцев на большие расстояния — на десятки, а в некоторых случаях и на сотни километров. Такие отторженцы распространены, например, в Белоруссии, где цельные и мощные глыбы (залежи) известняков и мела, имеющие несколько сотен метров в поперечнике, залегают среди рыхлых ледниковых отложений.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Глава XIII

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

§ 49. Общая характеристика интрузивных тел и их классификация

Формы залегания и особенности строения интрузивных, эффузивных и (в значительной части) метаморфических пород являются предметом изучения структурной петрологии¹.

Структурная петрология изучает интрузивные горные породы, залегающие в земной коре в виде отдельных магматических тел, называемых интрузиями (или интрузивами), или (чаще) в виде их комплексов. Эти интрузивные тела бывают самой различной формы и размеров — от небольших жилков и апофиз до огромных батолитов, находящихся в самых различных соотношениях друг с другом и с вмещающими породами. Так как и к самим интрузивным телам, и к окружающим их породам приурочены многочисленные виды полезных ископаемых, связанные с разными типами магматических, контакто-метасоматических и жильных месторождений, то установление форм залегания и закономерностей внутреннего строения интрузивных массивов имеет очень большое практическое значение.

Формы интрузивных тел зависят от тектонической обстановки их внедрения, т. е. от общего характера тектонических движений (складчатости, разломов), имевших место во время образования интрузивного тела. Распределение минеральных компонентов, в частности полезных ископаемых, в интрузивном массиве во многих случаях обусловлено движением магмы в период ее застывания.

Формой залегания любого интрузива в большой степени определяется его внутреннее строение и распределение в нем полезных ископаемых.

Существуют две классификации интрузивных тел — морфологическая (точнее говоря, морфолого-тектоническая) и генетическая.

По морфолого-тектоническим признакам, а именно по соотношениям формы интрузивных тел с залеганием вмещающих пород, все интрузивные тела делятся на две большие группы — согласные (конкордантные) и несогласные (секущие, дискордантные) интрузивы. По тектоническим условиям формирования (генезису) выделяются интрузивы геосинклинальных областей и интрузивы платформ (рис. 115).

В геосинклинальных условиях интрузивная деятельность проявляется особенно интенсивно, и здесь магматические тела наиболее

¹ Термин «структурная петрология» приводится в понимании Г. Клооса, А. А. Полканова, Р. Болка, Н. А. Елисева и др.

многочисленны и разнообразны. Геосинклинальные области характеризуются большой подвижностью, в результате которой в начальной стадии образуются разломы, а в дальнейшем происходит складкообразование. В соответствии с этапами развития геосинклинали образуются различные формы интрузивов. Так, в доорогенную стадию возникают многочисленные формы согласных и несогласных интрузивов, сложенных преимущественно породами ультраосновной и основной магмы (лополиты, силлы, кольцевые дайки).

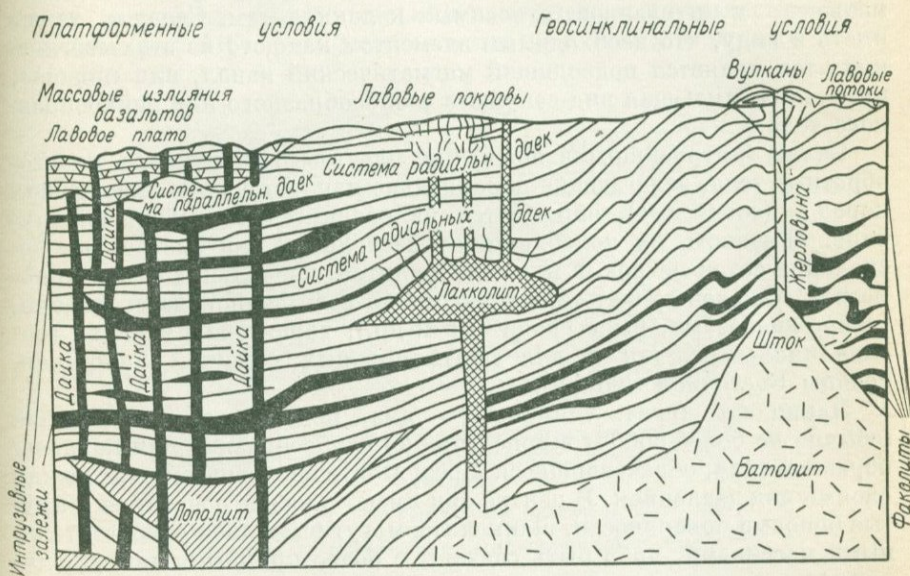


Рис. 115. Схема главнейших форм залегания интрузивных и эффузивных пород. По Г. Тиррелю, с изменениями

В синорогенную стадию формируются гигантские интрузивные массивы (плутоны) преимущественно кислой магмы — батолиты, приуроченные к ядрам антиклинорий, и более мелкие несогласные (штоки) и согласные (факолиты) формы. В посторогенную стадию геосинклинали в связи с расколами образуются штоки и небольшие батолиты, а также комплекс более мелких интрузивных тел (дайки, лакколиты и др.).

Платформенные условия характеризуются господством вертикальных движений земной коры происходящих значительно слабее интенсивных движений в геосинклиналях. При этом интрузивная деятельность проявляется реже и обычно более слабо, а интрузивные тела имеют сравнительно малые размеры, небольшую глубину залегания и связаны с глубинными разломами.

Наиболее характерными формами залегания интрузивов на платформе являются силлы, лополиты, штоки, кольцевые и секущие

дайки (последние могут достигать очень больших размеров), частью лакколиты (в зонах, переходных к геосинклиналям). Некоторые из форм (лополиты, лакколиты, дайки) могут образоваться и в геосинклиналях, и на платформах.

С морфологической точки зрения среди главных типов согласных интрузивов выделяются силлы, лакколиты, факолиты, лополиты (см. рис. 115). Степень «согласия» между формой (контактами) разных интрузивов этой группы и структурой вмещающих пород может быть различна. Наибольшее согласие наблюдается у силлов, наименьшее — у интрузивов, относимых к лакколитам. Следует также иметь в виду, что необходимым элементом каждого из этих «согласных» тел является подводящий магматический канал, или «ножка», интрузива, имеющая вид секущего столбообразного или дайкообразного тела.

Силлы (интрузивные залежи) или пластовые интрузии — пластобразные тела, залегающие параллельно напластованию вмещающих пород — (согласные), образуются на сравнительно небольшой глубине. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров, а площадь достигает нескольких тысяч километров. Сложены силлы различными по составу породами (габбро, габбро-диабазы, реже гранитами и др.); характерны как для геосинклинальных, так и для платформенных областей (например, траппы Восточной Сибири).

Лакколиты (греч. «ляккос» — яма, подземелье) небольшие (обычно не более 5000 м в поперечнике) грибообразные или караваяобразные тела, образовавшиеся в результате внедрения магмы между слоями под давлением. В центре они имеют плоское основание и крутые боковые поверхности. Лакколиты могут быть либо самостоятельными массивами, либо быть связаны с более крупными телами, например с батолитами, входят в систему единого плутона (крупного глубинного интрузивного массива). Лакколиты залегают на небольшой глубине (от 500 до 3000 м) и, вскрываясь денудацией, представляют собой куполообразные возвышенности (горы). Сложены они слабо раскристаллизованными породами, чаще кислого состава (липаритами). Лакколиты широко распространены в районе Кавказских Минеральных Вод (горы Бештау, Машук, Змейка и др.), в Горном Крыму (Медведь-гора и др.), в Закарпатье и в других местах (преимущественно в предгорьях).

Факолиты (греч. «факос» — чечевица) — относительно небольшие (величиной в несколько сотен метров, реже — несколько тысяч метров) согласные интрузивы серповидной или чечевицеобразной формы. Приурочены они к замкам складок (антиклиналей и синклиналей) в результате пассивного заполнения магмой полостей между слоями во время складкообразования (см. § 31).

Лополиты (греч. «лопос» — чаша, плоское блюдо) — согласные блюдцеобразные интрузивные тела различных размеров, от небольших залежей до огромных (в несколько сотен километров в поперечнике) массивов. Лополиты — типичная форма залегания основных,

а также ультраосновных и щелочных пород, частью сильно дифференцированных.

К числу главных типов несогласных или секущих интрузивных тел принадлежат батолиты, штоки и дайки.

Батолиты (греч. «батос» — глубина, «литос» — камень) — гигантские интрузивы гранитоидного состава, внедрившиеся в земную кору, часто в ядра антиклинорий геосинклиналей при активном воздействии магмы на вмещающие складчатые породы. При вскрытии батолитов денудацией обнажаются огромные поля изверженных пород, вытянутые по простиранию складчатого комплекса в виде эллипсов (рис. 116). Размеры батолитов — сотни или десятки кило-

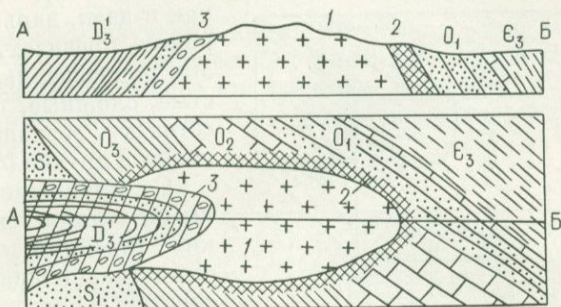


Рис. 116. Схема залегания батолита каледонских гранитов Центрального Казахстана. По Д. В. Наливкину

1 — граниты; 2 — зона контактовых изменений (интрузивный контакт); 3 — базальные конгломераты и пески, указывающие на несогласие (стратиграфический контакт)

метров в длину и десятки — в ширину, площади выходов их превышают 100 км² и часто достигают нескольких тысяч квадратных километров.

Штоки («штоки» — палка и форма для шапок) — довольно крупные, несогласно залегающие интрузивные тела с площадью выхода на поверхность менее 100 км². Они имеют округлые или неправильные контуры и представляют собой либо самостоятельные массивы, либо являются ответвлениями от батолитов или их вскрытыми эрозией наиболее высокими присводовыми участками. Таким образом, разделение батолитов и штоков часто является условным. Обычно штоки сложены породами кислого или среднего состава.

Дайки (от шотландского слова «дайк» — стена) — несогласные интрузивные тела, ограниченные параллельными стенками, образованы при заполнении магмой вертикальных или наклонных трещин в земной коре (см. рис. 91). Различаются параллельные, радиальные и кольцевые дайки (см. рис. 115). Мощность даек достигает нескольких сотен метров, длина — десятков километров, например Большая дайка на Алдане до 100 км.

Жилами называют несогласные плитообразные тела различного состава, нередко с менее ровными, чем у даек, ограничениями. Жилы бывают различного происхождения. Возникают они при заполнении трещин в земной коре минеральным веществом или горной породой, образовавшейся из магмы и ее пневматолитовых и гидротермальных выделений или механическим путем (кластические жилы, в частности брекчиевые жилы в сбросовых трещинах). Кроме того, жилы образуются вследствие метасоматического замещения горных пород минеральными веществами вдоль трещин (жилы замещения). Обычно «жилой» называют тела, заполненные продуктами выделения из растворов и газовых эманаций (кварцевые, кальцитовые, рудные жилы и т. д.). Размеры жил, как и даек, варьируют в широких пределах. По форме они подразделяются на простые, сложные, ступенчатые, сетчатые, ветвящиеся, оперяющиеся и другие (см. рис. 107).

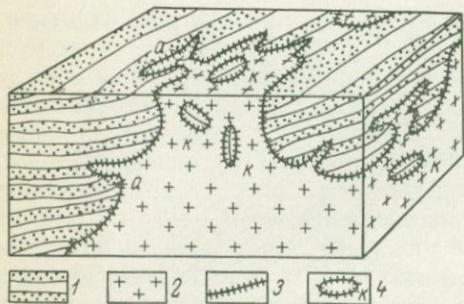


Рис. 117. Блок-диаграмма приконтактной части батолита

1 — вмещающие породы; 2 — гранит; 3 — интрузивный контакт и зона метасоматоза; 4 — ксенолиты с реакционными каемками по ограничениям (а — апофизы, к — ксенолиты)

— различные по форме и величине включения более древней боковой породы, образующиеся в результате проплавления, а затем обрушения кровли и стенок магматической камеры. В ксенолитах осадочных пород (обломки песчаника, известняка и др.) нередко содержатся ископаемые органические остатки (рис. 117).

В комплекс интрузивных форм входят еще вулканические жерловины (некки), которые представляют собой нижние части вулканического аппарата, т. е. переходные формы к эффузивам. В плане такие некки имеют округлую, овальную или неправильную форму; размеры их варьируют от нескольких десятков метров до 1—1,5 км в поперечнике. Боковые стенки некков почти вертикальные, и при вскрытии денудацией имеют вид столбов различной высоты и толщины, сложенных более крепкими магматическими (частью пирокластическими) породами.

Кроме формы залегания интрузивных тел, особенно более или менее крупных, учитывается еще доступная прямому наблюдению форма выхода интрузива на поверхность. Очертания выхода интрузива на поверхность обусловлены, во-первых, формой самого тела и, во-вторых, глубиной денудационного среза. Эти очертания бывают

весьма разнообразны и, очевидно, что даже для однотипных интрузий они меняются на разных участках площади исследования. Равным образом меняются и размеры выходов интрузивных тел, причем может быть такое положение, когда крупные тела (батолиты, штоки) на поверхности занимают небольшую площадь (начальные стадии денудации), а относительно мелкие — значительную (если денудация срезает тело по его наибольшему измерению). Для выяснения подлинной формы интрузива прослеживают ореолы контактово-измененных пород.

§ 50. Изучение контактов и установление возраста интрузивов

По результатам изучения контактов можно судить об условиях образования и о примерном возрасте интрузива. Кроме того, изучение контактов имеет важное практическое значение, так как с ними связаны многочисленные контактово-метасоматические месторождения полезных ископаемых.

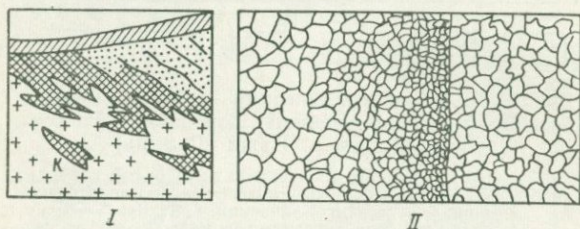


Рис. 118. Интрузивные контакты в разрезе

I — послонно-инъекционный контакт между изверженной и осадочной породами (по В. А. Апродову); *II* — резкий контакт между двумя изверженными породами (по Ф. Х. Лахи)

Контакты можно подразделять по происхождению, форме, резкости границы и мощности приконтактной зоны измененных пород.

По происхождению контакты могут быть интрузивными (см. рис. 116, 117, 118), когда контактирующая порода (магматическая, метаморфическая или осадочная) подверглась воздействию внедрявшейся жидкой магмы, и стратиграфическими, когда с остывшей магматической породой соприкасается осадочная или метаморфическая порода (рис. 116 и рис. 119, 5).

Интрузивный контакт свидетельствует о более молодом возрасте интрузивной породы в сравнении со смежной осадочной или метаморфической породой, а в случае соприкосновения двух изверженных пород по контакту можно установить, какая из них моложе¹. Например, порода, изображенная в левой части рис. 118, *II* моложе, так как ее структура становится более тонкозернистой у контакта

¹ При условии, что здесь не было тектонического контакта по сместителю нарушения.

с более древней «холодной» породой, где охлаждение и кристаллизация расплава происходили быстрее. Признаками интрузивного контакта являются: 1) наличие в его зоне ксенолитов вмещающей породы в интродуцированной; 2) апофиз во вмещающей породе; 3) изменения вмещающей породы с ослаблением этого изменения по мере удаления от контакта.

Стратиграфический контакт свидетельствует о более молодом возрасте осадочной породы, которая отлагалась на вскрытой в результате денудации, а затем опускавшейся под уровень моря поверхности интрузива. Он является типичным примером несогласного залегания осадочной породы на изверженной и характеризуется соответствующими признаками (см. § 17).

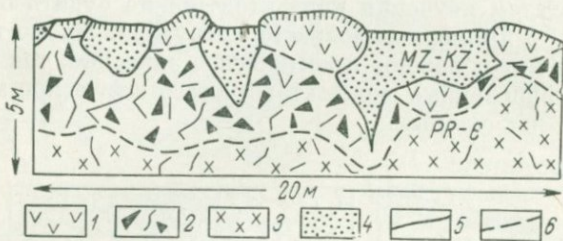


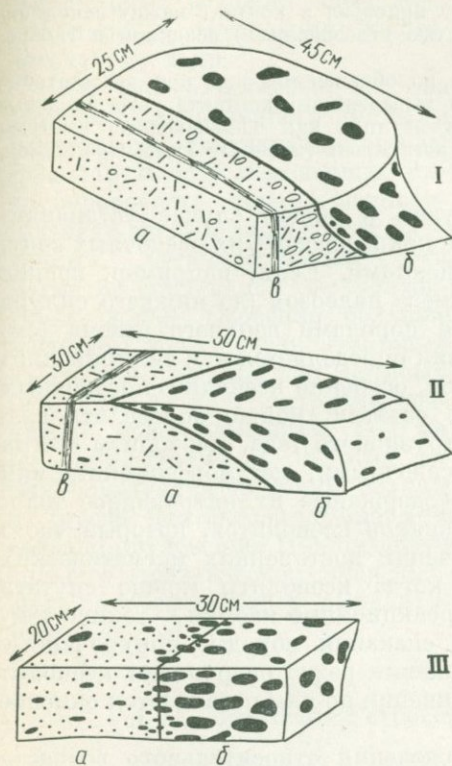
Рис. 119. Стратиграфический контакт между осадочной и интрузивной породами. Разрез части долины р. Ирши (Вольня)

1 — свежий лабрадорит; 2 — сильно выветрелый габбро-анортозит; 3 — слабо выветрелый габбро-анортозит; 4 — аллювий; 5 — стратиграфический контакт; 6 — другие геологические границы

Контакты могут быть резкими (см. рис. 118 и 120, I—II) и постепенными. Резкие контакты возникают при быстром застывании магмы; постепенные образуются при медленном ее охлаждении, сопровождающемся ассимиляцией материала вмещающих пород и их изменением в приконтактовой зоне. В частности, иногда наблюдаются совпадения ориентировки порфировых выделений на контакте между двумя разнозернистыми интрузивными породами, что можно объяснить направленным движением кристаллизующейся минеральной массы во всей приконтактовой зоне.

Среди интрузивных контактов различают прямолинейный, зубчатый, глыбовый, волнистый (рис. 121) послойно-инъекционный и апофизный типы (см. рис. 117, 118). Волнистый контакт свидетельствует об относительно небольшой разнице между температурами магмы и вмещающей породы, а также о нахождении вмещающей породы в зоне текучести магмы, т. е. о глубоком денудационном срезе. Остальные типы контактов характеризуют интрузию в зону разлома, причем последние два свидетельствуют о сильном гидростатическом напоре магмы. Форма стратиграфических контактов зависит от очертаний древней денудационной поверхности магматического массива. При этом если подстилающая интрузивная порода

относительно свежая, контакт виден отчетливо, если же кристаллическая порода выветрена, то он выражен недостаточно четко и прослеживается с большим трудом. Критерием здесь служит различие в текстуре двух смежных пород. Даже очень сильно выветрелый элювий (каолин, глина) всегда в какой-то степени сохраняет текстуру (частично и структуру) исходной породы. Бывает так, что по цвету, зернистости и консистенции контактирующие изверженная и осадочная породы очень сходны и лишь тщательный просмотр стенок канавы или шурфа дает возможность по текстуре (и структуре) установить характер контакта. В районах и на



участках, где кора выветривания кристаллических пород имеет большую мощность, только при правильном истолковании типа контакта между магматическими и осадочными комплексами пород можно решать стратиграфические и другие задачи.

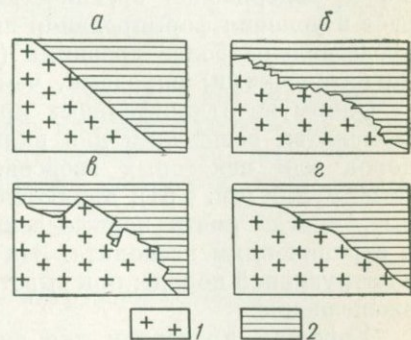


Рис. 121. Формы контактов между интрузивной и осадочной породами (разрезы). По В. Н. Веберу

a — прямолинейный; *б* — зазубренный; *ε* — глыбовый; *г* — волнистый; 1 — интрузивная; 2 — осадочная породы

Рис. 120. Блок-диаграммы разрезов, текстурно несогласных (I и II) и постепенного, текстурно согласного (III) контактов между среднезернистым порфировидным (*a*) и крупнозернистым (*б*) лабрадоритами (с. Рудня-Воровская, Волянь). Представляют разные части непрерывного контакта, прослеженного в обнажении на протяжении 5 м (в блоке III линия контакта показана условно), *ε* — зона трещин и расщепления

особенно ответственно прослеживание контактов между осадочными породами и магматическим фундаментом в тех случаях, когда последний состоит из пород, резко различных по степени податливости выветриванию. Так, для области распространения габбро-лабрадоритовых пород на Воляни (Украина)

особенно ответственно прослеживание контактов между осадочными породами и магматическим фундаментом в тех случаях, когда последний состоит из пород, резко различных по степени податливости выветриванию. Так, для области распространения габбро-лабрадоритовых пород на Воляни (Украина)

древняя кора выветривания представлена блоковыми телами (ксенолитами и шширами) светлого лабрадорита, относительно слабо измененного благодаря его мономинеральности и равномерной зернистости, и вмещающим эти тела сильно выветрелым габбро-анортозитом¹. Неравномерное выветривание и денудация привели к выработке на поверхности массива своеобразного рельефа «земляных пирамид». Такую же форму приобрел и контакт между заполнившими углубления кайнозойскими (частью мезозойскими) осадками и габбро-лабрадоритами (см. рис. 119).

При исследовании района только по обнажениям или при недостаточно внимательном прослеживании нечетко выраженного контакта, эти блоковые тела лабрадорита могут истолковываться либо как обнажающиеся выступы сплошного массива лабрадорита, либо как перенесенные его глыбы (например, ледниковые валуны).

Относительный возраст интрузий в общем случае устанавливается по возрасту прорываемых и покрывающих их осадочных свит, по аналогии с разрывными смещениями. Если, например, гранит прорывает складчатые серии нижнего палеозоя (до нижнего силура включительно), но перекрывается породами верхнего девона (см. рис. 116), то возраст такой интрузии определяется как силурийский.

По данным изучения ксенолитов, особенно ксенолитов осадочных пород, содержащих органические остатки, можно определить возраст и условия формирования интрузивного тела. Ксенолиты всегда представлены более древними (осадочными, метаморфическими или магматическими) породами, чем содержащее их интрузивное тело.

Одним из отличительных признаков ксенолитов, который часто становится решающим для включений посторонних магматических пород или некоторых гнейсов, когда ксенолиты можно спутать со шширами (см. § 51), являются реакционные каемки — тонкие темные, иногда почти черные зоны спекания породы, приуроченные к ограничениям ксенолита. Эти каемки резко очерчивают ксенолит в интрузивной породе; при выветривании по ним развивается окисное ожелезнение.

Хорошим критерием для определения относительного возраста интрузивов являются дайки, если они выходят в окружающие массив стратиграфически расчлененные породы. Дайка всегда моложе пересекемой и древнее покрывающей ее породы. В примере, приведенном на рис. 122, дайка *a* древнее одновозрастных даек *б* и *в*, которые образовались до отложения перми. Судя по интрузивному контакту гранита, эта интрузия произошла в интервале между силуром и пермью.

При изучении контактов, даек и соотношений между интрузивами и свитами осадочных пород мы получаем лишь самое общее, грубое, представление об относительном возрасте интрузивов, и скольконибудь точное определение стратиграфического положения последних

¹ Габбро-анортозит (в истолковании некоторых геологов) — крупно- и гигантозернистая порфириовидная и обычно соссиоритизированная порода, по составу в среднем соответствующая лейкогаббро, но с крайне неравномерным распределением фемических и рудных минералов в пределах даже небольшого блока, что приближает ее то к темному крупнозернистому лабрадориту, то к габбро-нориту.

среди серии осадочных образований, т. е. установление геологического возраста интрузивных тел — задача очень трудная, а нередко просто неразрешимая. Поэтому все чаще прибегают к радиоактивным методам определения абсолютного возраста изверженных пород — свинцовому, калий-аргоновому и др.

Как уже отмечалось, по обе стороны от интрузивного контакта развиваются контактовые ореолы (рис. 116 и 117) измененных интрузивных пород (эндоконтактная зона) и вмещающих осадочных, метаморфических или магматических пород (экзоконтактная зона). Особенно большие масштабы имеют экзоконтактные изменения, ширина зон которых (например, вокруг интрузий гранитов) может достигать 1—3 км (см. приложение 5). В этих зонах образуются роговики, скарны и другие контактово-метаморфические породы, с которыми обычно связано оруденение. Поэтому изучение контактовых ореолов имеет большое практическое значение. Кроме того, оно помогает решать вопросы генезиса, выявлять условия залегания интрузивного тела и др.

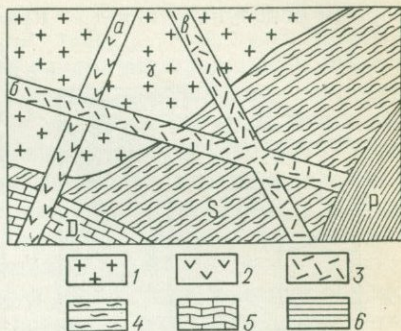


Рис. 122. Определение возраста интрузивов по дайкам (план)

a, б, в — дайки; 1 — гранит; 2 — гранодиорит; 3 — диабаз; 4—6 — осадочные, стратиграфически расчлененные породы

§ 51. Внутреннее строение интрузивных массивов

Большинство изверженных пород обладает внутренней структурой, которая выражается в закономерном пространственном расположении отдельных элементов — минералов, минеральных агрегатов (шпиров) и обломков более древних пород (ксенолитов), а также трещин. Иными словами, изверженные породы, особенно интрузивные, характеризуются признаками первично-магматической тектоники, или прототектоники, на основании которых могут быть восстановлены история развития плутона и механизм движения магмы (процесс интрузии). Прототектоника интрузий не имеет прямого отношения к тектоническим движениям и структурам в обычном понимании и смешивать эти понятия не следует. Различают прототектонику жидкой фазы и прототектонику твердой фазы.

Благодаря отмеченным особенностям интрузивных пород (они считались бесструктурными образованиями) их стали изучать методами, в значительной мере сходными с методами изучения структур осадочных пород. Только в интрузивах роль «слоистости» выполняют вытянутые в одном направлении пластинчатые и удлиненные

минералы, шпирь ¹ и ксенолиты, образующие характерные полосатые (плоскостные) и линейные (рис. 123) текстуры (структуры) течения. По этим текстурам нередко удается проследить в интрузивных массивах (плутонах) тектонические формы, подобные структурным формам осадочных пород — купола, мульды, моноклинали, разрывы со смещением и т. п.

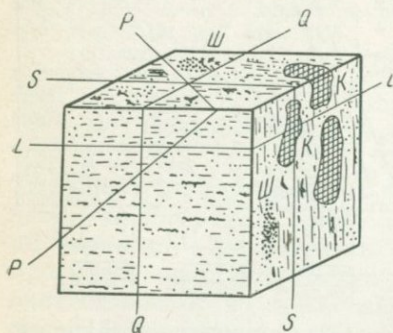


Рис. 123. Внутреннее строение блока интрузивных пород. Таблитчатые минералы, ксенолиты (K) и шпирь (Ш) ориентированы в вертикальной плоскости и характеризуют плоскость течения. Линейно-вытянутые минералы ориентированы горизонтально и образуют линии течения. В соответствии с ориентировкой плоскости течения, располагаются первичные трещины: продольные (S) поперечные (Q) и пластовые (L); P — направление вторичных (собственно тектонических) или диагональных трещин. По Р. Болку, с изменениями

и разведках полезных ископаемых, связанных с магматическими породами.

Первично-магматическая тектоника (прототектоника) жидкой фазы интрузивного массива вызвана активным течением (движением) магмы в период ее кристаллизации, т. е. в первую фазу становления магматического тела. Прототектоника жидкой фазы проявляется в линейных, плоскостных и эллипсоидально-шпировых текстурах течения.

Линейные текстуры течения выражаются в параллельно-линейной ориентировке: 1) кристаллов удлиненной формы; 2) ступков (шпиров) темноцветных минералов; 3) в «волокистости». Волокистость вызвана ориентировкой кристаллов (преимущественно полевого

Следует отметить, что термин «геологическая структура» не соответствует петрографическому понятию «структура горной породы». В структурной петрологии под «структурой изверженной породы» подразумевают формы залегания отдельных элементов кристаллического массива, обусловленные расположением в нем плоскостей и линий течения, т. е. связанные с текстурными особенностями слагающих массив пород. Для обозначения этих особенностей залегания вместо термина «структура» используется термин «текстура изверженной породы» (при этом не смешивается понятие «структура» в двух значениях).

Текстуры течения передают своеобразный рисунок строения плутона (его «анатомию») и отражают изменившиеся условия течения магмы при раскристаллизации и перераспределении минералов, как и послемагматические изменения. Эти текстуры характеризуют собой первично магматическую тектонику или, иначе, прототектонику жидкой фазы интрузивного массива. Знание прототектоники очень важно при поисках

¹ Шпирь — участок магматической породы с иным количественным соотношением минералов и структурой, чем основная масса породы, зона ненормального состава, например, со скоплением биотита в граните, пироксена в лабрадрите и т. п. Переход от шпиря к основной массе породы обычно постепенный.

шпата) в направлении течения. Линейные текстуры встречаются относительно редко.

Плоско-параллельные (полосатые) текстуры течения более распространены и выражены параллельной (точнее субпараллельной) ориентировкой плоскостью: 1) таблитчатых фенокристаллов (порфировых зерен, иначе, вкрапленников или лейст), чаще всего плагиоклазов; 2) шпиров; 3) ксенолитов; 4) различно окрашенных «слоев» в равномернозернистых породах. Особенно часто такие текстуры встречаются в габбро-лабрадоритах и гранитах. Лучше всего они проявляются в краевых зонах массивов параллельно контакту с вмещающими породами. Эллипсоидально-шпировые текстуры, проявляющиеся в концентрической ориентировке вкрапленников, а иногда и основной массы породы, распространены реже и встречаются преимущественно в габбро-лабрадоритах.

Образование трещинных структур в интрузивном массиве обусловлено двумя причинами: 1) силами, возникающими при застывании магматического интрузивного тела (плутона); 2) дальнейшими собственно тектоническими процессами.

В конце процесса отвердевания магмы или после него, т. е. во вторую (и последнюю) фазу активной жизни плутона — в фазу разломов, под влиянием сил сжатия и растяжения, связанных с охлаждением и сокращением объема магматической породы, а также силы тяжести формируются три системы первично-магматических трещин раскола. Эти системы трещин рассматриваются как элементы прототектоники твердой фазы. По трещинам развиваются дайковая и жильная формации, материалом для которых служит остаточный расплав с газовыми эманациями и гидротермами еще окончательно не застывшего магматического очага.

Различают три системы первичных трещин (см. рис. 123).

Пластовые трещины, или трещины пластовой отдельности, — горизонтальные или близкие к горизонту и приблизительно параллельные контактам интрузивного тела; обычно бывают закрытыми.

Продольные трещины, близкие к вертикальным и приблизительно перпендикулярные контактам интрузива; они идут параллельно линейной и параллельно или перпендикулярно плоскостной текстуре течения; по ним лучше всего раскалывается порода; имеют ровные гладкие стенки.

Поперечные трещины, или трещины разрыва, — также ориентированы почти вертикально, но расположены перпендикулярно к линейной плоскостной текстуре течения; порода в этом направлении плохо колетса и дает неровный раскол; эти трещины обычно открытые, поэтому к ним больше, чем к двум предыдущим системам трещин, приурочена жильная формация.

Отмеченное положение трещин (близкое к горизонтальному — у пластовых, близкое к вертикальному — у продольных и поперечных трещин) характерно лишь для центральной, присводовой части интрузивных тел, где поверхность интрузивного контакта (обычно размытая) была пологой или почти горизонтальной. В краевых же

частях интрузивных тел, близ их крупных боковых контактов, трещины пластовые становятся все более крутыми и даже вертикальными, а продольные и поперечные выполаживаются и могут приобрести горизонтальное положение.

Наблюдается еще одна или несколько систем тектонических трещин, расположенных под углом к двум взаимно перпендикулярным системам вертикальных первичных трещин. Эти тектонические трещины называют диагональными. Они образуются в результате последующих тектонических движений, т. е. вторичных причин, не связанных с формированием данного плутона. Вторичные движения часто сопровождаются магматическими явлениями последующего цикла и могут выражаться в образовании жил и даек другого состава (например, даек гранита в габбро).

Методы изучения внутренней структуры плутонов (массивов) изверженных пород были разработаны в начале 20-х годов текущего столетия и вошли в геологию под названием «методики Клооса», или «методики Клооса — Полканова». Первоначально эта методика была применена при изучении ряда гранитных массивов Германии (Г. Клоос, 1921), затем в Советском Союзе (А. А. Полканов), а несколько позже в США (Р. Болк).

§ 52. Структурно-петрологическая карта и полевое изучение интрузивов

В настоящее время при изучении интрузивных пород уже не ограничиваются оконтуриванием отдельных интрузивных тел и установлением состава и возраста слагающих их пород. Между тем на обычной геологической карте отражаются только эти стороны геологии интрузивов (см. рис. 116 и приложение 3). Чтобы показать элементы внутреннего строения плутонов (ориентировку плоскостных, линейных и шлировых текстур течения и трещин) и текстурные особенности эффузивных и метаморфических пород, разработан особый вид геологических карт — структурно-петрологическая карта.

Структурно-петрологическая карта, или структурная карта магматического массива заметно отличается от прежних петрографических карт (рис. 124) и отражает не только границы между основными комплексами пород, но и элементы первично-магматической тектоники (текстуры течения, первичные трещины), передает общий структурный рисунок массива. Поэтому на структурно-петрологической карте лучше прослеживаются соотношения между основными комплексами пород и можно с большей вероятностью устанавливать историю формирования магматического массива. Все это облегчает решение практических задач и помогает установить распределение в интрузивном массиве и окружающих его породах зон оруденения и нерудных полезных ископаемых.

Для структурных карт применяются специальные условные знаки. Смысл легенды состоит в том, чтобы показать ориентированные

текстуры изверженных горных пород. Для этого следует применять удлиненные, а не изометрические знаки (рис. 125).

Для элементов залегания тектур течения и прототектонических трещин также разработаны специальные обозначения. Обычно вели-

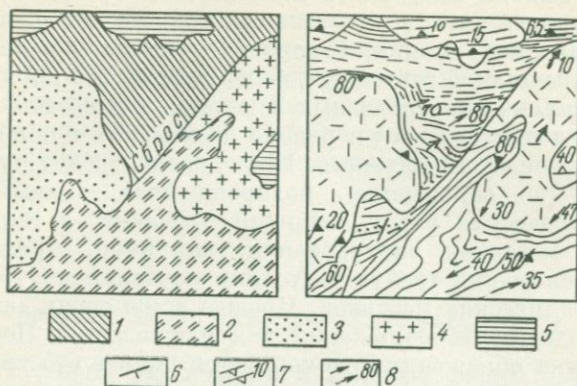


Рис. 124. Геологические карты одного и того же кристаллического массива (справа — структурно-петрологическая карта). По Р. Болку

1 — гнейсы; 2 — сланцы; 3 — слениты; 4 — граниты; 5 — туфы; 6 — направления трещин; 7 — направления плоскостей течения и сланцеватости; 8 — направления линий течения; штрихи — простирание линий течения и гнейсовидность, сплошные линии — простирание сланцеватости

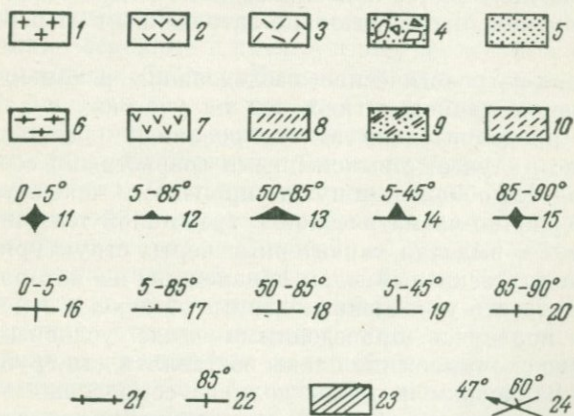


Рис. 125. Условные обозначения пород на структурно-петрологических картах и разрезах. По А. А. Полканову

1—5 — массивные изверженные породы; 6—10 — параллельно-полосатые (флюидальные); 11—15 — элементы плоскостной первично-магматической тектоники (простирание и падение плоскости течения); 16—20 — элементы трещинной тектоники; 21—22 — линии течения (21 — горизонтальные и 22 — наклонные); 23 — сланцеватость; 24 — плоскости с зеркалами и бо-роздами скольжения

чина угла падения не ставится, так как здесь он часто изменяется, и значок показывает интервал падения и характерное направление наклона плоскостей и линий течения или трещин.

При полевом изучении интрузивов устанавливается их форма, состав, условия залегания, возрастные отношения между породами, слагающими интрузив и вмещающими и его внутреннее строение. При этом прослеживаются контакты с вмещающими породами, оконтуриваются выходы интрузивов на поверхность, выделяются основные группы пород внутри интрузивных комплексов, прослеживается дайково-жильная формация, измеряются элементы первично-магматической и трещинной тектоники, фиксируются все проявления рудных и неметаллических полезных ископаемых и выясняется возраст интрузивов, а при наличии в районе нескольких циклов внедрений магмы — их последовательность. Исследования ведут путем прямых наблюдений (по обнажению), подкрепленных данными бурения и горнопроходческих работ, данными геофизики, а также другими косвенными методами картирования, например, аэрофотосъемкой.

Особого внимания требует методика изучения внутреннего строения кристаллических массивов. Прежде всего очень важно предварительно подготовить обнажения для наблюдения. После механической очистки обнажения рекомендуется полить его водой — тогда несравненно лучше проявляются все особенности внутреннего строения пород. Для наблюдения следует выбирать обнажения, в которых породы выступают в трех взаимно перпендикулярных (или близких к этому) плоскостях, или создавать дополнительные плоскости искусственным путем (откалыванием, взрыванием). Успех исследования, в конечном счете, как справедливо отмечает Р. Болк, определяется временем, предварительно затраченным на работу на обнажении.

Структурно-петрологические исследования рекомендуется начинать с изучения приконтактных зон на участках с хорошей обнаженностью, предварительно закартированных обычными методами и, в идеальном случае, с выясненными возрастными соотношениями горных пород. На обнажении нужно произвести максимум измерений элементов первично-магматической и трещинной тектоники. Зарисовать обнажение, выделив характерные черты структурного рисунка пород. Составить эскизный план обнажения, на котором (как и на зарисовке) показать усредненные данные замеров в основных частях обнажения, пользуясь приведенными выше условными знаками. Полезно такие схематические планы составлять для группы смежных обнажений. Зарисовки и планы должны сопровождаться кратким, но четким описанием наблюдений над внутренним строением отдельных участков массива. Наконец, тут же в поле составляется структурная (структурно-петрологическая) карта всего района, в основу которой кладутся материалы документации обнажений и наблюдения между обнажениями, проводимые обычными полевыми методами.

Опыт показывает, что решать вопросы о внутреннем строении, вещественном составе, возрасте и генезисе интрузивных массивов, основываясь только на изучении одних обнажений, нельзя, как нельзя ставить во главу угла и чисто петрографический анализ (по шлифам). Результативным будет лишь комплексное исследование,

предусматривающее, помимо применения методики Клооса — Полканова, еще и бурение по кристаллическим породам, и использование геофизических методов, и детальный минералогический (микроскопический) контроль над всеми разновидностями пород массива в строгой увязке с его структурным рисунком.

Применение геофизических методов основано на различиях в физических свойствах (плотности, электропроводности, магнитной восприимчивости), существующих между основными представителями интрузивных пород (например, между габбро и гранитом), а также между интрузивными телами в целом и окружающими их осадочными, метаморфическими или эффузивными породами.

Глава XIV

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

§ 53. Условия образования и главные формы залегания эффузивных и пирокластических пород

Эффузивные породы образуются при излиянии на поверхность и застывании лав — жидких продуктов вулканической деятельности. Вулканическая деятельность проявляется в виде двух основных типов — трещинного и центрального. Характер ее в значительной мере зависит от химического состава лав, среди которых в первую очередь выделяют основные и кислые и ряд переходных типов между ними. Основные лавы обладают большой подвижностью, растекаются на обширной площади и дают потоки большой протяженности; кислые лавы — более вязкие, менее подвижные; они растекаются на меньшее расстояние, но образуют более мощные покровы и потоки.

Кроме собственно эффузивных пород, при вулканической деятельности выделяются твердые, пирокластические¹ (греч. «пирос» — огонь и «клястикос» — раздробленный) — раздробленные продукты извержения — вулканические туфы, являющиеся породами, промежуточными между осадочными и изверженными. По форме залегания и характеру отложения они близки к осадочным породам, хотя, как правило, отличаются меньшей выдержанностью морфологических признаков пластов, а по составу и по происхождению материала относятся к изверженным породам. В зависимости от того, на каком расстоянии от центра извержения отложились туфы, в большей или меньшей степени сохраняется их вулканическая природа: вдали от центра извержения туфовый материал смешивается с осадочными кластическими, органическими или химическими образованиями и, таким образом, получают смешанные породы (туффиты).

¹ Пирокластические продукты в основной массе представляют собой застывшие в воздухе, а затем осевшие на поверхность Земли капельки и сгустки лавы — вулканические бомбы, пепел и другие выбросы, превращающиеся в вулканические туфы.

Эффузивные породы, как и сопутствующие им туфы, залегают пластообразно и в этом состоит их сходство, с одной стороны, с осадочными породами, а с другой — с некоторыми формами интрузивов (например, с силлами).

Форма и размеры эффузивных тел при рассмотрении их в горизонтальной плоскости различны и зависят от типа вулканизма и химического состава лавы (см. рис. 115).

При центральном типе наземного вулканизма, примером которого являются многие современные вулканы, обычно образуются лавовые потоки, т. е. массы лавы в виде потока, вытянутые в направлении растекания ее по склону вулкана и у его подножия. В зависимости от вязкости лавы и уклона местности длина потоков колеблется от 1—5 км у кислых лав до нескольких десятков километров у основных лав современных вулканов (Гавайские острова) и даже до 100—120 км у некоторых древних вулканов (например, в Армении). Соответственно мощность потоков изменяется от нескольких метров до многих десятков метров у базальтовых лав и до нескольких сотен метров у кислых лав. Кроме потоков, при извержении очень вязкой кислой лавы нередко образуются вулканические купола — массы лавы, поднявшиеся изнутри в виде купола и уже не способные к дальнейшему течению. Размеры их обычно небольшие (десятки, первые сотни метров).

Если излияние лавовых потоков в долинах происходит в условиях поднятия горной страны, то вскоре после извержения эти потоки оказываются прорезанными эрозией, нередко глубже своей подошвы. При повторных излияниях новый поток часто оказывается расположенным гипсометрически ниже более древнего, на более низкой террасе. При таких соотношениях лавовых потоков их стратиграфическое расчленение производится геоморфологическим методом, подобно расчленению аллювиальных отложений террас.

При трещинном вулканизме, характерном для многих древних и некоторых современных (например, в Исландии) преимущественно базальтовых излияний, лава растекалась по очень пологой поверхности равномерно во все стороны и покрывала большую площадь, образуя лавовый покров. Однако если масса лавы извергалась в условиях расчлененного горного рельефа, то и при трещинном вулканизме образовывались крупные лавовые потоки, спускавшиеся по глубоким долинам рек, как, например, некоторые базальтовые потоки в юго-западном Прибайкалье. При многократных трещинных излияниях лавовые потоки постепенно заполняли неровности долавого рельефа, и наконец, превращались в обширные покровы, образуя лавовые плато площадью в десятки и сотни тысяч квадратных километров (траппы Сибирской платформы и Декана, лавовые плато Армянского вулканического нагорья и др.).

Покровы меньших размеров в форме пологого щита, образующиеся при спокойных базальтовых излияниях крупных вулканов гавайского типа, называются лавовыми щитами. Они имеют

в поперечнике до 100 км и характерны для современных (Гавайские острова, Исландия) и некоторых древних вулканов.

Единичные пласты лавы (потоки, покровы) наблюдаются в разрезах очень редко. Обычно присутствует целый комплекс продуктов вулканизма, состоящих из ряда переслаивающихся горизонтов лав и туфов. Такие комплексы носят название эффузивно-пирокластических свит и серий.

Свиты вулканических пород могут достигать весьма значительной мощности. Так, например, общая толщина базальтовых покровов Исландии превышает 6—7 км. Мощность отдельных покровов и потоков может колебаться в широких пределах — от 1 м до первых сотен метров. В разных частях одной свиты мощность ее также непостоянна и зависит от удаленности того или иного участка свиты от центра извержения (к периферии она уменьшается) и от характера долавого рельефа (в углублениях древней поверхности мощность возрастает, в связи с чем пластообразная форма потоков или покровов в низах свиты усложняется).

Непостоянной величиной является и отношение мощностей между эффузивами и туфами внутри серии: в зависимости от типа вулканизма и состава магмы мощность лавовых тел меняется в зависимости от мощности переслаивающихся с ними пластов туфов. Как правило, вулканы центрального типа извергают больше туфового материала, чем трещинные вулканы, среди продуктов деятельности которых нередко отмечается почти полное отсутствие пирокластического материала. При излияниях кислой магмы выбросы пирокластического материала обычно резко преобладают над излияниями лав, а при извержениях основной магмы, наоборот, преобладают лавовые излияния. Отношение массы пирокластического материала к общему количеству вулканического материала, содержащегося в вулканогенной толще или выделившегося при извержении, характеризует относительную роль вулканических взрывов (эксплозий) в вулканическом процессе и называется коэффициентом эксплозивности.

Формы залегания эффузивных пород не следует смешивать с отдельными частями вулканического аппарата (например, с вулканическими конусами), представляющими скорее морфологические элементы современного вулканического ландшафта. Сохранившиеся от денудации остатки таких конусов в земной коре выглядят как наклоненные в разные стороны от одного центра перемежающиеся пласты лав и туфов, заключенные в осадочных породах. Их иногда можно принять за куполовидную складку, но выполаживание слоев вниз по разрезу такой структуры и присутствие в ее центральной части столбообразного магматического тела (некка) указывает на его вулканическую природу.

§ 54. Картирование в областях развития эффузивных пород

Для изучения эффузивов используются структурно-петрологические методы и методы исследования, применяемые при изучении толщ осадочных пород.

С помощью структурно-петрологического анализа устанавливаются состав и внутреннее строение лавовых потоков и покровов. Следует обратить внимание на степень раскристаллизации лавы, на ориентировку фенокrist (порфировых выделений), миндалин, пузырьков газа и полосчатости (флюидалности) и другие текстурные признаки лав, на наличие и ориентировку ксенолитов, на характерные формы отдельности (столбчатая или призматическая, шаровая, подушечная, плитчатая и др.), на форму застывания поверхности потока или покрова (глыбовая лава, волнистая лава). Определяется состав лав и туфов, замеряются элементы трещинной тектоники в эффузивах. В совокупности все это дает возможность выявить очаг извержения и установить тип вулканизма, условия излияния и остывания лавы, направление ее растекания, закономерность размещения полезных компонентов в лавовых телах и в туфах.

Применение методов стратиграфии, фациального анализа и структурной геологии, используемых при изучении осадочных пород, к исследованию осадочно-вулканогенных комплексов дает возможность установить условия их залегания, последовательность напластования, фациальные соотношения и возраст.

Пласты эффузивно-пирокластических пород часто переслаиваются осадочными породами, с которыми они могут залегать согласнo или со стратиграфическим несогласием (например, при наземных извержениях). Часто наблюдается смена фаций вулканогенных пород осадочными, и тогда может быть точно определен возраст эффузива. В других случаях возраст эффузивных толщ определяется приближенно, по возрасту подстилающих и перекрывающих их осадочных пород (рис. 126, I), а также по возрасту содержащихся иногда в лавах ксенолитов осадочных пород.

Последующими тектоническими движениями пласты эффузивов и туфов вместе с вмещающими их осадочными породами могут быть выведены из первоначального положения. Тогда образуются различные типы тектонических нарушений: моноклинали, складки (обычно пологие ввиду малой пластичности эффузивных пород), сбросы, сдвиги, трещины. В этих случаях замеряют элементы залегания пластов эффузивных пород и элементы разрывных нарушений так, как это делается при работе с осадочными породами.

В случаях первично-наклонного залегания лавового потока (например, когда он лежит на склоне древнего вулкана) также производятся замеры элементов залегания пласта. Надо отметить, что очень вязкие кислые лавы при излиянии могут образовывать в процессе течения мелкие, сложные смятия, которые следует отличать от тектонических деформаций.

Важное значение при расшифровке условий залегания сильно дислоцированных лавовых толщ имеет изучение ориентировки текстурных признаков (флюидалность, расположение пор и миндалин, фенокristов и пр.) и ориентировки призматической отдельности лав. При остывании лавовых покровов, распространяющемся от кровли и подошвы внутрь покрова, образуются два ряда «столбов»,

или призм, которые располагаются перпендикулярно кровле и подошве (обычно вертикально) и смыкаются друг с другом в средней части покрова.

Для установления кровли и подошвы сильно дислоцированных лавовых покровов необходимо изучать явления метаморфизации

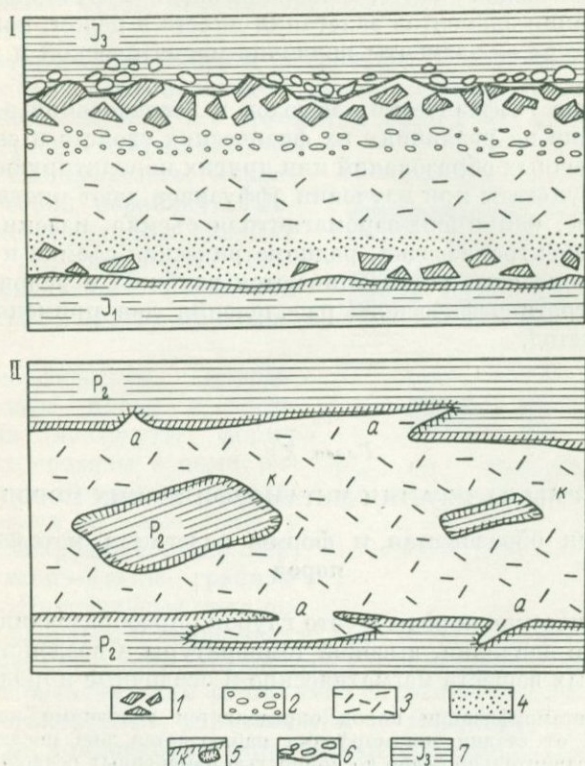


Рис. 126. Принципиальная схема строения лавового потока, залегающего в толще осадочных пород (I) и силла (II) в разрезе

1 — глыбово-шлаковая лавовая корка; 2 — пузыристая лава; 3 — слабо раскристаллизованные эффузивная (I) и интрузивная (II) породы; 4 — вулканическое стекло; 5 — зоны обжига во вмещающих породах и реакционные каемки по ограничениям всенолитов (K); 6 — конгломерат; 7 — вмещающие осадочные породы (a — апофизы)

(«обжига»), которой могут подвергаться только породы, непосредственно подстилающие лавовый покров, но никак не перекрывающие его (в отличие от пластовых интрузий или силлов — см. рис. 126, II, — которые метаморфизуют вмещающие породы как в своей подошве, так и в кровле).

На геологической карте эффузивные породы и вулканические туфы изображаются так же, как и осадочные, но, помимо возраста, показываемого такой же расцветкой и той же индексацией, которые применяются для осадочных образований, для вулканогенных пород

указывается также их состав, обозначаемый различными черными крапами и добавочным индексом (ставится перед возрастным индексом, например λJ_2). На литологических картах, когда возраст пород неизвестен, для эффузивов применяется особая литологическая раскраска и индексация (см. § 8).

На геологической карте, изображающей эффузивные породы, помимо указания элементов залегания пласта в целом, показывается еще его текстура — элементы первично-магматической и трещинной тектоники.

Применение геофизических методов в исследовании эффузивных пород основано на различиях их физических свойств и свойств вмещающих осадочных образований или других контактирующих пород. Хорошие результаты при изучении эффузивов дают многие геофизические методы, например: аэромагнитная съемка, наземная магнитная съемка, электроразведка, радиометрическая съемка и пр. (четко отбиваются контакты, устанавливаются глубины и условия залегания). Для стратиграфического расчленения лав применяют палеомагнитный метод.

Глава XV

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

§ 55. Условия образования и формы залегания метаморфических пород

Метаморфические породы — это глубоко преобразованные в условиях высокого давления, высокой температуры и воздействия химически активных веществ магматические и осадочные породы.

Степень метаморфизации пород определяется условиями метаморфизма. В зависимости от стадии метаморфизма наблюдается ряд последовательных переходов от сравнительно слабо до полностью измененных осадочных и магматических пород. Это зависит от степени нагревания пород, а также от силы, характера и продолжительности оказываемого на них давления и (в случаях метасоматоза, гранитизации, мигматизации) от расстояния между метаморфизируемой зоной и источником химически активных веществ — магматическим очагом. Так, при температурах, не превышающих $374^{\circ},6$ (критическая температура воды), и при относительно низком одностороннем (боковом) давлении проявляется первая (начальная) стадия метаморфизма. В этих условиях глины превращаются в филлиты, песчаники — в кварциты, известняки — в мраморы. При этих же температурах, но при более высоком направленном давлении осуществляется переход к следующей стадии: глинистые и вулканогенные породы преобразуются уже в кристаллические сланцы (хлоритовые, серицитовые, тальковые, слюдяные). Дальнейшее повышение температуры, сопровождаемое сильным боковым и гидростатическим давлением, приводит к образованию гранато-сланцевых, роговообманковых и графитовых сланцев, гнейсов и амфиболитов в результате метаморфизма как осадочных, так и изверженных пород. Наконец, еще более высокие температуры и большое гидростатическое давление приводят к крайней степени метаморфизма, когда в исходных породах изменяются не только структура и текстура, но и почти полностью состав. Обычно этот процесс происходит на большой глубине и характеризуется развитием

кристаллических сланцев и гнейсов, состоящих из минералов, плавящихся при высоких температурах (гиперстена, плагиоклаза, силлиманита и др.) и эклогитов. Наиболее интенсивно процессы метаморфизма протекают в глубоких зонах геосинклинальных областей.

В зависимости от первоначального происхождения и условий метаморфизма можно выделить две основные формы залегания метаморфических пород.

Метаморфические породы осадочного происхождения и многие эффузивы чаще всего залегают в форме складчатых слоистых и сланцеватых комплексов. Роль слоистости часто в них выполняет вторичная полосатость и кристаллизационная сланцеватость, маскирующие собой первичную слоистую текстуру породы. В одних случаях эти вторичные элементы совпадают с первичной слоистостью, в других не совпадают.

Метаморфические породы интрузивных пород и части эффузивов наследуют форму последних, связаны с ними рядом последовательных переходов, образуя краевые зоны у крупных интрузивов (например, у батолитов — зоны гранито-гнейсов). Интрузивные тела

небольших размеров и большинство эффузивов при метаморфизме полностью преобразуются, превращаясь в метаморфические породы. При этом их первоначальная форма либо сохраняется, либо в результате динамометаморфизма утрачивается и тогда они приобретают вид складчатых комплексов с характерной сланцеватостью пород. Иногда возникают своеобразные формы метаморфических пород — так называемые структуры будинажа, или структуры тектонического разлинзования (рис. 127), т. е. четкообразные тела (отдельные блоки), получившиеся в результате расчленения даек, жил, интрузивных залежей, лавовых потоков и покровов и т. п. Залегают они среди более пластичных и тоже метаморфизованных пород. Структуры тектонического разлинзования могут возникать и при динамометаморфизме жестких пластов первично-осадочных пород, также заключенных между более пластичными породами.

Характерными особенностями текстуры метаморфических пород являются:

1) вторичная слоистость, или вторичная полосатость, обусловленная неоднородностями в составе исходной породы или характером метаморфизма;

2) сланцеватость (кристаллизационная сланцеватость) — способность кристаллических сланцев и гнейсов (тогда ее еще называют

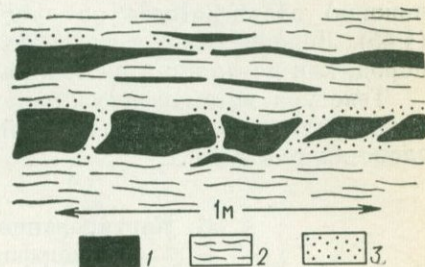


Рис. 127. Четкообразные структуры или будинаж-структуры в гнейсах.
По Н. С. Судовикову

1 — будины, сложенные амфиболитом; 2 — гнейс; 3 — пегматит

гнейсовидностью) раскалываться на тонкие пластинки вдоль поверхностей параллельной ориентировки пластинчатых, таблитчатых и игольчатых минералов и по плоскостям спайности некоторых параллельно расположенных минералов (слюд, хлоритов, талька, полевых шпатов и др.).

Обычно термин «сланцеватость» применяют только по отношению к метаморфическим породам, однако некоторые исследователи рассматривают сланцеватость шире, распространяя и на другие породы (например, на осадочные — глинистые сланцы). Иногда говорят о первичной (собственно кристаллизационной) и вторичной (независящей от ориентировки минералов) сланцеватости. Вторичная (или ложная) сланцеватость по существу представляет собой кливаж (§ 45). Ложная сланцеватость не так типична для метаморфических пород, как истинная (кристаллизационная).

Текстура метаморфических пород характеризуется также наличием реликтов первоначальной породы (например, остаточная слоистая текстура).

§ 56 Картирование в областях развития метаморфических пород

При полевом исследовании метаморфических пород одной из первоочередных задач является установление их исходного материала (см. § 55). В зависимости от первоначальной природы метаморфических пород полевые наблюдения над ними в общих чертах повторяют приемы работы при изучении либо осадочных, либо изверженных пород.

Так как в большинстве случаев метаморфические породы являются первично-осадочными или вулканогенными, то чаще всего наблюдения над ними во многом сходны с наблюдениями над осадочными породами. Но здесь картированию подлежит не только слоистость, но и сланцеватость, для которых необходимо устанавливать элементы залегания и пространственные соотношения.

В метаморфических породах интрузивного происхождения обычно сохраняются и даже становятся более отчетливыми свойственные им плоско-параллельные, полосатые и линейные текстуры; кроме того, здесь нередко развивается сланцеватость и гнейсовидность. Перечисленные особенности характерны главным образом для краевых зон крупных интрузивных массивов; при картировании таких зон применяется методика структурно-петрологического анализа.

Следующая задача заключается в установлении причин и типа метаморфизма. В связи с этим при картировании по соотношению сланцеватости со слоистостью определяют направление давления, устанавливают содержание руководящих вторичных минералов (например, присутствие андалузита указывает на контактовый метаморфизм), выясняют степень метаморфизма. При этом особое внимание уделяют изучению контактов с неметаморфизованными породами, определяют величину ореолов метаморфизма.

первичных пород, превратившихся впоследствии в метаморфические породы, а время их метаморфизма.

Не менее важное значение имеет исследование приконтактных зон метаморфизма с интрузиями (§ 50).

Особое внимание следует уделять изучению многочисленных полезных ископаемых — рудных и нерудных, связанных с метаморфическими породами (железистых кварцитов, колчеданных месторождений, разнообразных полезных ископаемых контакто-метасоматического происхождения и т. п.).

При картировании метаморфических пород, а также связанных с ними полезных ископаемых (в частности, рудных) широко применяются геофизические методы. Например, электроразведка и магниторазведка используются для выявления зон метаморфизма и оруденения. Хорошие результаты дают гравиразведка и промысловая геофизика, а иногда также и сейсморазведка.

Для выяснения природы метаморфических серий и для определения их возраста при полевых работах составляются геологические разрезы вкрест простирания пород (так же, как и при исследовании осадочных пород).

Геологическая карта, изображающая метаморфические толщи, в зависимости от характера пород, условий их залегания и мощности будет иметь вид либо обычной геологической, либо структурно-петрологической карты. Часто, однако, на такой карте одновременно отражены особенности обеих карт (см. рис. 128).

Умение свободно читать и анализировать геологическую карту чрезвычайно важно при выполнении полевых исследований любого назначения. Для упражнений в расшифровке «немой» карты следует использовать приложения 3 и 5.

Раздел третий

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ГЕОТЕКТониКИ

Глава XVI

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

§ 57. Основные закономерности строения и развития земной коры

Главными элементами рельефа Земли являются океанические впадины и выступы материков. Переход от материковых выступов к глубинам океанов происходит или резко через узкую зону крутого материкового склона (например, у берегов Африки), или посредством широкой переходной зоны, состоящей из окраинных морей, гористых островов и полуостровов (например, у восточных берегов Азии).

Геофизическими исследованиями установлено, что резкие различия в рельефе крупных областей Земли связаны с не менее рез-

кими различиями в глубинном строении земной коры этих областей. Глубоководным океаническим пространствам соответствует мало-мощная (не более 5—10 км) кора, состоящая из очень тонкого (не более 1—2 км) чехла осадков, накапливающихся в океанах (со скоростью порядка 1—5 мм в тысячу лет), и непосредственно подстилающей его толщи пород, обладающей упругими свойствами базальтов (мощность порядка нескольких тысяч метров). Ниже лежит подкоровая оболочка, или мантия, Земли, имеющая скорее всего ультраосновной состав. Напротив, материки характеризуются гораздо более мощной корой (в среднем 35—40 км), состоящей из осадочного чехла (0—10 км) и так называемых гранитно-метаморфического (в среднем 10—15 км) и базальтового (в среднем 15—20 км) слоев. Переходным зонам с контрастным рельефом свойственна большая сложность строения земной коры с чередованием участков, которые обладают, с одной стороны, глубинным строением, сходным со строением, типичным для материков (иногда даже с более мощной корой — до 50—60 км), с другой, — близких по строению коры к океаническим впадинам. Однако мощность осадков на участках такого «океаноподобного» строения коры в переходных зонах значительно больше (от нескольких километров до 10—15 км), а скорость их накопления значительно выше, чем в океанах.

В тектоническом отношении эти переходные зоны представляют собой так называемые геосинклинальные области, т. е. области, обладающие очень большой тектонической подвижностью и резкой контрастностью тектонических движений (с общим преобладанием опусканий), с чем и связан их сильно расчлененный неоднородный рельеф. В отличие от геосинклинальных областей, подавляющая часть территории дна океанов и материковых массивов характеризуется слабой тектонической подвижностью и малыми скоростями движений. По характеру тектонической структуры и движений земной коры большая часть площади материков относится к древним и молодым платформам (материковым платформам), а большая часть площади дна океанов — к океаническим плитам (океаническим платформам). Таким образом, основные черты рельефа земной поверхности, тектоническая структура верхних частей земной коры и ее глубинное строение находятся между собой в тесной зависимости, и все они представляют собой различные выражения особенностей строения главных элементов верхней части литосферы.

В вопросе о происхождении, развитии и взаимоотношениях этих трех главных типов строения земной коры остается еще много неясного и спорного. Однако некоторые положения все же разделяются большинством исследователей. Так, большинство геологов-тектонистов и геофизиков предполагает, что наиболее древним типом строения земной коры был тип, близкий к океаническому, точнее — близкий к типу строения дна западной части современного Тихого океана, которая, по мнению многих ученых, является древним, реликтовым элементом, сохранившим свои особенности от относительно ранней

стадии развития земной коры. На определенном этапе развития Земли в пределах очень тонкой океанической коры выделяются пояса повышенной подвижности с более интенсивным проявлением вулканизма — геосинклинальные области: одни (более обширные) зоны таких областей испытывают интенсивное погружение и заполняются мощными толщами осадочного и вулканогенного материала; другие (более узкие) — испытывают поднятия и могут подвергаться разрыву. В целом в пределах геосинклинальных поясов погружения значительно преобладают над поднятиями, в результате чего мощность земной коры в этих поясах постепенно возрастает как за счет накопления осадков, так и в результате подъема магматического вещества из подкоровой оболочки.

Развитие геосинклинальных поясов происходит чрезвычайно сложно и в течение продолжительного времени — сотен миллионов (и более миллиарда) лет и сопровождается на определенных стадиях складкообразованием, метаморфизацией отложений и внедрением интрузий. Это развитие происходит циклично, т. е. распадается на несколько этапов или циклов (длительностью в несколько сотен миллионов лет). В начале такого цикла резко преобладают погружения, а в конце — общие поднятия, охватывающие значительную часть геосинклинального пояса. Таковы, например, байкальский, каледонский, герцинский, мезозойский и альпийский геосинклинальные циклы.

По мере утолщения земной коры в пределах геосинклинальных поясов на отдельных (крупных) их участках (а затем и на всей площади этих поясов) тектоническая активность ослабевает, они выключаются из дальнейшего геосинклинального развития и превращаются в относительно стабильные, малоподвижные зоны земной коры — платформенные области. При последующих циклах развития геосинклинальных областей отдельные краевые участки платформ вновь могут временно испытывать геосинклинальные погружения, но обычно этот процесс является значительно более слабым, чем процесс причленения к платформам обширных территорий, последовательно выключающихся из дальнейшего геосинклинального развития. Поэтому площадь платформ, как правило, постепенно возрастает вследствие отмирания смежных участков геосинклинальных областей.

Если первоначальные геосинклинальные пояса, по-видимому, закладывались между океаническими впадинами, то впоследствии, после возникновения платформ, некоторые геосинклинальные области оказались расположенными между океаническими впадинами и возникшими на месте отмерших геосинклиналей платформами (например, геосинклинальный пояс, окружающий со всех сторон Тихоокеанскую впадину), а другие геосинклинальные пояса, развившиеся на месте сильно сузившегося океанического бассейна, — даже между двумя платформенными массивами (например, Средиземноморский геосинклинальный пояс между Африканской и Восточно-Европейской платформами).

Намеченная выше линия тектонического развития земной коры — линия разрастания материков за счет океанических плит, в общем, с теми или иными вариантами принимается многими исследователями.

Многие глубоководные впадины внутренних и окраинных морей в пределах геосинклинальных поясов (например, впадины Средиземного, Черного, Японского морей) также считаются реликтами первичной океанической земной коры. При этом сильные опускания могли испытывать лишь некоторые узкие краевые зоны океанических впадин, в прошлом принадлежавшие геосинклинальным областям и платформам, но отнюдь не вся территория дна Атлантического, Индийского, Северного, Ледовитого океанов.

Наряду с первичными океаническими впадинами (например, Тихоокеанской) и развившимися внутри них геосинклинальными поясами существуют также и вторичные океанические впадины и геосинклинальные пояса, образовавшиеся уже после возникновения материковых (платформенных) массивов и разобщившие их. К числу вторичных впадин относят Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны, а также некоторые близкие к ним по строению коры глубоководные впадины внутренних и окраинных морей. Однако процесс образования этих вторичных глубоководных впадин океанов и морей истолковывается по-разному. Здесь можно различить три главных представления.

1. Гипотеза «базификации», или «океанизации» (В. В. Белоусова и других) предполагает, что отдельные крупные области земной коры материков могут испытывать глубокие опускания, которые сопровождаются как бы «рассасыванием» значительной части континентальной коры, в частности — исчезновением ее осадочного и «гранитно-метаморфического» слоев, и превращаются во вторичные океанические впадины. Физическая сущность этого процесса базификации остается пока не ясной.

2. Гипотеза «дрейфа материков», впервые обоснованная А. Вегенером, впоследствии сильно критикованная, а в настоящее время вновь привлекаящая внимание в свете данных, полученных в результате палеомагнитных исследований, предполагает, что толстая, относительно «легкая» кора материков может перемещаться по более тяжелому подкоровому субстрату, подобно глыбам льда на воде. В результате раскалывания материковых массивов возникают гигантские трещины, или «щели» (типа грабена Красного моря), которые при разнонаправленных горизонтальных движениях материковых глыб могут сильно расширяться, превращаясь во впадины вторичных океанов (например, впадина Атлантического океана между раздвинувшимися материками Африки и Америки).

В качестве зон, в которых протекает ныне процесс расширения океанического дна, рассматриваются срединно-океанические хребты (Срединно-Атлантический, Арктический, Индоокеанский, Восточно-Тихоокеанский). Вдоль их осей простираются узкие, глубокие, щелевидные рвы — так называемые рифтовые долины — зоны

современного растяжения, к которым приурочены проявления сейсмической, вулканической и термической активности, а срединно-океанические хребты в целом характеризуются симметрично расположенными вдоль их склонов зонами полосовидных магнитных аномалий. В современном варианте рассматриваемой гипотезы предполагается, что океаническая кора, расширяясь в пределах рифтовых зон, одновременно пододвигается в некоторых других зонах, в частности, в зонах так называемых глубоководных желобов на периферии океанических впадин под мощную кору смежных континентов (например, на западной и юго-восточной периферии Тихого и северо-восточной периферии Индийского океанов).

3. Гипотеза расширения Земли предполагает, что на определенной ранней стадии развития Земли ее радиус был значительно меньше современного и все материки были спаяны в единый массив с материковой корой. В результате последующего предполагаемого расширения земного шара этот материковый массив оказался разорванным на отдельные, разошедшиеся в разные стороны, обломки. В пределах образовавшихся разрывов, превратившихся во вторичные океаны и глубокие моря, земная кора была сильно растянута или совсем разорвана. Эта гипотеза пока что наименее обоснована и принимается немногими исследователями.

Таким образом, в настоящее время мы еще не располагаем единой, достаточно разработанной и обоснованной теорией тектонического развития Земли. Однако быстрый прогресс в изучении земной коры, в частности — успехи, достигнутые в области геофизических и геохимических исследований, а также в изучении геологии морского дна, работы по сверхглубокому бурению (до глубин 10—15 км), несомненно, будут способствовать решению этой основной проблемы геологии.

§ 58. Геосинклинальные области

Геосинклинальные области представляют собой вытянутые на тысячи километров пояса земной коры, обладающие высокой тектонической подвижностью и расположенные либо между океанами и материками (платформами), либо между двумя платформами, или, наконец, между двумя океанами. Для геосинклинальных областей характерны следующие основные особенности:

1) большие амплитуды и скорости тектонических движений (как вертикальных, так, по-видимому, и горизонтальных) с общим преобладанием опусканий и в связи с этим большие мощности накапливающихся в прогибах отложений;

2) резкая дифференцированность движений на площади, высокие градиенты движений;

3) преобладание линейно-вытянутых зон прогибания и поднятия и формирующихся на их месте складчатых структур;

4) раздробленность земной коры в связи с развитием густой сети тектонических разрывов разного направления (преимущественно

продольных) и глубинности (вплоть до так называемых глубинных разломов, рассекающих всю земную кору и даже самые верхи мантии);

5) сильная фациальная изменчивость отложений (особенно вкрест простирания структур) и наличие характерных для геосинклиналей особых типов (формаций) отложений;

6) широкое развитие эффузивных и интрузивных магматических процессов, дающих продукты различного состава, и богатство связанных с ними месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых эндогенного происхождения;

7) интенсивная полная складчатость, охватывающая на определенных стадиях все зоны геосинклинальной области;

8) резко расчлененный, преимущественно подводный рельеф на ранних стадиях и главным образом наземный рельеф на поздних стадиях геотектонического цикла;

9) как правило, высокая сейсмичность.

Как уже было сказано, развитие геосинклинальной области происходит обычно в течение нескольких циклов, в ходе которых на фоне общего необратимого процесса утолщения и усложнения структуры земной коры наблюдается некоторая (хотя и неполная) периодическая повторяемость явлений. Развитие геосинклинальных областей в течение герцинского, мезозойского и альпийского циклов схематически можно характеризовать следующим образом.

В начале цикла господствуют погружения обширных глубоких прогибов — геосинклиналей. Разделяющие их зоны поднятий — геоантиклинали — выражены относительно слабо и также могут покрываться маломощными осадками. Часто проявляются подводные извержения вулканов, продукты которых имеют преимущественно основной состав. В дальнейшем тектонический план усложняется. В геосинклиналях возникают внутренние геоантиклинальные поднятия, сначала узкие, а затем все более расширяющиеся. В их пределах происходит складкообразование. Они расчленяют единую геосинклиналь на отдельные, более узкие, частные геосинклинальные прогибы. В эту стадию продукты вулканических извержений становятся более сложными, пестрыми по составу, происходит внедрение интрузий — от ультраосновных и основных до умеренно кислых. На поздней стадии прекращается погружение в частных геосинклинальных прогибах, они подвергаются складкообразованию и объединяются со смежными геоантиклиналями в сложно построенные складчатые сооружения, начинающие испытывать общее сводовое поднятие. На этой стадии внедряются крупные и мелкие гранитоидные интрузии, а позднее происходят наземные вулканические извержения.

По структуре складчатые сооружения представляют собой либо антиклинории, т. е. складчатые зоны, имеющие в целом выпуклое, антиклинальное строение, либо (чаще) являются мегаантиклинориями, т. е. состоят из нескольких антиклинориев и синклинориев, образующих в целом выпуклую, приподнятую структуру высшего

порядка (рис. 129). Как правило, эта структура более или менее сильно осложнена разломами преимущественно взбросо-надвигового, а нередко и покровного характера. На поздней стадии развития геосинклинальной области наряду со складчатыми сооружениями (мегаантиклинориями) формируются межгорные (внутренние) и краевые (передовые, предгорные) прогибы.

Межгорные прогибы образуются внутри геосинклинальной области между двумя складчатыми сооружениями, а краевые прогибы — между складчатым сооружением и прилегающей к нему платформой. Эти прогибы заполняются морскими или континентальными терригенными осадками — продуктами размыва складчатых сооружений.

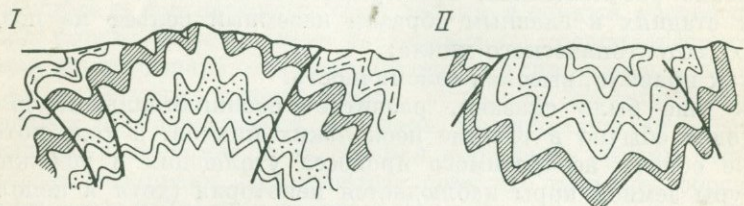


Рис. 129. Антиклинорий (I) и синклинорий (II) в поперечном разрезе (схема)

Для краевых прогибов, в отличие от межгорных, характерна асимметрия: их внешнее (платформенное) крыло отличается меньшей мощностью осадков и более простой, часто моноклиальной структурой, тогда как внутреннее крыло сложено мощным комплексом более грубых отложений, обычно смятым в складки промежуточного или линейного (полного) типа, нередко осложненные чешуйчатыми надвигами с перемещением масс в сторону платформы.

Особое тектоническое положение в герцинских, мезозойских и альпийских геосинклинальных областях занимают срединные массивы — обширные участки, завершившие типично геосинклинальное развитие в течение предшествующих циклов, а в дальнейшем не испытывавшие значительных по амплитуде вертикальных движений и интенсивных складкообразовательных процессов.

Краевые и межгорные прогибы обычно образуются на тех участках геосинклинальных областей, которые завершают в данном цикле геосинклинальное развитие и в дальнейшем переходят в состояние платформ.

§ 59. Платформы и краевые прогибы

Платформы представляют собой обширные почти изометричные области (имеющие от тысячи до нескольких тысяч километров в поперечнике), обладающие значительно меньшей, в сравнении с геосинклинальными областями, тектонической подвижностью; платформы, как правило, обрамляются геосинклинальными областями, но частично могут граничить с океаническими впадинами. Характер

перехода от платформ к океаническим впадинам недостаточно ясен. Платформам свойственны следующие основные особенности:

1) относительно небольшие амплитуды и скорости вертикальных тектонических движений и в связи с этим сравнительно малые мощности осадков и скорости осадконакопления (в среднем примерно в 10 раз меньше, чем в геосинклиналях, и в 10 раз больше, чем в океанических впадинах);

2) слабая дифференцированность вертикальных движений на площади и малые их градиенты;

3) широкое развитие изометричных и овальных в плане обширных зон поднятия и погружения;

4) относительно редкая сеть различно ориентированных разломов глубокого заложения, контролирующая расположение главных структурных элементов платформ;

5) относительно малая фациальная изменчивость осадков на площади, наличие специфических платформенных формаций, выдержанных на огромных площадях, и характерных для платформ типов полезных ископаемых осадочного происхождения;

6) отсутствие или специфические формы магматических проявлений, продукты которых имеют преимущественно основной (базальтовый) состав; массовые излияния лав, образующих обширные лавовые плато, силлы и дайки основных пород, трещинные и центральные интрузии ультраосновной и щелочной магмы, трубки взрыва основной и ультраосновной магмы;

7) отсутствие или локальное проявление складчатых структур; последние чаще относятся к прерывистому типу (по В. В. Белоусову); особенно характерны соляные купола, приуроченные, как правило, к наиболее глубоким платформенным прогибам;

8) за исключением отдельных тектонически активизированных участков, представляющих плоскогорья, для платформ характерен слабо расчлененный равнинный рельеф;

9) за исключением тех же участков, платформы асейсмичны или очень слабо сейсмичны;

10) важнейшей особенностью тектонического строения платформ является их двухъярусная тектоническая структура: наличие жесткого, складчатого метаморфизованного фундамента, сформированного в ходе доплатформенного — геосинклинального — этапа развития области и залегающего на нем с резким угловым несогласием недислоцированного или очень слабо дислоцированного платформенного осадочного чехла.

По возрасту платформы подразделяются на древние (при возрасте фундамента более 1,5 млрд. лет) и молодые, фундамент которых был сформирован в результате байкальской (около 0,6 млрд. лет), каледонской (0,4 млрд. лет) и герцинской (0,2 млрд. лет) складчатости.

Молодые платформы отличаются от древних относительно большей тектонической подвижностью (скоростью движений и осадконакопления) и унаследованностью тектонического плана платформенного этапа развития от структур складчатого фундамента.

В структуре платформ выделяются два главных типа тектонических элементов: 1) выступы кристаллического фундамента древних платформ — щиты и выступы складчатого фундамента молодых платформ; 2) области развития платформенного осадочного чехла — плиты. В пределах плит в свою очередь различаются обширные пологие поднятия с небольшой мощностью чехла (обычно не более 1—1,5 км) — антеклизы, столь же обширные впадины — синеклизы, а также относительно узкие и глубокие грабенообразные впадины авлакогены. Мощности отложений чехла в синеклизах обычно превышают 2 км, иногда достигая 5 км, а в исключительных случаях (Прикаспийская синеклиза на Русской платформе) — даже 10—25 км. С наиболее глубокими впадинами платформы, как правило, бывают связаны зоны проявлений солянокупольной тектоники. Отражением активных зон разломов фундамента в осадочном чехле платформ являются флексуры и крушные пологие коробчатые антиклинали (так называемые валы или плакантиклинали).

Глава XVII

ЗАДАЧИ И ВИДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК

§ 60. Цель, задачи, особенности
и условия проведения геологических съемок

Геологическое картирование является первым этапом в выявлении перспективных площадей и признаков полезных ископаемых. Вторым этапом являются поиски промышленных месторождений на основе оценки уже известных рудопроявлений. Третий этап — это разведка месторождений с определением запасов и качества полезного ископаемого, условий его залегания, а также выяснение других данных, необходимых для составления проекта эксплуатации месторождения. Как метод исследования, геологическая съемка разных масштабов сопутствует поискам и разведкам и предваряет их. Основная цель геологической съемки — представить сводку данных о геологии района и установить связь полезных ископаемых со стратиграфией, литологией, петрологией и тектоникой района. Результаты съемки, зафиксированные на геологической карте, либо дают прямой ответ на вопрос о характере выявленных в исследуемом районе типов полезных ископаемых, их размещении и примерных концентрациях в них полезных компонентов, либо позволяют делать прогнозы о вероятности обнаружения и возможных условиях нахождения полезных ископаемых. Поэтому геологическая съемка и поиски полезных ископаемых неотделимы друг от друга, хотя задачи у них и разные.

Полученная в результате съемки геологическая карта, во-первых, используется непосредственно в качестве основы, по которой производятся поиски и, во-вторых, служит для составления сводной геологической карты целого региона. На такой сводной карте, составленной по материалам карт отдельных районов, с большей ясностью проявляются различные стороны геологии и с большей степенью надежности устанавливаются закономерности рудообразования и распределения минерального сырья в региональном масштабе. А это в свою очередь облегчает решение поисковых задач как на площади всего региона, так и отдельных его частей, находящихся в пределах территории геологической съемки. Для того чтобы конкретизировать подобные сведения и выразить их в краткой графической форме в дополнение к основной геологической карте составляется карта прогноза полезных ископаемых. Ее можно сравнить с компасом,

который помогает геологу находить правильное направление при планировании и проведении поисков полезных ископаемых.

Детальность геологосъемочных работ определяется заданным масштабом картирования. Для крупномасштабной съемки требуется большое количество геологических фактов. С этой целью используют много точек наблюдения. В результате обобщения этих фактов и нанесения на карту данных наблюдений, крупномасштабная карта

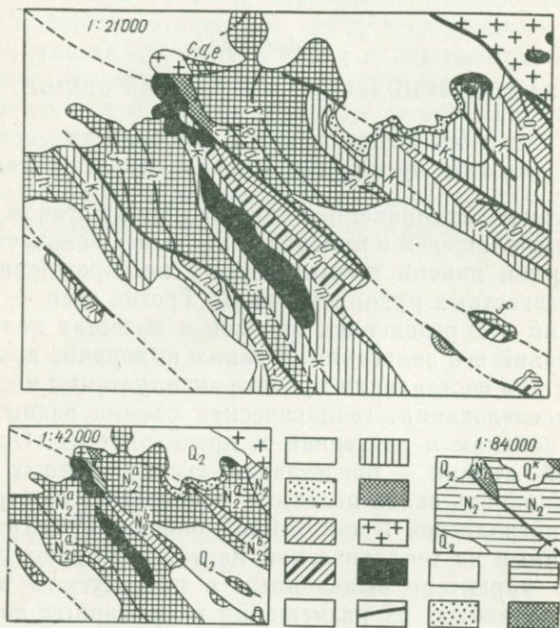


Рис. 130. Степень детальности геологического строения карт разных масштабов. По В. Н. Веберу
На карте масштаба 1 : 21 000 выделены и изображены опорные горизонты, на карте 1 : 42 000 — подъярусы, а на карте 1 : 84 000 — подотделы

подробно освещает геологическое строение территории исследований. При мелкомасштабном картировании ограничиваются малым числом таких фактов и пунктов наблюдения, и тогда карта дает лишь общее представление о геологии района. Значит, чем крупнее масштаб съемки, тем полнее и надежнее полученные результаты, а следовательно, более детально освещено геологическое строение. Как бы ни был увеличен масштаб уже готовой карты, она будет все же отражать только ту степень детальности геологического строения района, которая определена масштабом съемки (рис. 130).

Основными особенностями современных геологических съемок являются их комплексность и планомерность, базирующиеся на единых методических требованиях.

Комплексная геологическая съемка общего типа характеризуется тем, что наряду с основным видом работ, т. е. картированием коренных пород, производится съемка четвертичных отложений и поиски полезных ископаемых, а также весь комплекс сопутствующих исследований (геоморфологических, гидрогеологических и др.). При этом используются разнообразные методы, дополняющие приемы чисто полевой работы по обнажениям, такие как аэрофотосъемка, бурение, геофизические методы и др.

Съемку ведут планомерно, без пропусков отдельных участков, иначе нельзя увязывать отдельные районы в единое целое. Все геологосъемочные партии в своей работе руководствуются едиными требованиями, которые изложены в инструкциях Министерства геологии СССР.

Общим условием геологической съемки любого типа и любого масштаба является ее кондиционность, т. е. ее надежность, соответствующая требованиям, детальность переносимых на карту особенностей геологического строения территории в зависимости от масштаба работ. В числе элементов, определяющих кондиционность съемок, на первый план обычно выдвигали плотность съемочной сети (см. § 61). Опыт недавних лет показывают, что это является важным, но не решающим фактором при геологической съемке. Независимо от степени и характера обнаженности, числа и распределения точек бурения и горных выработок, за основу любой съемки признают требование — выяснить основные данные о геологическом строении исследуемого района. Задачу съемки нельзя считать решенной до тех пор, пока с полной достоверностью не будут изучены стратиграфия и соотношения между комплексами и отдельными типами пород в районе картирования и не произведено их структурное расчленение. Для этого используются все взаимно контролируемые и дополняющие друг друга средства съемки: изучение обнажений, данные картировочного и структурного бурения, результаты геофизических исследований и др. И какой бы густой ни была сеть естественных и искусственных обнажений, но если она не обеспечивает решения основных вопросов геологии района, съемка не может считаться кондиционной.

Хотя при проведении комплексной геологической съемки (особенно крупномасштабной) задачи геологосъемочного и поискового этапов сближаются настолько, что трудно провести между ними резкую грань, методы и объемы работы в обоих случаях остаются все же разными. Съемка включает очень широкий круг вопросов и пользуется различными методами, в том числе и специфически поисковыми, поиски же значительно уже, как по содержанию, так и по методам выполнения.

Как было сказано, для облегчения работы геолога-съемщика по каждому виду и масштабу съемки в настоящее время разработаны соответствующие инструкции. В организационном и методическом отношении геологическая съемка проводится в строгой последовательности. По стадиям работы выделяются три периода съемки: подготовительный, полевой и камеральный.

§ 61. Классификация и характеристика геологических съемок

Геологические съемки подразделяются по нескольким признакам: назначению, масштабу, последовательности проведения работ, способу выполнения, методам исследования и способу привязки геологических данных к топографической основе.

По назначению геологические съемки делятся на съемки общего типа, специализированные и специальные.

1. Съемки общего типа, или комплексные, являются государственными и представляют главное направление геологосъемочных исследований, их обобщенную форму. По масштабу они объединяются в три группы: мелкомасштабные (1 : 1 000 000 и 1 : 500 000), среднемасштабные (1 : 200 000 и 1 : 100 000) и крупномасштабные (1 : 50 000 и 1 : 25 000). При этом съемка в масштабах 1 : 1 000 000, 1 : 200 000 и 1 : 50 000 является основной, а съемки 1 : 500 000, 1 : 100 000 и 1 : 25 000 масштабов — дополнительными, применяющимися в районах с особо сложным геологическим строением и (или) высокогорным рельефом (см. § 6).

Основными отличительными признаками съемки общего типа является ее комплексность и параллельное проведение поисков всех без исключения видов полезных ископаемых. Геологические съемки общего типа в качестве обязательных поисковых элементов включают металлотрию, шливовое опробование и попутные поиски радиоактивных элементов.

2. Специализированная съемка ведется в крупном или чаще в детальном масштабе (местные съемки) и имеет целью обеспечить поиски какого-либо одного (или двух) вида полезного ископаемого. Такая съемка может проводиться только на ранее заснятых в более мелком масштабе территориях. Особое внимание уделяется горным породам и структурным формам, в которых скорее всего можно ожидать распространения данного вида полезного ископаемого. В этом и заключается ее специализация. Но хотя при таком подходе поисковая и геологосъемочная задачи очень сближаются, съемка сохраняет свое самостоятельное значение и свои специфические методы, значит смешивать эти разнородные понятия в сочетаниях «поисковая съемка» или, еще хуже, «разведочная съемка» не следует. В любом случае за съемкой сохраняется ее ведущая роль.

3. Специальные съемки имеют специальное назначение, например структурная или гидрогеологическая съемки. И хотя некоторые из них входят как обязательные в комплекс съемок общего типа, по содержанию и методам работы они занимают самостоятельное место. Кроме того, при некоторых из специальных съемок (например, при гидрогеологической) составляется не одна, а целая серия карт.

Общая характеристика съемок по способам выполнения и привязки на топооснову и по методу их выполнения сведена в табл. 3.

Маршрутная съемка ведется по маршрутам наилучшей обнаженности (чаще всего по долинам рек); в результате карта территории

Классификация геологических съемок

Масштаб	Тип съемки	Тип карты	Основной способ выполнения съемки	Основной метод исследования	Способ привязки к топооснове
1 : 1 000 000 и 1 : 500 000	Государственная региональная, мелкомасштабная	Мелкомасштабная	Маршрутная	Пересечение	Глазомерный
1 : 200 000 и 1 : 100 000	Государственная региональная, среднемасштабная	Среднемасштабная	Маршрутно-площадная	Пересечение в комбинации с прослеживанием границ по простиранию	Глазомерно-полуйнструментальный
1 : 50 000 и 1 : 25 000	Региональная, частью специализированная, крупномасштабная	Крупномасштабная	Площадная	Прослеживание границ по простиранию и отчасти оконтуривание	Полуйнструментальный, частью инструментальный
1 : 10 000, 1 : 5000 и крупнее	Местная, специализированная, детальная	Детальная	Площадная	Прослеживание границ и оконтуривание при широком использовании разведочных данных	Инструментальный

покрывается сетью узких заснятых полос, иногда значительно удаленных одна от другой. Полученные данные распространяются на расположенную между маршрутными ходами площадь. Маршрутная, или рекогносцировочная, съемка удовлетворяет требованиям мелко-масштабной карты¹.

При площадной съемке вся площадь снимаемого листа покрывается более или менее равномерной сетью точек наблюдения, которыми служат как естественные обнажения, так и геологоразведочные выработки, преимущественно буровые скважины (т. е. скважины картировочного бурения). Картировочное бурение — неглубокое бурение (до коренных пород, т. е. на глубину в несколько десятков метров). Для этой цели применяются скоростные самоходные буровые установки. В случае залегания опорных горизонтов на глубинах, превышающих 100 м, при площадной (особенно при структурной) съемке применяется глубокое (структурное) бурение. Съемочную сеть следует гущать на наиболее сложно построенных и перспективных в поисковом отношении участках.

В целом густота (плотность) сети точек наблюдения зависит от масштаба съемки и сложности геологического строения (табл. 4).

Как видно из таблицы, расчет количества точек наблюдения ведется на 1 см² карты; в зависимости от масштаба съемки для каждого случая рассчитывается число точек на 1 км² картируемой территории. Площадная съемка дает наиболее точные и надежные результаты. Однако это в полной мере справедливо только для открытых территорий, где мощность покрова рыхлых отложений менее 10 м. В закрытых районах, где мощность четвертичных пород превышает 10 м, точные, достоверные результаты дает лишь съемка четвертичных отложений. Геологическое же строение полностью скрытых под «наносами» коренных пород в подобных районах устанавливается приближенно, по результатам геофизических работ и керну скважин картировочного или глубокого бурения.

Маршрутно-площадная съемка является комбинацией первого и второго способов; она менее детальная, чем площадная.

Деление съемок на маршрутную и площадную само по себе и по степени их детальности в значительной мере условно. Как было отмечено, равномерное распределение точек наблюдения на картируемой площади, с плотностью сети, соответствующей масштабу, далеко не всегда обеспечивает необходимую «структурность», надежность карты. Например, могут быть случаи, когда оказываются пропущенными некоторые важные стратиграфические и литологические горизонты, комплексы и типы пород или важные геологические структуры, и тогда карта становится неполноценной, не соответствующей заданному масштабу (некондиционной). Поэтому в практике геологосъемочной работы чаще различают съемки, исходя

¹ Термин «маршрутная рекогносцировочная съемка» не следует смешивать со словом «маршрут» (т. е. путь следования геолога); съемка «по маршрутам» производится при всех способах и масштабах картирования, а их направление определяется геологической обстановкой района.

Категории сложности геологического строения и плотность съемочной сети

Категория сложности геологического строения	Характеристика	Число точек наблюдения на 1 см ² карты
I (простое строение)	Слои залегают горизонтально или очень полого. Стратиграфия простая, достаточно изученная. Фацции устойчивые, маркирующие горизонты выражены отчетливо	1—2
II (строение средней сложности)	Складчатость пологая. Стратиграфия сложная (или недостаточно разработанная). Фацции устойчивые. Маркирующие горизонты выражены слабо. Могут встречаться магматические породы, однообразные по составу и возрасту	2—3
III (сложное строение)	Сложная складчатость. Распространены магматические и метаморфические породы, различные по составу и возрасту	3—4
IV (особо сложное строение)	Широко распространены метаморфические породы со сложной мелкой складчатостью и большим количеством тектонических разрывов	4 и более

из четырех факторов: степени детальности (масштаба) съемки, степени обнаженности, условий залегания и состава пород и физико-географических условий района исследования. Этими четырьмя факторами и определяется выбор рационального метода съемки и ее содержание.

Что касается плано-высотной привязки точек наблюдения на топографическую карту, то при глазомерной привязке используют только горный компас, расстояния же измеряют шагами (парами шагов); при полунструментальной съемке для привязки применяют буссоль, мерную ленту, барометр-анероид; при инструментальной — теодолит, мензулу, нивелир.

§ 62. Специальные съемки

Кроме съемки общего типа, выполняемой по коренным породам и четвертичным отложениям обычными полевыми методами, в комплекс геологосъемочных работ входят еще специальные съемки. Специальными они называются потому, что преследуют особую и более узкую цель в сравнении со съемкой общего типа и осуществляются специальными методами и средствами. Эти съемки

предназначены для удовлетворения специфических нужд отдельных отраслей народного хозяйства или способствуют более полному раскрытию отдельных особенностей геологического строения картируемой территории. К ним в первую очередь относятся съемки: структурная, закрытых поверхностей древних структурных этажей (в том числе кристаллического фундамента платформ), гидрогеологическая, инженерно-геологическая, геоморфологическая, металлогеническая, различные виды геофизических съемок и ряд других.

Структурная (структурно-геологическая) съемка производится, как правило, в закрытых районах, на платформах, в краевых и межгорных прогибах и обычно входит в комплекс детального и крупномасштабного картирования, но может выполняться и самостоятельно на уже заснятых в масштабе 1 : 200 000 и крупнее площадях. Она заключается в прослеживании и нанесении на карту с помощью стратоизогипс (см. § 36 и 43) опорных горизонтов, отражающих скрытые под толщей отложений геологические структуры. Основное назначение — выявить глубокие структуры, благоприятные для скопления нефти и газа. Структурная съемка служит также для планирования разведочных работ и подсчета запасов глубокозалегающих полезных ископаемых преимущественно осадочного происхождения.

Известное сходство со структурной съемкой по некоторым приемам работы имеет съемка древних структурных этажей, и в первую очередь поверхности древнего кристаллического фундамента. Здесь, правда, не приходится иметь дело с опорными горизонтами, так как их заменяют границы раздела между структурными ярусами — резкие угловые несогласия и сопутствующий им базальный конгломерат. Такая съемка производится с помощью глубокого опорного бурения и служит основой для составления карт прогноза глубокозалегающих полезных ископаемых. Такие глубинные карты, строящиеся по сети глубоких опорных скважин, при широком привлечении геофизических данных дают возможность решать важные вопросы региональной геологии. Эти карты знаменуют собой новый этап в развитии советской геологии — переход к широким исследованиям глубоких недр на обширных платформенных частях нашей страны.

Гидрогеологическая съемка производится либо в комплексе с геологической, при средне- и крупномасштабном картировании, и тогда составляется карта водоносности района, строго увязанная с основной геологической картой, либо, независимо от общегеологической съемки, на уже готовой геологической основе, и тогда составляется несколько гидрогеологических карт различных типов. В последнем случае специальные гидрогеологические съемки подразделяются по масштабу на три категории: детальные (крупнее 1 : 25 000), бассейновые (1 : 200 000—1 : 100 000 и 1 : 50 000) и районные (1 : 1 000 000—1 : 500 000). На основе этих категорий съемок составляются обзорные гидрогеологические карты (мельче 1 : 1 000 000). При гидрогеологических съемках всех масштабов определяется число и распространение водоносных горизонтов, их стратиграфическое

положение, водообильность, режим и степень минерализации. Степень минерализации на карте указывается только для первого от поверхности водоносного горизонта (не считая верховодки); минерализация более глубоких водоносных горизонтов отмечается у водопунктов и на разрезах. Следовательно, задача при съемке заключается в регистрации и описании всех выходов подземных вод (источников, колодцев и пр.) и проявлений их деятельности, а также в выяснении условий залегания водоносных горизонтов и водообильности различных толщ и пород, в установлении качества и режима подземных вод. Все эти данные особыми условными знаками фиксируются на карте¹.

Гидрогеологические карты имеют очень важное народнохозяйственное значение (водоснабжение, бальнеология) и существенно дополняют картину геологических условий района.

Специальным видом исследований, не входящим в комплекс работ по государственному геологическому картированию, являются родственные гидрогеологическим инженерно-геологические съемки. Они предназначены для проектирования городского и дорожного строительства, а также для освоения новых месторождений полезных ископаемых; кроме того, они используются в военно-инженерной службе и т. п. Инженерно-геологические исследования заключаются в первую очередь в определении физико-механических свойств горных пород (грунтов) при строительстве плотин, тоннелей, шахт, зданий, железных и шоссейных дорог и т. д. В частности, путем инженерно-геологических исследований определяется несущая способность грунтов под фундаменты различного рода промышленных и гражданских архитектурных сооружений. При этих исследованиях обязательно учитываются геологическая структура, гидрогеологические и геоморфологические особенности местности и степень активности денудационных процессов (оползни, осыпи, обвалы, карст, развитие оврагов, эрозия на склонах речных долин, абразия морских берегов и т. п.).

Инженерно-геологические съемки (по масштабу) подразделяются на обзорные (1 : 1 000 000—1 : 500 000), специальные обзорные (1 : 200 000), средней детальности (1 : 10 000—1 : 5000) и детальные (1 : 2000—1 : 1000). На картах специальными условными знаками указываются особенности гидрогеологии, рельефа и грунтов (горных пород) с инженерно-строительной точки зрения.

Геоморфологическое картирование входит как обязательный элемент в комплексную геологическую съемку, но может проводиться и независимо от нее; по методам исследований она имеет много общего с картированием четвертичных пород. Разница заключается в том, что при геоморфологической съемке основное внимание уделяют не самим породам, а формам рельефа, которые образуются этими породами, изучению их строения, происхождения и возраста.

¹ Специальные методы гидрогеологической съемки рассматриваются в курсах гидрогеологии.

При геоморфологическом картировании важно иметь дешифрованные плановые контактные отпечатки аэрофотосъемки, которые вместе с картами облегчают организацию, планирование и проведение полевых работ по геоморфологической съемке. Большую пользу при геоморфологических исследованиях приносит также использование перспективных аэрофотоснимков (особенно горных районов), на которых хорошо выявляются денудационные поверхности, террасы и другие формы рельефа долин, формы ледникового рельефа и т. п.

Геоморфологическое изучение поверхности предусматривает определение высотных отметок денудационных уровней, террасовых площадок, береговых линий моря и т. д. При этом выясняются непосредственные и общие геологические причины, вызвавшие образование именно данных форм рельефа, и устанавливается связь элементов рельефа с основными геологическими структурами. Особое внимание следует уделять изучению аккумулятивных форм рельефа, сложенных рыхлыми четвертичными континентальными осадками различных генетических типов. По результатам изучения этих отложений можно судить об истории формирования рельефа. Геоморфологические наблюдения, кроме служебной роли при изучении геологии четвертичных отложений, имеют большое практическое значение (при поисках россыпных месторождений полезных ископаемых, при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях и др.). На геоморфологических картах, которые по масштабу классифицируются так же, как геологические, используют специальные условные знаки; ими изображают различную степень активности эрозии, различные типы рельефа и рыхлых новообразований.

К числу исследований, выполняемых в общем комплексе работ по геологической съемке, относится картирование четвертичных отложений. Хотя по своему назначению оно относится к съемкам общего типа, методы работы здесь все же отличаются от картирования коренных пород, поэтому такую съемку называли специальной. Съемка четвертичных отложений, во-первых, сходна с приемами исследования горизонтально залегающих толщ осадков, во-вторых — с геоморфологическими исследованиями. Последнее обстоятельство определяется тесной связью четвертичных, преимущественно рыхлых континентальных отложений с древним и с современным рельефом. Кроме того, они тесно связаны с деятельностью грунтовых вод.

Съемку четвертичных отложений нередко называют комплексной, так как она одновременно предусматривает установление генезиса, возраста и состава отложений. Из специальных методов при этой съемке широко используются: спорово-пыльцевой анализ, изучение остатков растений и позвоночных животных, а также геоморфологические, гидрогеологические и археологические исследования. Для карт четвертичных отложений разработана особая и обширная цветная и штриховая легенда и более дробная в сравнении с обычной индексация, которая отражает происхождение, возраст и состав пород.

В комплекс поисковых исследований, обязательных при проведении геологического картирования, входят металлотрическая и

гидрохимическая съемка, шлиховое опробование и попутные поиски радиоактивных руд (радиометрическая съемка).

Металлометрическая съемка, по существу являющаяся одним из геохимических методов поисков рудных месторождений полезных ископаемых, входит в настоящее время как обязательный элемент в комплексное геологическое картирование. Часто она также сопутствует геофизическим съемкам, особенно в тех случаях, когда эти съемки ведутся независимо от геологического картирования, предвзятого его. Наиболее часто металлометрическая съемка проводится в масштабах от 1 : 100 000 до 1 : 10 000. Сущность ее состоит в опробовании выходящих непосредственно на поверхность пород на металлоносность по более густой сети точек, чем пункты наблюдения при маршрутной и площадной геологических съемках. Она основана на изучении закономерностей распределения рудных минералов в горных породах и осуществляется путем выявления первичных и главным образом вторичных ореолов рассеяния тех металлов, с месторождениями или рудопоявлениями которых связаны эти ореолы.

Металлометрическая съемка заключается в массовом отборе проб малого веса (20—50 г) из почвенного слоя, а если возможно — из элювия коренных пород или из делювия, с самой поверхности или с небольшой глубины (до 1 м). Число пунктов взятия проб определяется масштабом съемки, но не должно быть меньше одного пункта на 1 см² карты. Эта съемка может быть маршрутной, при которой маршруты располагают вкрест простирания основных геологических структур и предполагаемых металлоносных зон, и площадной, которая проводится по прямоугольной сети. В некоторых случаях с целью изучения первичных ореолов рассеяния тех или иных элементов или общей геохимической характеристики разреза производится опробование коренных пород или послойное опробование опорных разрезов и т. п. Металлометрические пробы испытываются на магнитную восприимчивость и подвергаются спектральному анализу. На основании результатов опробования устанавливается повышение содержания тех или иных элементов, связанное с их ореолами рассеяния.

Разновидностью металлометрической съемки является гидрохимическое опробование источников подземных вод, при котором пробы этих вод подвергаются спектральному анализу и по его результатам устанавливаются повышенные концентрации тех или иных ценных компонентов (например, медь и др.) в породах, по которым циркулировали исследуемые воды.

Обязательным элементом геологической съемки является шлиховое опробование, для которого отбираются шлиховые пробы из почвы и рыхлых образований (аллювия, делювия, элювия и пр.). Пробы частично обрабатываются (промываются) тут же на месте. Этот метод основывается на том, что в элювии и в рыхлых аллювиальных, пролювиальных и других отложениях содержится определенное количество рассеянных рудных минералов с высоким удельным весом (из числа устойчивых в экзогенных условиях), которые при разруше-

нии коренных пород (и руд) подвергаются переносу и переотложению в рыхлых осадках, иногда образуют в них промышленные скопления (россыпные месторождения). Пункты шлихового опробования наносятся на карту с указанием примерного состава и количественного содержания тяжелых минералов в опробованных породах. По данным анализа распределения «знаков» рудных минералов, обнаруженных в шлихах на территории района (в частности, в его гидросети), можно выяснить, откуда выносились и как транспортировались эти компоненты, и оконтурить предполагаемые участки коренных рудопроявлений. В пределах таких участков в дальнейшем проводятся более детальные поисково-съёмочные работы с целью обнаружения этих проявлений. Путем проведения анализов (спектрального, люминесцентного, химического, радиологического и др.), выполняемых частью в поле (в полевых химических лабораториях), частью в камеральных условиях, окончательно уточняются данные о металлоносности района и корректируется карта.

Таблица 5

Нормальная γ -активность горных пород при наземной съёмке (по Д. Я. Суражскому)

Порода	Показание счетчика МС, мкр/ч
Гранит, гранодиорит	10—25
Мелкозернистый гранит	15—45
Порфириновый гранит	10—18
Нефелиновый сиенит	10—40
Кислые эффузивы	10—60
Диорит	8—15
Базальт	4—15
Габбро	2—10
Известняк	0—5
Песчаник	5—10
Сланцы	8—15
Гнейсы	3—35

Задачей радиометрической съёмки является установление степени радиоактивности горных пород с целью выявления промышленных месторождений радиоактивных (преимущественно урановых) руд. С помощью этих методов можно также устанавливать разрывы и зоны минерализации.

В настоящее время применяются аэро- γ -поиски (съёмка), наземная γ -съёмка (автомобильная и пешеходная), полевая эманационная

съёмка и γ -картаж. Разбор этих методов работы не входит в задачу данного учебника. В качестве примера радиометрических исследований кратко остановимся лишь на наиболее простом по исполнению методе полевой радиометрии — наземной γ -съёмке. Она может выполняться практически в любых геолого-географических условиях, причем не только специалистом-геофизиком, но и геологом, гидрогеологом, даже коллектором (особенно пешеходная γ -съёмка) и обязательно попутно проводится при комплексной геологической съёмке (так называемые попутные поиски). Радиоактивность горных пород учитывается по интенсивности главным образом γ -излучения специальными приборами-радиометрами различных типов и измеряется в микрорентгенах в час, так как γ -лучи по своей природе близки к рентгеновским лучам. Горные породы обладают разной степенью нормального γ -излучения, обусловленной различным кларком (сред-

ним в земной коре) содержанием в них радиоактивных элементов (табл. 5).

Фиксируя степень γ -активности горных пород и увязывая полученные данные с его геологическими условиями, оконтуривают площади с различной степенью радиоактивности. Сеть наблюдений при γ -съемке зависит от геологического строения изучаемой территории и масштаба геологического картирования. При этом детальность γ -съемки на перспективных площадях должна быть в четыре-пять раз больше, чем масштаб геологосъемочных работ.

Направление профилей выбирается в зависимости от геологических условий, обычно вкрест простираения структур, контролирующих возможное оруденение (жил, контактов, зон разломов).

Глава XVIII

АЭРОМЕТОДЫ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

§ 63. Краткие сведения об аэрометодах

Аэрометоды, подобно геофизическим методам, сыграли выдающуюся роль в практике геологических исследований. Эту роль в развитии геологического картирования справедливо сравнивают с переворотом, совершенным в петрографии в связи с применением поляризационного микроскопа. Теперь работа геолога-съемщика немыслима без использования аэрометодов, особенно данных аэрофотосъемки, на основании которых можно с высокой степенью точности устанавливать на местности и отражать на геологической карте границы и многие детали геологического строения объекта картирования.

Аэрометоды представляют собой совокупность различных методов изучения поверхности рельефа и верхней зоны земной коры с воздуха на основе использования визуальных наблюдений, фотографирования и геофизических методов.

Аэровизуальные наблюдения резко расширяют кругозор исследователя и проводятся с различной целью, в том числе и с геологической. В последнем случае путем непосредственного наблюдения и фиксации с воздуха (в виде коротких записей, нанесения данных на контурную карту, аэрофотографирования) элементов рельефа, характера и расположения обнажений, крупных структур и других объектов геолог уточняет исходные картографические данные (топо- и аэрофотокарты). Это дает возможность на первом этапе полевых работ правильно планировать наземное геологическое картирование (выбирать маршруты, отбирать точки наблюдений и т. п.), а в дальнейшем — корректировать результаты съемки. Аэровизуальные наблюдения входят в комплекс аэрогеологических методов работы.

При фотографировании можно определять форму и положение отдельных элементов природного ландшафта (возвышенностей, понижений, долин рек, оврагов, карстовых форм рельефа и т. п.). Затем, по изображению на аэрофотоснимке, методом фотограмметрии,

производят точные измерения объектов. Это обеспечивает возможность построения по материалам аэрофотосъемки топографической карты (или плана).

Так как существует тесная зависимость между физико-географическими условиями местности (рельефом, гидрографической сетью, почвенно-растительным покровом) и ее геологическим строением, то можно производить геологическое дешифрирование аэрофотоснимков, являющееся главным методом анализа геологического строения исследуемой территории по материалам воздушной съемки (по аэрофотоснимкам).

Сущность аэрогеофизических съемок (аэромагнитной, аэроγ-съемки) или аэрогеофизического метода работы заключается в фиксации с воздуха геофизическими приборами физических свойств горных пород (магнитности, радиоактивности и др.), что в свою очередь позволяет устанавливать распределение этих свойств на исследуемой территории. Обычный масштаб таких съемок 1 : 200 000, высота полета самолета от 200 до 500—600 м, типы самолетов: ЛИ-2, АН-2.

Наибольшее значение в работе геолога-съемщика имеют материалы аэрофотосъемки, представляющие основу аэрогеологического метода работы. Аэрофотосъемка — фотографирование поверхности земли с самолета для получения топографической или геологической карты. Использование аэрофотосъемки для построения топографических карт началось еще до того, как она стала применяться в геологии, да и теперь еще многие аэрофотосъемочные работы ведутся в основном с топографической целью. Однако любые материалы аэрофотосъемки, с какой бы целью она ни производилась, успешно используются для получения геологических данных. Так как методом аэрофотосъемки заснята большая часть территории СССР, то для геологов открыты широкие перспективы предварительного знакомства с геологией районов, где еще только намечается проведение геологической съемки. При обработке материалов аэрофотосъемки в период подготовки геологосъемочной партии к выезду в поле и в ходе полевых работ путем предварительного геологического дешифрирования аэрофотоснимков геолог получает довольно обстоятельное представление о геологии района, что, разумеется, помогает ему правильно планировать и проводить картирование.

Еще большее значение приобрела аэрофотосъемка, проводимая со специальной целью в комплексе с наземным геологическим картированием и геофизическими работами. Такая съемка ускоряет темпы, повышает степень детальности и способствует улучшению качества геологосъемочных работ.

Эффективность применения аэрофотосъемки зависит как от природных факторов, так и от экономико-географических особенностей местности, которыми определяется степень дешифрируемости аэроснимков. Из природных факторов на разрешающую возможность аэросъемки влияют: строение рельефа, степень обнаженности, геологическое строение территории и местный климат. Наиболее благоприятными для проведения аэрофотосъемки являются южные и край-

ние северные (горные) районы СССР со значительным числом ясных дней, с хорошей обнаженностью (пустынные, полупустынные и тундровые районы), расчлененным (горным, овражно-балочным) рельефом, слабой залесенностью. В любой зоне горные районы лучше геологически дешифрируются, чем равнинные, особенно, если последние покрыты сплошным лесным массивом или представляют собой сельскохозяйственные угодья (средняя полоса Европейской части СССР, Западная Сибирь и др.).

Различают аэрофотосъемку плановую — при отвесном положении оптической оси фотоаппарата (когда снимок дает план) и перспективную — при косом положении оптической оси фотоаппарата (когда снимок отражает поверхность на большом расстоянии, в перспективе). При перспективной съемке снимок дает более наглядное представление о местности, но здесь искажаются масштабы, поэтому для составления фотокарт пользуются методом плановой съемки и (частично) плано-перспективной. Однако и в случае плановой съемки в условиях неровной, особенно горной местности масштаб отдельных частей снимка будет неодинаков. Это связано с сильно варьирующей высотой смежных участков горной местности (более высокие части рельефа будут переданы в более крупном масштабе); кроме того, искажения могут быть вызваны креном самолета, отклонением его от маршрута и другими причинами.

Летно-съемочные маршруты (залеты) проводят в широтном направлении, в связи с чем на снимке верхняя граница является севером (как на карте). Съемка ведется таким образом, чтобы каждый последующий снимок покрывал предыдущий на 60—70% вдоль полосы съемки и на 30—40% между полосами (продольное и поперечное перекрытия). Это необходимо для обеспечения стереоскопического эффекта и совмещения смежных снимков.

Для аэрогеологических работ используются самолеты со скоростью полета 165—290 км/час (типа ИЛ-12, ЛИ-2, АН-2, ЯК-12) и вертолеты. Фотографирование ведется в зависимости от заданного масштаба на высоте от 100 до 4000 м.

В результате съемки получают аэрофотоснимки контактной печати (их стандартные размеры — по размеру пленки — 18 × 18, 24 × 24 и 30 × 30 см), которые являются основным материалом для геологического дешифрирования (см. рис. 47). Наиболее эффективно дешифрирование происходит при использовании стереоскопа — оптического прибора, обеспечивающего рельефность изображения при рассмотрении пары снимков (стереопары) с различными бинокулярными углами (один и тот же предмет на смежных снимках рассматривается под разными углами зрения — для левого и правого глаза, этим обеспечивается стереоскопический эффект). Из фотоснимков контактной печати составляют репродукции накидного монтажа (рис. 131), представляющие собой уменьшенную фотографию группы снимков, черепитчато наложенных друг на друга в порядке их помаршрутной съемки (с порядковыми номерами) на площади не менее одной трапеции стотысячного или более крупного

масштаба (в зависимости от масштабов съемки). Эти репродукции накидного монтажа служат как бы картограммой, облегчающей быстрое нахождение требуемого контактного отпечатка. Из нетрансформированных центральных участков отдельных аэроснимков монтируются фотосхемы, представляющие собой сплошное мозаичное фотоизображение местности в рамках топографического планшета. При этом части снимков, составляющие перекрытие, вырезаются, и на картон наклеиваются лишь центральные их части, что создает целостную, близкую к действительной, картину местности. На фотосхемы в процессе геологической съемки, так же как и на топооснову, наносятся все геологические данные (границы, индексы, элементы залегания и т. д.).

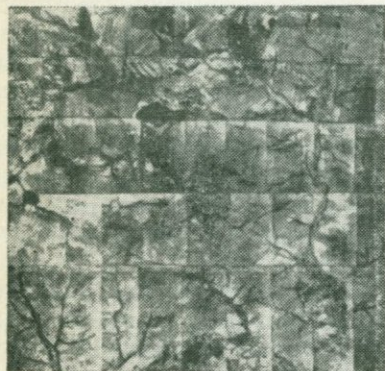


Рис. 131. Репродукция накидного монтажа. По М. Н. Петрушевичу

Путем соответствующей трансформации (преобразования, приведенные к одному уровню, что необходимо при съемке, например, горной местности) фотоснимков изготовляют фотопланы, приведенные к одной системе координат и не содержащие искажений. При геологических исследованиях чаще обходятся фотосхемами. Следует указать, однако, что фотосхемы горных районов отличаются низким качеством из-за больших неувязок, обусловленных резкими изменениями масштаба фотоизображения (в связи с большой амплитудой рельефа), и для использования при геологических исследованиях часто бывают непригодны.

Масштаб аэрофотоосновы для геологической съемки зависит от характера рельефа, от степени обнаженности геологических структур (чем лучше обнаженность, тем более крупным может быть масштаб — до 1 : 5000), от сложности геологического строения и задач съемки. Наиболее часто производят аэрофотосъемку для составления геологических карт среднего и мелкого масштабов; в последнем случае — независимо от степени обнаженности объекта. При этом масштаб снимков контактной печати всегда следует брать крупнее масштаба геологической съемки и ее топоосновы. Наиболее часто съемку производят в масштабах: 1 : 10 000, 1 : 30 000 и 1 : 65 000; обычно применяются также масштабы: 1 : 50 000 и 1 : 100 000.

Масштаб рассчитывается по формуле $M = \frac{H}{f}$, где M — масштаб контактного аэроснимка; H — высота полета; f — фокусное расстояние (главный фокус) объектива фотоаппарата.

Фотографирование поверхности земли производится специальными аппаратами с большим фокусным расстоянием объектива (от 36

до 500 мм), имеющими автоматические затворы со счетчиками снимков (аппараты устанавливаются в фюзеляже самолета).

До недавнего времени использовалась исключительно черно-белая (обычная) фотография. Теперь стала применяться цветная фотография и фотографирование в инфракрасных лучах (сквозь облака), обеспечивающие лучшую дешифрируемость снимков.

§ 64. Принципы геологического дешифрирования аэрофотоснимков

Как уже говорилось, основным методом работы геолога при аэрофотосъемке является дешифрирование стереопар контактной печати. Кроме того, как вспомогательное средство применяется общее рассмотрение накидного монтажа и фотосхем.

Дешифрирование стереопар предусматривает воспроизведение пространственной модели местности с помощью стереоскопа (§ 63). Два плоскостных изображения какого-либо объекта стереоскоп суммирует в одно объемное, т. е. искусственно воспроизводит естественный бинокулярный процесс фиксирования. Каждый предмет воспринимается нами дважды — правым и левым глазом, но под разными углами зрения (угловой параллакс), а в зрительном центре мозга воспроизводится одно объемное изображение предмета. Благодаря этому свойству мы видим (ощущаем) рельефность предметов, глубину изображения.

При рассмотрении двух сходных, но не совсем одинаковых снимков (стереопары) под стереоскопом происходит изоляция зрения каждого из глаз. Это достигается с помощью линз или зеркал, устанавливаемых для каждого глаза под соответствующими углами. Так как один и тот же ландшафт (объект) на левом и правом снимках сфотографирован также под различными оптическими углами, соответствующими углами зрения левого и правого глаза, то при таком раздельном рассмотрении стереопары мы видим одно, но уже объемное изображение объекта — стереоскопическую модель. Наиболее широко применяется зеркально-линзовый стереоскоп Т-3.

Стереоскоп помогает выявить на аэрофотоснимках объекты, которые могут быть выражены геологическими условными обозначениями, в чем, собственно, и заключается сущность геологического дешифрирования. Разные фотоснимки по-разному дешифрируются, в первую очередь в связи со степенью фотогеничности геологического объекта и четкости его изображения. Это зависит от состава пород мощности покрывающего коренные породы элювия и делювия, характера и густоты растительности и других причин.

Геологическое дешифрирование основано на использовании как прямых (выраженности геологических структур в рельефе), так и косвенных признаков (особенностей почвенно-растительного покрова поверхности), когда геологические структуры прикрыты мало мощными четвертичными отложениями. Конечно, прямые признаки дают лучшие, более надежные результаты, поэтому дешифрирование объектов аэрофотосъемки в пустынных и полупустынных областях

или в высокогорных районах, т. е. там, где геологические структуры хорошо обнажены, наиболее эффективно. Хорошо дешифрируются районы с развитой овражно-балочной сетью также и в зоне умеренного климата.

Такие важные для геолога элементы, как характер рельефа и наличие на площади обнажений, их расположение, аэрофотоснимок отображает непосредственно. При рассмотрении в стереоскоп прослеживают не только конфигурацию объекта в плане, но получают объемность изображения его и даже определяют высоту предмета по длине отбрасываемой им тени на снимке (разумеется, с учетом времени дня и года). Это чрезвычайно важно при изучении, например, областей развития карста.

Литологический состав пород дешифрируется по степени устойчивости пород к выветриванию, что сказывается в развитии различных, иногда специфических форм рельефа. Обычно на снимке легко отличить осадочную породу от магматической и в связи с этим часто можно произвести расчленение осадочных пород на отдельные литологические комплексы. Например, пески образуют пологие участки склонов, в отличие от более крутых, обусловленных выходами крепких пород; верховья оврагов, развивающихся в песках, имеют характерный «лапчатый» облик. Склоны оврагов и речных долин, сложенные глинами, имеют большую крутизну и более резкие контуры чем при эрозии песков. Благодаря применению цветного фотографирования можно использовать еще и цветовые различия горных пород и почв для установления их литологии.

Условия залегания пород и элементы залегания пластов при различных типах геологических структур и расчлененном рельефе дешифрируются следующим путем.

Горизонтально и слабо наклонно залегающие слои на фотоизображении выглядят примерно так, как и на геологической карте при расчлененном рельефе (см. § 20 и рис. 25), т. е. в виде более или менее параллельных полос, то оконтуривающих возвышенности (в виде концентрических полос), то протягивающихся вдоль склонов рек и оврагов. Только здесь полосы имеют серый и черный цвет с различными оттенками. При стереоскопическом рассмотрении можно установить наличие слабо наклонного залегания (если оно есть) и даже определить превышение одной точки над другой, а отсюда и углы падения пластов.

Наклонное залегание (углы падения больше $20-30^\circ$) устанавливается по так называемым пластовым треугольникам (см. рис. 43 и 132, 133) и пластовым трапециям. Они представляют собой проекцию на горизонтальную плоскость выходов пластов в форме треугольников или трапеций, налегающих друг на друга наподобие покрытия из черепицы. Треугольная или трапециoidalная форма выходов обусловлена размывом моноклинально залегающей толщи в двух параллельных оврагах или долинах, в промежутке между которыми образуются так называемые пластовые треугольники или трапеции. Высота треугольников или трапеций зависит от угла

наклона: чем больше угол падения пласта, тем больше высота треугольника, и наоборот. Пользуясь специальным шаблоном, составленным в соответствии с масштабом снимка, можно с точностью до $5-10^\circ$ определить угол падения. Направление падения (азимут) также устанавливается по треугольникам (трапециям): оно идет в сторону, обратную вершине треугольника. Примерно такие же соотношения наблюдаются и на геологической карте (см. § 27).

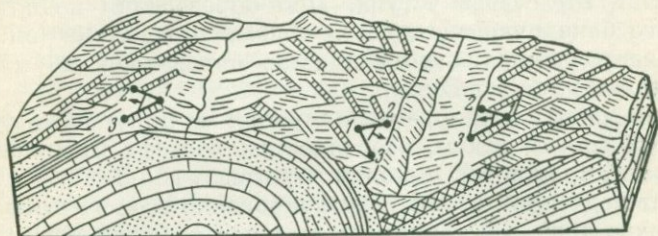


Рис. 132. Блок-диаграмма пластовых треугольников.
По И. И. Краснову.

1 — вершины пластовых треугольников, соответствующие наиболее высоким точкам рельефа; 2—3 — основания треугольников

Вертикальное и крутое падение слоев представляется в виде резко ограниченных темных прямолинейных полос и прямоугольников, так как на поверхности крутопадающие пласты при денудации образуют барьеры (твердые породы) и ложбины (мягкие породы).

Складчатые структуры, даже при относительно слабой обнаженности, четко отображаются на снимке и выглядят так же, как и на

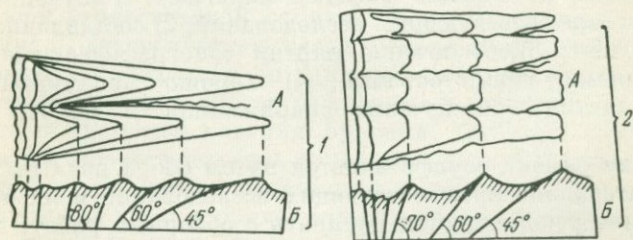


Рис. 133. Зависимость высоты пластовых треугольников (1) и пластовых трапеций (2) от угла падения пластов (шаблон). По В. А. Апродову

А — изображение на аэрофотоснимках; Б — геологические разрезы

геологической карте, т. е. представляют систему симметричных полос по обе стороны от ядра складки. При наличии на крыльях пластовых треугольников можно определить тип складки и углы падения пластов. У синклиналей пластовые треугольники и трапеции своими вершинами на крыльях обращены в разные стороны,

у антиклиналей — друг к другу (см. рис. 132). Если полосы на крыльях параллельны, это значит, что шарнир складки расположен горизонтально; при наклонном положении шарнира полосы сходятся или расходятся.

Разрывные нарушения (преимущественно сбросовые) распознаются по резким боковым смещениям однотипных (однотонных) полос вдоль линии сброса, которая тоже резко обозначается, особенно при наличии сбросового уступа. При определении поднятого или опущенного бока руководствуются общими правилами (см. рис. 95 и § 43); направление падения пластов определяют по пластовым треугольникам или трапециям.

Разрывы часто хорошо дешифрируются по приуроченным к ним, как к ослабленным зонам, особенностям рельефа (понижения, долины, овраги, промоины), выходам грунтовых вод и т. п.

Следует подчеркнуть, что дешифрирование геологических структур возможно лишь в условиях достаточной расчлененности рельефа овражно-балочной сетью и обнаженности склонов или водораздельных пространств.

Глава XIX

ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЙ ПЕРИОД

§ 65. Сбор материалов и составление проекта работ

Эффективность результатов геологической съемки во многом зависит от подготовки к ней.

Подготовка к полевым работам включает: 1) изучение района по данным предшествующих исследований; 2) составление проекта и сметы работ; 3) обеспечение партии топографическими картами и материалами аэрофотосъемки; 4) хорошо продуманную организацию партии, обеспечение снаряжением и подбор оборудования.

Изучение района осуществляется путем сбора печатных и рукописных материалов предшествующих исследований и их обработки. Это изучение рекомендуется начинать с обзорных работ, в которых освещаются общие черты строения района и его геологическое положение и состояние изученности, к которым обычно прилагается обширный список литературы. Затем следует переходить к изучению более детальных материалов, в том числе рукописных геологических отчетов по всем без исключения геологическим работам, проводившимся ранее в данном районе. Эти отчеты в обязательном порядке поступают во Всесоюзный геологический фонд (ВГФ) и в соответствующие территориальные геологические фонды (ТГФ).

При планировании геологосъемочных работ учитывается и их преемственность. Например, крупномасштабная съемка планируется только при условии, если в исследуемом районе ранее была проведена среднемасштабная съемка. В относительно редких случаях,

при необходимости одновременного планирования съемок разных масштабов, более мелкомасштабная съемка ведется со значительным опережением. Поэтому в первую очередь используются материалы геологической съемки более мелкого масштаба в сравнении с масштабом проектируемой съемки; кроме того, используются все материалы по геофизическим исследованиям и аэрофотосъемкам путем предварительного геологического дешифрирования последних, поэтому очень важно знать принципы дешифрирования аэрофотоснимков (см. § 64).

На основе собранных материалов составляют проект работ. Проект работ геологосъемочной партии, как и проект геологоразведочной или геофизической партии, состоит из двух частей: геологической (точнее — геолого-методической) и производственно-технической.

Первая часть включает следующие разделы: 1) целевая установка; 2) географо-экономическая характеристика района; 3) обзор данных предыдущих исследований; 4) геология района и участка работ; 5) методика и объем работ (иногда четвертый раздел не выделяется, а входит в «Методику и объем работ»).

Во второй части проекта рассматривается организация и технология ведения работ; там же приводятся необходимые технические и технико-экономические расчеты. В случае необходимости в виде особых разделов описываются специальные виды работ (буровые работы, горно-проходческие работы и др.), но чаще эта часть проекта не разделяется. Здесь же дается перечень оборудования, материалов, снаряжения, транспортных средств; кроме того, указываются мероприятия по технике безопасности и охране труда, приводится перечень штатных единиц партии и график ее работы.

К проекту прилагаются: 1) обзорная карта с указанием площади предстоящей геологической съемки; 2) картограмма геологической заснятости; 3) геологическая карта района в масштабе проектируемой съемки, составленная по данным ранее проводившихся съемок, а также геофизические карты; 4) разрезы и колонки — фактические и проектные (для обоснования бурения, особенно структурного).

В каждом проекте главное внимание уделяется методике планируемых работ. В проекте излагаются также геолого-экономические предпосылки для выбора рационального метода (или методов) съемки (первые четыре раздела первой части), технические средства для осуществления задуманного исследования и их технико-экономическая характеристика (вторая часть проекта). Проект должен быть кратким и четко оформлен. После его защиты в соответствующем учреждении (экспедиции, отделе или секторе треста), по заданию которого проводятся работы, проект утверждается начальником или главным инженером этого учреждения. Работа по составлению проекта поручается опытным специалистам.

На основе проекта составляется смета работ. После утверждения сметы заказчиком она поступает в банк для финансирования работ.

§ 66. Организация партии (кадры, оборудование, снаряжение и транспортные средства)

Основной производственной единицей, ведущей геологосъемочные работы, является геологосъемочная партия. Поскольку перед геологами-съемщиками ставится чрезвычайно ответственная научно-производственная задача, требующая от исполнителей больших знаний и опыта, то подбор для партии сотрудников соответствующей квалификации очень важен. Штат партии (число и категория специалистов) зависит от объема работ и определяется проектом по соответствующим нормативам. Примерный состав съемочной партии

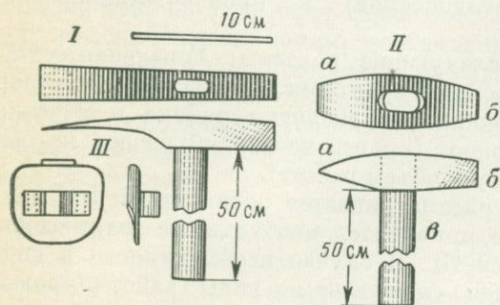


Рис. 134. Геологические молотки.
По В. Н. Веберу

I — молоток, применяемый при изучении рыхлых осадочных пород; II — молоток, применяемый при работе с кристаллическими и другими твердыми породами: а — острый край, б — боек, в — рукоятка (на рукоятке рекомендуется делать насечки через 5—10 см для измерений мощности слоев); III — вешалка; прикрепляемая к поясному ремню (фас и профиль)

включает начальника партии, геолога (или прораба-геолога), двух коллекторов, одного-двух техников-геофизиков (операторов) для проведения попутных поисков и поисковый отряд, ведущий шлихное и металлометрическое опробование. Первостепенной задачей начальника партии (или ответственного руководителя) является правильная расстановка кадров с первых же дней ее работы.

В дальнейшем обязанности руководства партии заключаются в обеспечении

необходимым оборудованием, снаряжением, транспортными средствами (автотранспорт, лошади, олени или другой вьючный транспорт, самолет или вертолет). При этом необходимо проверить исправность оборудования, обязательно выверить точные приборы и инструменты, обеспечить хорошую их упаковку для перевозки к месту работ. Нужно брать с собой все необходимое, но ничего лишнего, так как это обременяет партию при полевой работе.

Немаловажное значение имеет и личное снаряжение геолога-съемщика.

В личном распоряжении съемщика должны быть: 1) горный компас; 2) геологический молоток (рис. 134); 3) зубила для отбивания образцов скальных пород; 4) лупа; 5) полевые книжки; 6) простые и цветные карандаши; 7) перочинный нож (который служит для разных целей, в том числе и для определения твердости минералов); 8) полевая сумка; 9) флакон с притертой пробкой для 50- или 100%-ного раствора соляной кислоты; 10) рюкзак, а также мешочки

для образцов, бумага и вата (для обертывания образцов остатков фауны и флоры).

Особое внимание следует обратить на личную обувь и одежду. Сапоги или юфтовые ботинки должны быть такого размера, чтобы можно было навернуть бязевую или холщевую портянку; одежда должна быть удобной, легкой, а в некоторых случаях (при работе в горных районах или ранней весной, поздней осенью) теплой. Немалое значение для успешной работы имеет и физическая подготовка съемщика.

Глава XX

ПОЛЕВОЙ ПЕРИОД

§ 67. Организация полевых работ

Полевой период является основным и самым ответственным в цикле геологосъемочных работ. Он включает следующие этапы:

- 1) транспортировки личного состава и снаряжения партии к месту работ и организация работ на месте;
- 2) производственно-полевой;
- 3) прекращения работ партии и ее возвращения к месту камеральных работ (на постоянную базу).

Организационный этап полевой работы заключается в создании полевой базы (лагеря) партии сразу же по прибытии или еще до прибытия основного контингента работников, в жилищно-бытовом устройстве личного состава и в предварительном знакомстве с объектом исследований. При этом необходимо конкретизировать программу исследований и уточнить карту маршрутов съемки по данным предварительного дешифрирования имеющихся аэрофотоснимков, топографических карт или путем аэровизуального осмотра района съемки, рекогносцировки основных маршрутов, используя для этого имеющиеся в распоряжении партии виды транспорта. Продолжительность этого этапа в зависимости от величины территории, масштаба съемки, геолого-географических и дорожных условий работы может быть от нескольких дней до нескольких недель. База партии, по возможности, должна быть связана удобными коммуникациями с административно-экономическими центрами района для регулярного обеспечения партии материалами, продовольствием, газетами и т. п. Если это возможно, то базу партии лучше создавать в населенном пункте.

Производственно-полевой этап — главный этап полевого периода. В течение этого периода собирается фактический материал, производится анализ геологического строения территории и составляется ее геологическая карта (в предварительном виде). Для успешного выполнения поставленной задачи (научно-производственного плана исследования) персонал партии должен соблюдать

распорядок дня. В связи с тем, что на чисто геологическую работу приходится иногда меньшая доля времени полевого периода (мешает ненастье, труднопроходимость местности после дождей, разливы рек и др.), следует максимально использовать пригодные для работы дни, уплотнять свой рабочий день. При этом необходимо предусмотреть, чтобы 30—40% рабочего времени (дня) приходилось на полевую обработку собранных материалов.

Распорядок дня определяется условиями работы и географическим положением района исследований. В. Н. Вебер рекомендовал, например, такой распорядок дня: в 6 часов — подъем, завтрак; в 7 часов — выход на маршрут; в 16 часов — становиться на ночлег; до 17 часов — часовой отдых, еда; с 17 до 21 часа — обработка собранных за день материалов; с 21 часа — ужин и сон; всего за день: 8 часов работы в поле, 4 часа полевой камеральной обработки материалов; 3—4 дневных часа на отдых, еду и др.; 8—9 часов — на сон.

В районах с жарким климатом на маршрут рекомендуется выходить в 5 часов утра и работать до 13 часов дня; после четырехчасового отдыха снова работать (преимущественно обрабатывать материалы) — с 17 до 20 часов, затем ужин и сон до 4 часов утра. В зависимости от количества и сложности собранного материала продолжительность срока на его обработку можно увеличивать за счет сокращения времени, отводимого на маршруты. В работе вредна излишняя торопливость: лучше осмотреть меньше, но все детально описать, замерить, зарисовать, подумать у обнажения, а вечером все это привести в порядок. Чтобы обеспечить наибольшую эффективность обработки материалов и их обобщения, хорошую упаковку образцов и распорядительность при текущих хозяйственных работах (например, починки снаряжения), через определенные промежутки необходимо останавливаться на дневки.

Ликвидационный этап наступает после выполнения предусмотренных планом полевых исследований. На этом заключительном этапе приводится в окончательный порядок собранный в поле материал, оформляются полевые геологические карты и составляется предварительный геологический отчет; кроме того, составляются плановый, финансовый и материальный отчеты; отправляется на базу партии все оборудование, которое после тщательной упаковки транспортируется на базу экспедиции (треста). Все эти работы занимают от одной до трех недель. Полевая работа не может считаться законченной до тех пор, пока не будет подписан акт приемки полевых материалов представителем вышестоящей организации.

Для приемки должны быть представлены следующие материалы: полевая геологическая карта (обведенная тушью), полевые дневники, геологические колонки и разрезы, коллекции образцов горных пород, пробы полезных ископаемых, негативы или готовые фотографии и предварительный геологический отчет. Принимающий производит (выборочно) сверку описаний с натурой (на обнажениях). При окончательной проверке качества полевых работ все обнаруженные недоделки должны быть устранены, а ошибки исправлены

тут же на месте. К этой работе привлекается весь исполнительский персонал партии.

§ 68. Изучение обнажений, составление стратиграфического разреза и техника полевой работы

Полевая работа геолога заключается в изучении и увязке объектов съемки, их документировании и в обобщении исходных данных. В результате должны быть получены: 1) полевая геологическая карта (основная и дополнительные); 2) колонки обнажений и разведочных выработок; 3) сводная стратиграфическая колонка; 4) геологические разрезы; 5) иллюстрации в виде рисунков, фотоснимков, схем, вспомогательных карт и т. п.; 6) описание (полевые книжки, журналы); 7) коллекции; 8) пробы полезных ископаемых (в частности, шлиховые).

Основным объектом изучения при съемке является обнажение, а основным документом геолога — полевая книжка (дневник). Другими объектами при съемке и сопутствующих поисковых работах являются буровые скважины, шурфы, канавы и расчистки. Их документирование в настоящее время унифицировано Министерством геологии СССР и проводится по стандартным формам на изготовленных в типографии бланках, равно как и документирование опробования.

В естественных и искусственных обнажениях (карьерах, железнодорожных выемках и т. п.) коренные породы максимально доступны исследованию. Здесь можно непосредственно изучить последовательность напластования и состав пород, замерить элементы их залегания, проследить и выяснить характер контактов, установить признаки полезных ископаемых и их отношение к боковым породам, отобрать образцы и нужной величины пробы.

Порядок документации обнажения следующий: 1) указать положение обнажения по отношению к ближайшим ориентирам (дать его «адрес») и точно отметить на карте, обозначив точкой и номером; 2) описать в полевой книжке, указав его положение в рельефе (у подножия, на склоне, среди долины, на водоразделе, в береговом обрыве реки, озера, моря), приблизительные размеры (ширина по фронту, высота), состав пород (послойно, снизу вверх по разрезу или сверху вниз¹), их мощности и характер залегания (с замером элементов), наличие окаменелостей и их предварительное определение и другие признаки; 3) отобрать образцы из каждого слоя и все встретившиеся ископаемые органические остатки (фауну и флору), а в случае необходимости — отобрать шлиховые пробы, снабдить все этикетками; 4) зарисовать обнажение в профиль или анфас, обозначив на изображении разреза номер обнажения и номера слоев и образцов

¹ Послойное описание обнажения лучше производить снизу вверх, так как при этом оно осуществляется в последовательности накопления описываемых слоев.

(последние — в кружках), проставить все линейные размеры и величины элементов залегания (рис. 135); при этом необходимо помнить, что на зарисовке показывают лишь схематично наиболее характерные черты обнажения; 5) составить колонку обнажения; 6) составить план ближайшего района, где находится обнажение; 7) сфотографировать обнажение или его отдельные части (обычно фотографируют лишь наиболее интересные обнажения).

От состава и геологической структуры слагающих обнажение пород зависит характер описания и круг вопросов, подлежащих выяснению и фиксации в полевой книжке. Так, например, описание изверженных пород будет значительно отличаться от описания метаморфических или осадочных. Дробность выделения слоев в обнажениях и детальность описания слоев (пород) зависят от масштаба съемки, степени обнаженности, принятой детальности стратиграфического расчленения, цели описания данного обнажения (опорный стратиграфический разрез или обычная картировочная точка, необходимая для фиксации геологической границы и т. п.).

Общий порядок полевого описания горной породы может быть примерно следующим: 1) характер нижнего контакта (при описании снизу вверх); 2) петрографический (литологический) характер породы (известняк, песчаник, глина, гранит, гнейс и др.); 3) цвет (первичный и после выветривания); 4) зернистость (структура, величина, форма зерен); для песчаников, конгломератов и брекчий, кроме того, указывается: 5) состав цемента, форма и величина галек и обломков, степень окатанности галек, песчинок; 6) текстура (например: крупная, тонкая, косая слоистость у осадочных пород, массивная, трахитоидная у изверженных, сланцеватая у метаморфических); 7) вкрапления, включения, конкреции (состав, величина, форма); органические остатки, в частности их сохранность, петрографический состав, обилие и расположение в породе; 8) прожилки и жилы и другие вторичные признаки, трещиноватость, сланцеватость, кливаж и др. В конце описания надо отметить соотношения данного слоя с ниже- и вышележащим. Внизу справа указывается мощность в метрах или в сантиметрах. Так, на левой стороне книжки против описания данного слоя записывают данные о замеренных элементах залегания, номера и наименования образцов, отобранных для разных видов исследования — палеонтологических, петрографических (на шлиф), спектральных, химических и т. п. Слева же обычно дают зарисовки обнажений (см. рис. 135). Порядок описания может быть и несколько иным, чем приведенный выше, но необходимо, чтобы всегда геолог придерживался единой системы и последовательности описания.

При полевой работе нельзя ограничиваться документацией одних обнажений. Необходимо вести наблюдения и между обнажениями. При этом нужно описывать и зарисовывать характерные формы рельефа (террасы, возвышенности, оползневые формы и др.), которые отражают геологическое строение, т. е. производить геоморфологические наблюдения. Все геоморфологические данные, кроме фиксации

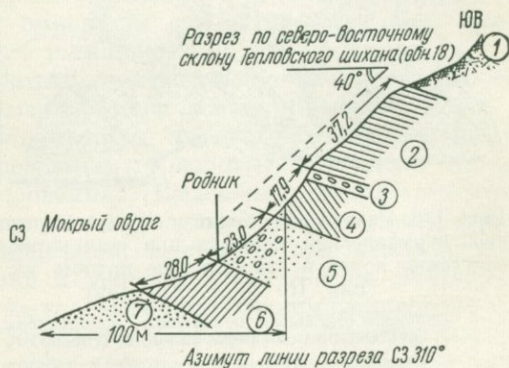
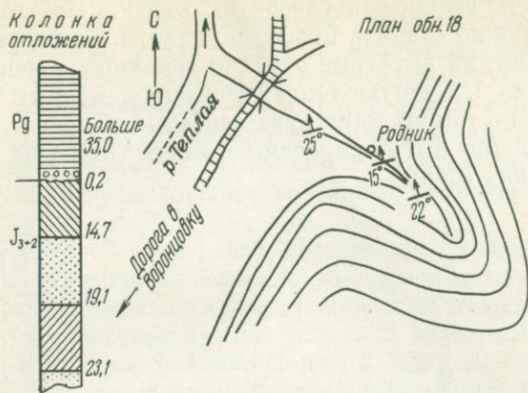


Рис. 135. Страницы полевой книжки (дневника) и форма записей. По Н. И. Буялову. Первая страница полевой книжки. Обнажение № 18. Прослежено по Мокрому оврагу непосредственно от дорожного моста, находящегося к югу от с. Тепловка. Овраг простирается по азимуту ЮВ 130°, глубина его у моста 6—8 м. Описание разреза начато с его юго-восточной части (наиболее приподнятой). 1. Осыпи, мощность 1 м; вниз по склону мощность уменьшается и составляет 0,5—0,3 м. 2. Глина светло-серая, сильно известковая, с железистыми прожилками, плотная; азимут падения СЗ 335°; угол 22°; видимая мощность 37,2 м (при угле наклона поверхности рельефа 40°). Обр. № 121. 3. Конгломерат базальный, состоящий из мелкой гальки и обломков пород различного состава; мощность слоя 3 равна 0,2 м. Обр. № 122. 4. Глина бледно-фиолетового оттенка, слоистая, слабо песчанистая, с фауной аммонитов; азимут падения 330°; угол 15°; видимая мощность 17,9 м. Обр. № 123. 5. Песок мелкозернистый, белесовато-серый, водоносный, видимая мощность 23 м. Взята проба воды из родника; температура воды +6°, температура воздуха +22°. Обр. № 124. 6. Глина темно-серая, с пепельным оттенком, сланцеватая, с тонкими прослойками песка, переполненная фауной; азимут падения СЗ 323°, угол 25°; видимая мощность 28 м. Обр. № 125. 7. Песок мелкозернистый, зеленовато-серый, глауконитовый; видимая (неполная) мощность 35 м.

их в полевом дневнике, полезно наносить на дополнительный лист топоосновы и составить по ним (хотя бы в грубой схеме) гипсометрическую и геоморфологическую карту. По ходу маршрута обязательно нужно строить профиль рельефа, устанавливая методом глазомерной съемки высотные отметки основных точек поверхности.

Производить попутную топографическую съемку (с некоторым опережением) по линии маршрута особенно важно потому, что все обнажения должны быть привязаны к карте (точно на нее нанесены) и увязаны между собой.

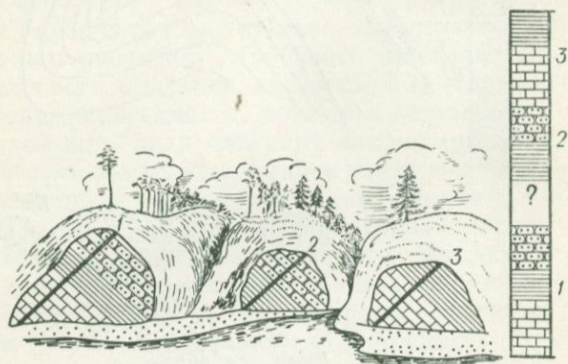


Рис. 136. Увязка обнажений и составление сводной стратиграфической колонки при моноклинальном залегании пород и относительно крутом падении. По В. А. Апродову

1—3 — разрезы отдельных обнажений, используемые при составлении сводной колонки (справа)

Увязка обнажений заключается не только в установлении их взаиморасположения на поверхности Земли, а главным образом в стратиграфической их увязке. Для этого необходимо знать общие принципы расчленения свит и конкретные стратиграфические условия района съемки¹.

Напомним, что нужно учитывать литологические и палеонтологические признаки, фациальные условия, несогласия и др. Необходимо выделить опорные, маркирующие горизонты (слои), по которым наиболее надежно проводить корреляцию (увязывать, приводить в соответствие соседние разрезы) слоев в смежных (ближайших) обнажениях (рис. 136).

Конкретные стратиграфические условия выясняются на нескольких наиболее типичных (опорных) обнажениях в начальном периоде работ. При этом используются текстовые и графические материалы

¹ Принципы стратиграфо-литологического расчленения осадочных свит рассматриваются в курсе исторической геологии и частично рассмотрены в главах V и VI этой книги.

прежних исследований района (скажем, материалы более мелко-масштабной карты). В таких обнажениях отбираются образцы горных пород и фауны, четко характеризующие отдельные слои (особенно маркирующие) и составляется эталонная коллекция пород и фауны. Кроме того, учитываются тектурные признаки каждого слоя (особенности слоистости, включения, знаки на кровле и т. п.). Этот материал служит для сравнений с образцами из описываемых при съемке обнажений, т. е. является руководящим при местном стратиграфическом расчленении и увязке свит вскрытых в обнажениях.

В результате всей этой работы составляются геологические разрезы для отдельных участков района съемки (обычно по линии маршрутов). На основе описаний обнажений и сопоставления разрезов составляется стратиграфический разрез и строится сводная стратиграфическая колонка района. Пока не будет выяснена стратиграфия, нельзя получить рациональную (кондиционную) геологическую карту. Поэтому выяснение стратиграфии района является первоочередной задачей съемщика.

Изучение стратиграфии дает возможность расчленить всю последовательность геологических напластований района, подразделить отложения на естественные литолого-стратиграфические комплексы (серии, свиты, подсвиты, горизонты), которые и являются главным объектом картирования. Выделение литолого-стратиграфических комплексов, изучение их геологических взаимоотношений и площадного распространения на местности, выяснение их литолого-фациальных изменений и условий залегания на территории планаэта, прослеживание их геологических границ составляют основное содержание работы геолога по составлению геологической карты. В ряде случаев геолог может хорошо расчленить разрез и составить в поле прекрасную геологическую карту, так и не выяснив возраст отложений (например, в случае отсутствия макропалеонтологических остатков), и только в камеральный период (и то не всегда) удастся установить истинный возраст отложений, которые он закартировал и соотношения которых он правильно понял.

Геологические разрезы строятся по принципу интерполирования данных, полученных при изучении обнажений с учетом изменения высотных отметок и мощностей однотипных слоев в разных точках (см. рис. 75), а также тектонических условий. При наличии маркирующих горизонтов и горизонтальном залегании задача эта решается просто, но она сильно усложняется при работе в районах развития складчатых и разрывных структур (с развитым покровом четвертичных отложений), особенно если четко не выделены маркирующие слои. Тогда прибегают к дополнительному вскрытию коренных пород буровыми скважинами (иногда шурфами), заложенными по линии разреза; число их и глубина определяются степенью сложности геологического строения.

Полевая книжка (дневник) должна содержать новый исходный материал для построения геологической карты. При сборе этого

материала нужно руководствоваться четырьмя основными правилами:

1) объем фактического материала должен соответствовать заданному масштабу съемки и категории сложности геологического строения;

2) все наблюдения следует записывать только в поле, у обнажения, не полагаясь на память, а следуя принципу: «не записанное — не наблюдалось»;

3) при сборе материала надо исходить из того, что он будто бы должен обрабатываться кем-то другим (т. е. так, чтобы в записях легко мог разобраться любой геолог);

4) необходимо выработать однотипную систему записей и ее не менять до конца работ (при этом на качество записей не должны влиять неблагоприятные метеорологические условия).

На титульном листе книжки пишется фамилия и инициалы исполнителя, адрес организации и просьба доставить книжку по этому адресу в случае ее утери.

Содержание и форма записей в полевой книжке.

1. Записи состоят из двух частей — текста и графики; для текста отводится правая страница книжки, для графики (зарисовки, схемы планы) — левая (см. рис. 135); все они ведутся простым (графитовым) карандашом средней твердости, четко, разборчиво, без подчисток; при исправлениях зачеркивается неверный текст или неправильно выполненный рисунок и рядом или сверху делается правильная запись.

2. Записи ведутся по числам, месяцам, с общим обозначением места работы в данный день.

3. Применять сокращенные слова и пользоваться условными знаками допускается только при наличии в книжке их объяснений.

4. Рисунки, разрезы, планы (с указанием размеров или масштаба) и фотографии должны быть ориентированы по странам света.

5. В дневнике ежедневно делается сводка наблюдений с изложением дальнейших выводов и прогнозов. Результаты непосредственных наблюдений следует всегда четко отделять от выводов и предположений исполнителя, какими бы эти выводы очевидными не казались.

6. В конце полевой книжки нужно выделить несколько страниц для фотодневника, где в последовательном порядке регистрируется каждый снимок с указанием номера обнажения, месяца и дня съемки, содержания снимка и направления, в котором дается снимок. (В полевой дневник (книжку) нельзя помещать сведений административно-хозяйственного или финансового порядка или делать какие-либо другие пометки, не имеющие прямого отношения к геологии).

В ходе работ полевые записи уточняются и дополняются окончательными определениями горных пород, фауны и полезных ископаемых (частью по результатам лабораторных исследований, в связи с чем нужно систематически высылать на определения образцы горных пород и фауны, так как геолог в поле всего определить не

может). После этого полевой дневник редактируется и переписывается начисто. Рекомендуется по возвращении из маршрута или на днёвках переписывать дневник, и дубликат его хранить на базе отряда (партии).

Каменный и палеонтологический материал следует отбирать так, чтобы в нем наиболее полно были отражены основные свойства каждой породы и стратиграфия разрезов (обнажений). Каждый образец должен браться для вполне определенной цели, иначе собранный каменный материал превращается в ненужный балласт. Так, образцы-пробы отбираются для характеристики макроскопических признаков или текстуры пород (крупные свежие образцы), для определения химического состава, для микроскопических исследований петрографического состава (мелкие осколки пород для изготовления шлифов), для макропалеонтологических определений (образцы с остатками фауны и флоры), для микропалеонтологических исследований (фораминиферы, радиолярии, остракоды, диатомовые водоросли, споры, пыльца и пр.), для спектральных анализов. Отбираются также шtuфы и образцы-пробы полезных ископаемых для различных химических и технологических исследований, в частности пробы, взятые при бороздовом и точечном опробовании предполагаемых рудопроявлений и т. д. Из больших типичных (так называемых опорных) обнажений образцы следует брать послойно, без пропусков. Во второстепенных обнажениях образцы можно брать из отдельных слоев, выборочно. С особым вниманием нужно отнестись к отбору проб полезных ископаемых и образцов, характеризующих отдельные геологические явления (типы метаморфизма и дислокаций, магматическую деятельность, характер осадконакопления, вторичные процессы и т. п.). Окаменелости, собранные на склоне или у подножия обнажения, нужно отмечать отдельно словом «осыпь», так как неизвестно, из какого они слоя. Чтобы уберечь органические остатки от повреждения, их следует завертывать в мягкий упаковочный материал.

Все образцы пород, минералов, фауны и флоры должны быть занумерованы. Для них составляют этикетки по стандартной форме. Нумерация образцов, как и обнажений, должна быть единой для всех отрядов геологосъемочной партии (например, первому отряду отводятся номера от 1 до 500; второму отряду — от 501 до 1000 и т. д.). Благодаря этому предотвращается путаница при камеральной обработке материала. Нумерация образцов дается по-разному. Одни геологи предпочитают присваивать всем образцам, отобраным из одного обнажения, номер этого обнажения с дополнительными цифровыми или буквенными индексами, например: обр. № 3а, № 3б, № 3в и т. д. или 3/1, 3/2, 3/3 и т. д., где числитель указывает на номер обнажения, а знаменатель — на номер слоя; другие применяют порядковую нумерацию образцов, независимо от номера обнажения, например: обр. № 1, обр. № 2, обр. № 3 и т. д. Первая система рациональнее, так как при ее использовании можно сразу определить, к какому обнажению и даже слою относится данный образец,

и найти его, не прибегая к специальным ведомостям или поискам в полевой книжке. К номеру образцов рекомендуется добавлять индекс или знак, указывающий на их назначение (например, № 5/2-ш, т. е. на шлиф; № 18/3-мф — на определение микрофауны; № 52/1-х — на химический анализ и т. д.). Образцы следует упаковывать в ящики не все вместе, а по группам соответственно их назначению.

Полевая геологическая карта является главным итоговым документом полевых работ и съемки в целом. Она составляется в двух экземплярах — черновом и чистовом. Основой для нее служит топографическая карта, соответственно разгруженная и обычно более крупного масштаба, чем заданный масштаб геологической съемки. Для чернового экземпляра топографический планшет разрезается на 6 частей и наклеивается на материю. В поле берется только часть планшета, соответствующая району съемки данного дня (периода). Этот рабочий экземпляр карты составляется (наращивается) обязательно в поле независимо от того, выяснена ли полностью стратиграфия. По мере ее уточнения в карту вносятся соответствующие поправки. Карта составляется карандашом, а затем обводится несмываемой тушью (черной или цветной) и раскрашивается карандашами. Чистовой (неразрезанный) экземпляр служит копией рабочей карты и хранится на базе партии.

На полевую карту наносится фактический материал (маршруты, пункты наблюдений с номерами, буровые скважины и т. п.) и все результаты геологических наблюдений (геологические границы, элементы залегания, местонахождения полезных ископаемых и другие данные). Места, по которым обнаружены неясности при последующей обработке материала, оставляются на карте незаполненными впредь до разрешения вопроса.

Для карты должна быть выработана легенда и обязательно на ней помещена. В случае большой загруженности основного экземпляра карты составляются особые экземпляры полевой карты. Очень важно, чтобы точки наблюдения и геологические контакты были точно привязаны к топооснове, так как от этого зависит правильность геологических построений. В зависимости от масштаба работ эта привязка осуществляется глазомерно или инструментально; в последнем случае двумя лицами — топографом и геологом, исполняющим в этот момент обязанности речника (ставит рейку на нужные ему точки). Данные замеров элементов залегания пород, направления тектонических линий, жил и т. п., производимые посредством горного компаса, следует наносить непосредственно в точке замера (этим обеспечивается контроль правильности отсчетов по компасу, чего при вечерней обработке нельзя уже сделать). Для пользования аэрофотоматериалами во время маршрута с помощью репродукции наглядного монтажа отбираются необходимые контактные отпечатки, на которых в ходе маршрута отыскивается и наносится местоположение всех обнажений. Точки обнажений прокалываются на аэрофотоснимках иглой или острым карандашом и на обратной (белой) стороне снимков обводятся кружком и обозначаются номерами.

По возвращении из дневного маршрута на контактные отпечатки, после их дополнительного просмотра под стереоскопом, черной тушью наносятся точки наблюдений и их номера, элементы залегания, геологические границы и другие данные, полученные во время маршрута, а затем они систематически переносятся на мозаичную фотосхему. Такая фотосхема является по существу другим экземпляром полевой геологической карты, составляемым одновременно с картой, которая выполняется на обычной топооснове.

Съемку следует производить так, чтобы обеспечить кондиционность геологической карты, т. е. обоснованность ее фактическими данными, гарантирующими точность и детальность изображения геологических объектов. Уже отмечалось (см. § 61), что каждому масштабу съемки, в зависимости от сложности геологического строения, должен соответствовать определенный минимум точек наблюдения. И опять-таки одно только наличие требуемого числа точек наблюдения, как бы оно велико ни было, не может обеспечить кондиционности карты, если осталась необоснованной, например, стратиграфия района. Отсюда следует, что основное внимание геологосъемщика должно быть обращено на качество собираемого полевого материала и на его обобщение.

§ 69. Методы геологической съемки по обнажениям

При съемке прежде всего основываются на обнажениях как на наиболее надежных точках наблюдения. Данные бурения и горных выработок только дополняют материал, полученный при изучении обнажений, и сами по себе (без обнажений) не могут служить основой для построения обычной геологической карты. В зависимости от состава и условий залегания пород, масштаба работ и степени обнаженности района при составлении полевой геологической карты пользуются одним из трех методов съемки или их комбинациями (см. § 61, табл. 3). Сущность каждого из этих методов состоит в следующем.

Съемка методом маршрутов вкрест простираения пород (метод пересечений) является основным методом при мелкомасштабном картировании и обычно проводится по редкой сети обнажений осадочных пород (рис. 137, в); геологические границы между маршрутами «отбиваются» с учетом рельефа и падения слоев. В случае очень слабой обнаженности съемку по обнажениям иногда дополняют неглубокими шурфами и расчистками. Обнажения коренных пород описывают и зарисовывают. При этом устанавливают абсолютные отметки всех слоев или их превышения относительно пласта, залегающего в исходной точке маршрута с уточненными координатами (по топооснове или геодезическим путем). Движение по маршруту строго увязывают с топографической картой и проставляют на ней точки обнажений. По ходу маршрута в полевой книжке (левая сторона) строят геологический разрез, непрерывно наращивая его. Строго придерживаясь масштаба, особенно высотных отметок

пластов, разрез переносят на топооснову. Полученный ряд разрезов сопоставляют и, соединяя границы одноименных пластов, составляют геологическую карту.

При съемке методом маршрутов по простиранию слоев, применяемым обычно при картировании в более крупных масштабах, прослеживают («вытягивают») по простиранию выделенные наиболее характерные — опорные (маркирующие) пласты или свиты (по цвету, литологическому составу, фауне и пр.), а также контакты магматических и других пород и основные тектонические линии; кроме того, широко используют вспомогательные признаки: формы рельефа (при моноклинальном залегании твердые пласты образуют гряды, мягкие — борозды, впадины, см. рис. 27), высыпки, состав и цвет

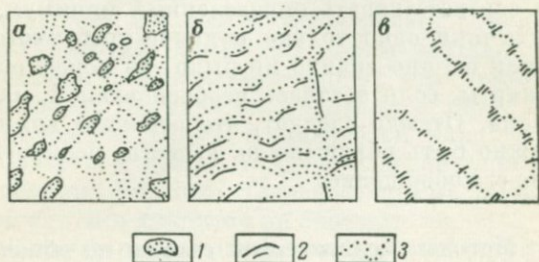


Рис. 137. Схема маршрутов при геологической съемке. По В. Н. Веберу

a — метод оконтуривания обнажений; *б* — по простиранию пластов; *в* — пересечения вкост простирания пластов. 1 и 2 — обнажения; 3 — маршруты

почвы и др. Закрытые участки искомым геологическим границ (там, где это необходимо) вскрываются шурфами и мелкими скважинами. Прослеженный на карте слой служит как бы опорой для проведения других свит и пластов (см. рис. 137, *б*).

Преимущества этого метода (по сравнению с методом пересечений) состоят в том, что с его помощью точнее выясняются стратиграфические соотношения толщ, тектонические и интрузивные контакты, детальнее выявляется складчатая структура района, в частности, устанавливаются и оконтуриваются периклинальные и центриклинальные окончания складок и т. п. Однако этот метод более трудоемкий, чем метод пересечения, и потому при мелкомасштабной съемке он может применяться лишь в отдельных случаях (для решения некоторых принципиальных геологических вопросов).

При картировании по точкам описанных обнажений (метод оконтуривания обнажений) на карту наносят участки обнажения пород, а затем на основе полевых наблюдений, путем интерполяции, проводят геологические границы между отдельными комплексами изверженных пород или свитами и пластами осадочных пород (см. рис. 137, *а* и 138).

Этот метод применяют при съемке изверженных пород независимо от степени их обнаженности и при съемке осадочных пород в условиях «пятнистой», «островной» обнаженности, когда изолированные мелкие выходы коренных пород (например, на отдельных холмах)

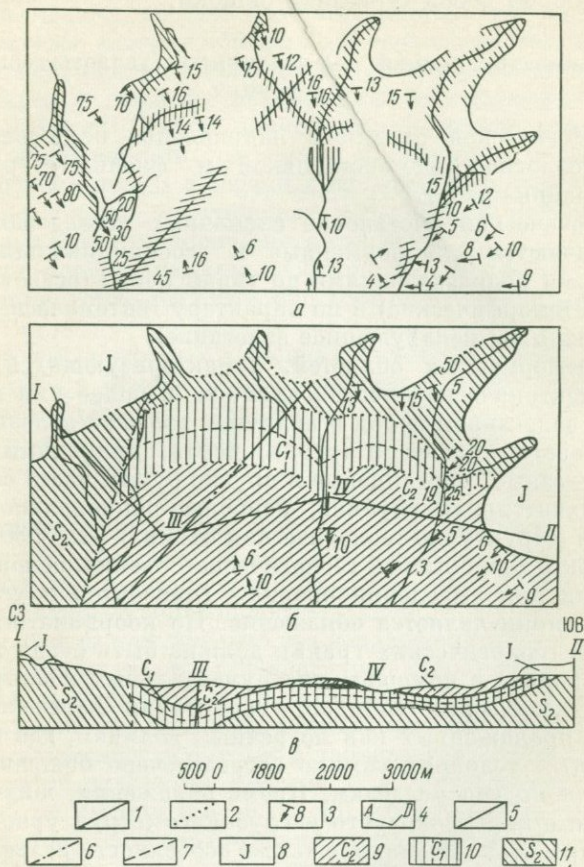


Рис. 138. Картирование по обнажениям (рельеф поверхности не показан).
По Н. И. Буялову

a — полевая карта с нанесенными точками наблюдений (обнажениями); *b* — геологическая карта, построенная по полевым данным; *в* — геологический разрез по линии I—III—IV—II. I — наблюдаемые границы отложений; 2 — построенные границы отложений; 3 — элементы залегания пластов; 4 — линия разреза; 5 — наблюдаемые разрывные нарушения; 6 — предполагаемые разрывные нарушения; 7 — маркирующий горизонт; 8 — юрские отложения; 9 — отложения среднего карбона; 10 — отложения нижнего карбона; 11 — верхнесилурийские отложения

оказаны обширными необнаженными участками (например, в условиях мелкосопочника Центрального Казахстана).

В общем, в процессе геологической съемки геолог, как правило, не пользуется только каким-либо одним из описанных методов, а сочетает их при решении тех или иных задач. При работе,

проводимой любым из трех перечисленных методов, особенно последнего из них, всегда следует производить увязку геологических данных по обнажениям тут же на месте и строить (наращивать) карту в поле, а не в камеральных условиях. Отступление от указанного принципа может повлечь за собой серьезные ошибки.

§ 70. Особенности съемки в различных геолого-географических условиях

Тип геологической съемки и направление исследований определяются геологической обстановкой и физико-географическими условиями района работ.

По геологической обстановке съемочных исследований прежде всего различаются платформенные и геосинклинальные условия с дальнейшими подразделениями по типам пород (осадочные, изверженные и метаморфические) и по характеру тектонических структур (складки, разрывы, ненарушенное залегание).

Для платформенных областей, характеризующихся, в общем, спокойной тектонической обстановкой, т. е. более или менее горизонтальным залеганием пород и наличием залежей полезных ископаемых пластового характера (уголь, нефть, природный газ, соль, бокситы, железные, марганцевые и другие руды), часто обнаруживаемых на значительной глубине, наиболее рациональной является структурная (структурно-геологическая съемка) (см. § 36, 43).

Здесь, как и при обычной геологической съемке, основным объектом изучения для выделения опорных горизонтов и установления деталей тектоники является обнажение. Но координатная привязка обнажений и геологических границ должна быть очень точной, и ее следует проводить с помощью инструментальных и полуинструментальных геодезических методов. Территория пересекается сетью маршрутов, проложенных как по речным долинам, где в равнинно-платформенных условиях обычно сосредоточено большинство обнажений, так и по водоразделам. Кроме обнажений, широко используются данные картировочного и глубокого (структурного) бурения и горных выработок. Изучаются также особенности рельефа, который во многих случаях отражает внутреннее геологическое строение (тектонику) района. Следует обратить внимание на характер почвенно-растительного покрова и водоносность пород, которые могут дать указания на некоторые элементы геологии. Особое внимание надо уделять изучению купольных структур, в частности соляных, так как с ними часто бывают связаны залежи нефти и природного газа.

Для геосинклинальных (собственно складчатых) областей (в том числе и для обнаженного фундамента платформ), характеризующихся сложной тектоникой (складки, разрывы), широким распространением магматических и метаморфических пород и развитием сложных форм залегания многочисленных металлических и неметаллических полезных ископаемых, применяется обычная геологическая съемка с использованием (в случае развития в районе магматических и мета-

морфических пород) структурно-петрологических методов. Этому способствуют относительно хорошая обнаженность (особенно в горных областях) и выходы стратиграфически глубокозалегающих слоев на поверхность (в ядрах складок). Съемка в таких областях налагает на геолога особую ответственность, так как по поверхностным выходам, без дополнительных геолого-разведочных средств (или при их ограниченном применении), необходимо точно воспроизвести на карте и разрезах внутреннюю геологическую структуру во всех ее деталях. Выбор рационального метода съемки зависит от условий обнаженности, тектоники и заданного масштаба работ, а специфические приемы и задачи исследований определяются составом пород (осадочных, интрузивных, эффузивных, метаморфических) и общим характером геологического строения.

По физико-географическим особенностям различают высокогорные, равнинные, горно-таежные, пустынные и полупустынные районы съемки.

Съемка в высокогорных районах, характеризующихся хорошей обнаженностью, в основном производится методом пересечений по долинам рек. Главные направления маршрутов идут по конным тропам. Благодаря этому при труднодоступности территории сокращается время на исполнение полевых работ. Наибольшее внимание следует обращать на прирусловые части речных долин, где благодаря молодости эрозионного вреза вскрыты наиболее свежие и полные, а следовательно, и надежные разрезы. Опорные горизонты следует прослеживать по простирацию, особенно при крупномасштабной съемке и достаточной обнаженности. Важно, кроме того, проследить («отбить») контакты между всеми без исключения слоями в отдельных разрезах (обнажениях), и если последние недоступны для непосредственного наблюдения (обрывы), то обнажения изучают с противоположного склона визуально, из нескольких точек. При этом должна быть учтена возможность ошибок в наблюдениях и просчетов в измерении элементов залегания пластов в связи с частыми случаями перемещений по склону (см. § 47, 48) крупных масс горных пород (оползни, обвалы). Эти перемещения могут вызвать явления ложной тектоники (загибы голов слоев оползневой характера, изменение направления падения и т. п.), поэтому к фиксации наблюдаемых условий залеганий пород и их истолкованию нужно подходить очень осторожно.

В равнинных районах четвертичные отложения, благодаря большой их мощности и повсеместному распространению, приобретают очень важное значение для решения геологических задач. Поэтому они должны картироваться наравне с коренными породами, в результате чего, как обязательное приложение, к основной карте должна быть составлена карта четвертичных отложений (см. § 62).

Особые трудности возникают при работе в горно-таежных районах (например, во многих районах Сибири), где из-за сплошной залесенности трудно ориентироваться по топографической карте и вести геологическую съемку. Работа усложняется еще и тем, что в этих

районах широко развиты элювиально-делювиальные образования, перекрывающие коренные породы. Задача геолога-съемщика состоит, во-первых, в том, чтобы точно привязать обнажения путем непрерывного проведения глазомерной съемки (несмотря на наличие топографической карты) — не выпускать из рук компаса (не доверяться визуальной ориентировке) и, во-вторых, в том, чтобы точно учитывать расположение редких обнажений (они могут быть или на водоразделах, или внизу долин) и соответственно этому намечать маршруты. Кроме того, следует широко использовать косвенные методы обнаружения коренных пород (высыпки, тип почвы и др.), аэровизуальные наблюдения и применять горные и буровые работы.

Пустынные и полупустынные районы на большей части территории, наоборот, характеризуются очень хорошей, иногда сплошной обнаженностью коренных пород. Это даёт возможность шаг за шагом прослеживать по простиранию геологические границы. Участки, покрытые эоловыми песками, аллювиальными наносами (на древних аллювиальных равнинах) или солончаки, картировать труднее. Здесь на первый план выдвигается геоморфологический метод работы, так как в таких районах формы рельефа ввиду их избирательного выветривания при почти полном отсутствии эрозивной деятельности в очень большой степени зависят от геологического строения. Условия пустынь и полупустынь чрезвычайно благоприятны для применения аэрометодов.

Глава XXI

КАМЕРАЛЬНЫЙ ПЕРИОД

§ 71. Камеральная обработка материалов

Камеральный период работы геологосъемочной партии, являясь завершающим этапом любого геологического исследования, имеет те же задачи, что и камеральный период работы разведочной или геофизической партии. Во всех случаях итоговым моментом является составление геологического отчета, однако отчет съемочной партии отличается тем, что главной его составной частью служат геологические карты, тогда как текст — лишь объяснительная записка к ним. Камеральный период длится 4—6 зимних месяцев, в течение которых окончательно обрабатываются полевые материалы, уточняется и оформляется основная (геолого-стратиграфическая) карта и составляется серия дополнительных карт.

Окончательная обработка собранного материала заключается в следующем.

1. Проведение тщательных определений собранных остатков фауны и флоры (обычно выполняется специалистами-палеонтологами) и петрографических определений образцов пород (на основе этого уточняется стратиграфия, состав пород и их распространение в районе).

2. Систематизация коллекций (образцы покрываются квадратиками светлой эмалевой краски, нумеруются тушью и передаются в виде коллекции на хранение в фонды музея данного геологического учреждения).

3. Выполнение различных анализов каменного коллекционного материала (химические, спектральные, микропалеонтологические, определения абсолютного возраста и пр.).

4. Лабораторная проверка качеств полезных ископаемых по представленным пробам.

5. Обработка полевых дневников и разрезов (их перепечатаывают на машинке в систематизированном порядке), составление дополнительных колонок, схем и т. п. и их оформление (см. § 73).

Камеральной обработкой занимается весь состав ответственных исполнителей партии во главе с начальником (старшим геологом) и с привлечением к этой работе консультантов (палеонтолога, петрографа, гидрогеолога и др.).

Одновременно с учетом результатов петрографических, палеонтологических и других исследований исправляются, уточняются и оформляются основная геологическая (геолого-стратиграфическая) карта и стратиграфическая колонка, составленные еще в поле (см. приложение 5). С полевой карты на окончательную не переносятся лишь данные вспомогательного характера (точки наблюдения, буровые скважины, линии маршрутов и т. п.). Для них в самом начале камерального периода составляется специальная карта фактического материала. На ней, кроме обнажений, скважин, горных выработок (с номерами), линий маршрутов, показывают все описанные водопункты, места находок ископаемых остатков фауны и флоры, геологические границы с возрастными индексами, но без раскраски. Она может быть составлена в более крупном масштабе, чем отчетная.

К основной карте в качестве составных частей общего с нею листа геологической карты прилагаются сводная стратиграфическая колонка и один или несколько геологических разрезов через район съемки (см. § 7).

Основная карта при съемках, проводимых в настоящее время, обязательно сопровождается дополнительными картами: фактического материала (представляющая собой не раскрашенную геологическую карту с указанием и нумерацией всех пунктов наблюдений и маршрутных ходов), четвертичных отложений, полезных ископаемых, прогноза (часто делается на восковке, «накладываемой» на карту), тектонической, геоморфологической, водоносности района, поверхности кристаллического фундамента и отдельных структурных этажей (на платформах), металлометрической и различными геофизическими (из них чаще магнитометрическая и γ -съемки). В зависимости от задач съемки кроме этих карт могут быть составлены и другие карты (гидрогеологические, инженерно-геологические, определенного вида полезного ископаемого, структурная и т. д.).

Карты полезных ископаемых, металлометрического и радиометрического опробования, фактического материала составляются

в том же масштабе, что и основная геологическая карта, а остальные карты могут быть представлены и в меньшем масштабе (в 2 или $2\frac{1}{2}$ раза).

§ 72. Блок-диаграммы и другая графика

Кроме карты и разреза, геологическое строение района и его отдельные составные части — структурные формы — очень наглядно можно изобразить на блок-диаграммах.

Блок-диаграмма представляет собой как бы вырезанную глыбу земной коры, на которую мы смотрим с высоты под известным, выбранным нами углом зрения (в перспективе). Она иллюстрирует

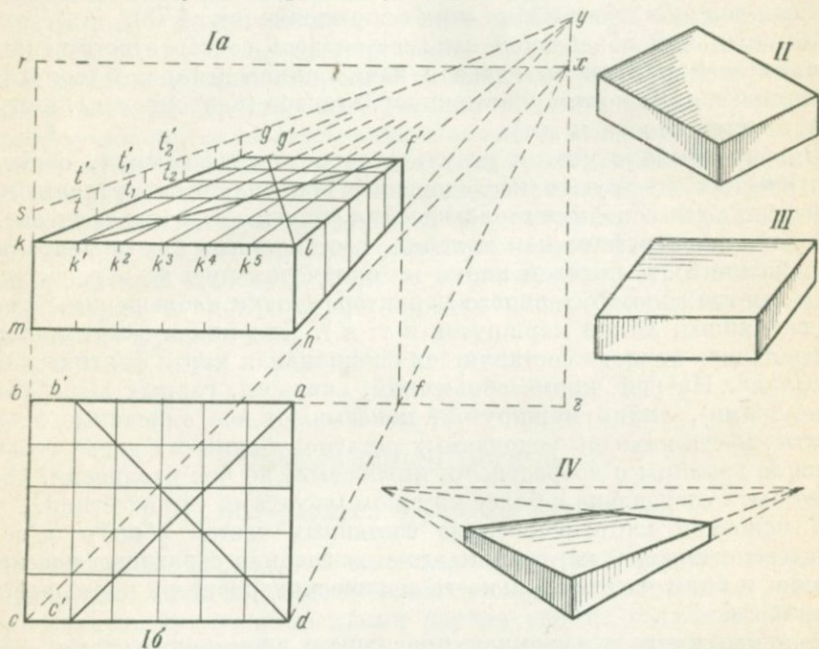


Рис. 139. Порядок построения блок-диаграммы. По В. Н. Веберу

какое-нибудь геологическое явление в трех плоскостях — горизонтальной и двух вертикальных, т. е. объединяет в себе геологическую карту и разрезы во взаимно перпендикулярных сечениях (рис. 139).

Правильное перспективное изображение параллелепипедального блока показано на рис. 139, IV, где параллельными линиями являются лишь вертикальные грани. Блок-диаграммы II и III имеют параллельные противоположные стороны верхних поверхностей; наиболее употребительная проекция — передняя стенка обращена к зрителю (рис. 139, I).

Для построения блок-диаграммы, верхняя поверхность которой имеет на чертеже, к примеру, 5×6 см (рис. 139, I, б), выбирают

произвольную точку зрения x , находящуюся на расстоянии az вбок от диаграммы и zx — впереди ее задней стенки ba ; высота точки зрения над верхней поверхностью будет kr . Выбрав точки x и y на одном перпендикуляре к линии ab , соединяют точку c (или d) с точкой x , получают точку пересечения с линией az в точке f ; соединив точки k и l с y и восстановив перпендикуляр к az в точке f , получают в пересечении с ly точку f' , проведя через которую линию gf' , параллельную kl , получают заднюю грань поверхности блок-диаграммы и боковые грани kg и lf_1 . Чтобы изобразить сетку поверхности I, b в перспективе на блок-диаграмме I, a , секут диагоналями (или одной диагональю) квадрат $b'c'ad$; получают на I, a диагонали $k'f'$ и $g'l$. Отложив точки $k^1, k^2, k^3 \dots$ и соединив их с точкой y на пересечениях этих линий с диагональю $g'l$ (и $k'f'$) проводят линии, параллельные kl и получают искомую сетку в перспективе. Если мы желаем найти высоты на блок-диаграмме, то, отложив отрезок ks , равный определенной мере высоты, соединяем точку s с y , а вертикальные линии $tt', t_1t'_1, t_2t'_2$ и т. д. дадут величину высоты по соответствующим линиям.

Блок-диаграммы можно делать любой формы. В прямоугольных блоках можно делать вырезы в тех местах, где желательнее тоже показать разрезы; можно показать ее и разрезанной на несколько частей, а полученные отрезки раздвинуть и т. п. Самим блокам можно придать любую форму, лишь бы она удовлетворяла своему назначению — показать строение в трех измерениях на одном чертеже.

Блок-диаграммы, в частности, удобны для иллюстрации последовательных моментов какого-либо геологического процесса, например этапов развития определенного участка земной коры.

Из других видов геологической графики рассмотрим следующие.

Помимо сводной стратиграфической колонки района, при съемке широко применяются колонки буровых скважин и обнажений, которые характеризуют непосредственно стратиграфию отдельных разрезов (участков) этого района. Форма колонок буровых скважин несколько отличается от формы колонки, помещаемой на карте, и тоже является стандартной. Колонки к обнажениям делаются обычно схематическими (см. рис. 135, 136).

Рисунки самого различного назначения и содержания (зарисовки обнажений и их отдельных частей, стенок разведочных выработок, рисунки форм рельефа, рисунки отдельных структурных форм-складок, разрывных смещений, трещин, линий несогласий и др.) в обязательном порядке выполняются при полевых исследованиях. При этом исходят из положения, что рисунок — не фотография, на нем в схематической форме нужно передать лишь характерные особенности того или иного геологического объекта, привязать к рисунку каменные и палеонтологические документы (образцы пород и фауны).

Очень большое значение имеют разрезы для разных участков района (по ходу маршрута, при увязке обнажений, разрезы по буровым скважинам, сводные разрезы).

Кроме полевой геологической карты, составляются различные дополнительные, преимущественно схематические, карты, характеризующие литологические, тектонические, палеогеографические и другие стороны геологии района.

Широко используются плоскостные диаграммы (разы-диаграммы, круговые диаграммы), наглядно иллюстрирующие закономерности залегания слоев, осей складок, трещин и др. (см. § 46).

Материалы полевых геологических исследований сопровождаются фотографиями (в том числе микрофотографиями) отдельных сторон наблюдавшихся геологических явлений (характерные обнажения и их детали, выходы полезных ископаемых, характерные штуфы пород, конкреции, палеонтологический материал, отдельные структурные формы и формы рельефа и др.). Каждый снимок надписывается (указывается объект, его ориентировка и размеры — часто цветной тушью на самом снимке — см. § 68). Фотографии дополняют геологическую картину, но не могут заменить собой зарисовок, которые должны стоять на первом плане в работе полевого геолога.

§ 73. Геологический отчет

Геологический отчет по съемке состоит из трех или четырех частей: 1) текста; 2) текстовых приложений (полевые дневники, описания маршрутов), данные анализов (металлометрических, химических и др.); 3) графических приложений к тексту (основная и дополнительная карты, блок-диаграммы, рисунки, крупномасштабные карты и схемы отдельных частей района съемки, колонки, разрезы, микрофотографии шлифов горных пород и руд) и 4) альбома фотографий (его может и не быть, и тогда фотографии вклеиваются в текст).

Текст отчета включает следующие главы: 1) введение, 2) географическое описание района, 3) геологическая изученность района, 4) стратиграфия, 5) интрузивные породы, 6) тектоника, 7) история геологического развития, 8) геоморфология, 9) полезные ископаемые, 10) подземные воды, 11) заключение, 12) список литературы.

Отчет составляется в четырех экземплярах. После двух рецензий он поступает на утверждение в геологическое управление (трест) и по утверждении сдается в геологические фонды (с картами). Вопрос об издании (типографским способом) геологической карты с объяснительной запиской к ней, представляющей собой сильно сокращенный вариант отчета по съемке, решается особо.

Искажения углов падения слоев при увеличении вертикального масштаба разреза
(по Е. В. Милановскому)

Относительное увеличение вертикального масштаба	Истинные углы падения, в градусах																
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85
	Искажения углов падения																
×2	10	19	28	37	43	50	54,5	59	63,5	67	71	74	77	80	82,5	85	87,5
×3	15	30	39	47,5	54,5	60	65	68,5	72	74,5	77	79	81	83	85	87	88
×4	19	35	47	55,5	62	66,5	70	72,5	76	78	80	82	83	85	86	87,5	89
×5	23,5	41,5	53	61	67	71	74	77	79	81	82	83	84,5	86	87	88	89

Таблица поправок углов падения при пересечениях не перпендикулярных к простиранию пластов
(по В. А. Обручеву)

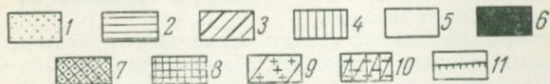
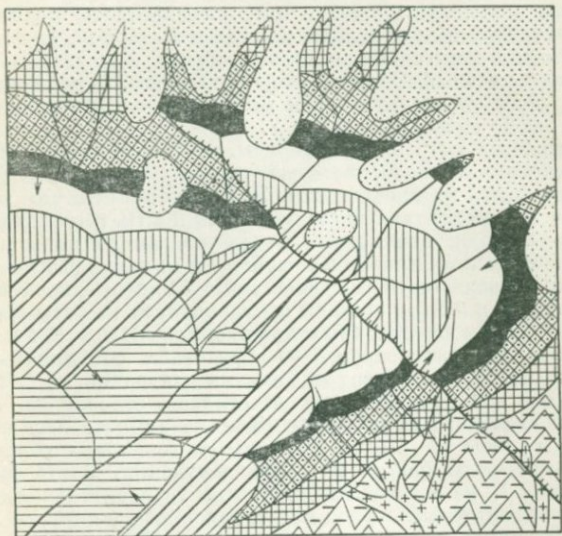
Истинный угол падения	Угол между направлением простирания слоя и линией разреза										
	80°	70°	60°	50°	40°	30°	25°	20°	15°	10°	5°
10°	9° 51	9° 24	8° 41	7° 41	6° 28	5° 02	4° 15	3° 27	2° 37	1° 45	0° 53
15°	14° 27	14° 08	13° 34	11° 36	9° 46	7° 38	6° 28	5° 14	3° 33	2° 40	1° 20
20°	19° 43	18° 53	17° 30	15° 35	13° 10	10° 19	8° 45	7° 06	5° 23	3° 37	1° 49
25°	24° 48	23° 39	22° 00	19° 39	16° 41	13° 07	11° 09	9° 03	6° 53	4° 37	2° 20
30°	29° 27	28° 29	26° 34	23° 51	20° 21	16° 06	13° 48	11° 10	8° 30	5° 44	2° 53
35°	34° 36	33° 21	31° 13	28° 12	24° 14	19° 18	16° 29	13° 48	10° 16	6° 56	3° 30
40°	39° 34	38° 15	36° 00	32° 44	28° 20	22° 45	19° 31	16° 00	12° 15	8° 17	4° 11
45°	44° 34	43° 13	40° 54	37° 27	32° 44	26° 33	22° 55	18° 53	14° 30	9° 51	4° 59
50°	49° 34	48° 14	45° 54	42° 23	37° 27	30° 47	26° 44	22° 11	17° 09	11° 41	5° 56
55°	54° 35	53° 19	51° 03	47° 35	42° 33	35° 32	31° 07	26° 02	20° 17	13° 55	7° 06
60°	59° 37	58° 26	56° 19	53° 00	48° 04	40° 54	36° 14	30° 29	24° 08	16° 44	8° 35
65°	64° 40	63° 36	61° 42	58° 40	54° 02	46° 59	42° 11	36° 15	29° 02	20° 25	10° 35
70°	69° 43	68° 49	67° 12	64° 35	60° 29	53° 57	49° 16	43° 13	35° 25	25° 30	13° 28
75°	74° 47	74° 05	72° 48	70° 43	67° 22	61° 49	57° 37	51° 55	44° 01	32° 57	18° 01
80°	79° 51	79° 22	78° 20	77° 02	74° 40	70° 34	67° 21	62° 43	55° 44	44° 33	26° 18
85°	84° 56	84° 41	84° 14	83° 29	82° 15	80° 05	78° 19	75° 39	71° 20	63° 15	44° 54
89°	88° 11	88° 56	88° 51	88° 42	88° 27	88° 00	87° 38	87° 05	86° 09	84° 15	78° 41

Примечание. Углы, промежуточные между указанными в таблице, определяют путем интерполяции.
Цифры после градусов обозначают минуты.

Пример расшифровки «немой» геологической карты
(по В. Н. Веберу)

При разборе «немой» карты (без горизонталей и условных обозначений), составленной с учебной целью, рекомендуется соблюдать следующую последовательность.

1. Определяют количество структурных этажей (ярусов). Для этого нужно проследить линии угловых несогласий и по числу несогласий плюс единица установить количество структурных этажей (снизу вверх).



«Немая» геологическая карта района.
По В. Н. Веберу

1—10 — различные по возрасту и составу породы (свиты); 11 — сброс. Стрелками указаны направления падения слоев и сместителя

На рисунке линии угловых несогласий соответствуют внешним контактам свит (и комплексов пород) 8, 3 и 1. По этим трем несогласиям выделяется четыре структурных этажа, в каждый из которых входят следующие номера свит I (нижний этаж) — 10 + 9; II — 8 + 4; III — 3 + 2 и IV — 1.

2. Устанавливают условия (тип) залегания осадочных пород. На карте отсутствуют горизонталей, но есть реки, по ним и ориентируются. Границы свиты I идут параллельно рекам, следовательно, свита I залегает горизонтально (кроме того, она самая молодая). Все другие свиты (разумеется, кроме комплекса 9 — он явно интрузивный) пересекаются реками, значит они могут залегать либо наклонно, либо в виде складок. По наблюдаемой отчетливой симметричности полос однотипных пород делается вывод, что в нижних трех этажах залегание

складчатое. В III и II этажах на крыльях складок границы слоев при пересечении их реками изгибаются внутрь, а сами складки близки к симметричным и, вероятно, не перевернуты; значит есть больше оснований допустить, что обе складки синклиналиные (напомним, что в общем случае в понижениях слои изгибаются в сторону своего падения, а падают они в сторону более молодых пород). Свита 10, судя по условному обозначению, характеризуется мелкой сложной складчатостью с крутыми падениями крыльев (границы при пересечении реками не изгибаются). Учитывая к тому же, что свита 10 самая древняя, можно допустить, что она метаморфическая.

3. Выясняют типы и условия залегания разрывных смещений. На нашей карте сместитель разрывного смещения наклонен на северо-восток (устанавливают это, как известно, по направлению изгиба линии сброса в местах пересечения ее реками). Северо-восточный бок разрывного нарушения является опущенным (устанавливают по любому из правил «пяти П» или по возрастному признаку; если по возрасту, то «белый» слой (свита) юго-западного бока соприкасается с более молодыми слоями 3 и 4, следовательно поднятый, а северо-восточный — опущенный). Сместитель наклонен в сторону опущенного бока — сброс. Обе складки пересекаются линией сброса под углом к осям, следовательно сброс диагональный. Он пересекает все породы, за исключением свиты 1; следовательно, сброс образовался после (или в период) последней складчатости (свиты 2 + 3), но до отложения свиты 1.

4. Рассматривают интрузивные породы. На карте видно, что в свиту 10 произошло внедрение гранита, который теперь (после длительного процесса денудации) обнажается на поверхности. Нетрудно понять, что гранит моложе свиты 10 (интрузивный контакт) и старше свиты 8 (стратиграфический контакт).

5. Геологическую историю данного участка земной коры в грубой схеме можно представить так: а) отложилась свита 10, б) свита была смята в складки в эпоху древней складчатости, в) далее свита была прорвана интрузией гранита 9; г) породы 10 и 9 были срезаны денудацией, д) на размытой поверхности пород 10 и 9 с угловым несогласием отложились свиты 8, 7, 6, 5 и 4, е) в результате повторной складчатости свиты 8—4 образовали синклиналиную складку, ж) вновь произошло срезание свит процессами денудации, з) после повторного опускания участка под уровень моря несогласно отложились свиты 3 и 2, и) в третью фазу складчатости на старом месте снова образовался синклиналиный изгиб, к) породы свиты 10—2 были смещены диагональным сбросом с опущенным северо-восточным боком, л) после денудации, опять же несогласно, отложилась свита 1, м) испытывшие поднятие горизонтальнолежащие осадки свиты 1 уже в четвертичный период подверглись денудации, что привело к частичному вскрытию их складчатого основания (фундамента) и к выработке современного эрозионного рельефа.

Это описание можно было бы сделать более полным, если принять во внимание действительный возраст и литологический состав осадков и петрографический состав интрузивных пород, которые для упрощения задания в приведенном примере опущены.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

- Буялов Н. И. Структурная и полевая геология. Гостехиздат, 1956.
Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. Издание третье, перераб. доп. М., «Недра», 1973.

Дополнительная

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956 и 1966.
Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеолиздат, 1952.
Белоусов В. В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1971.
Буялов Н. И. Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. Гостехиздат, 1955.
Петрусевич М. Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. Госгеолтехиздат, 1962.
Сократов Г. И. Структурная геология и геологическое картирование. М., «Недра», 1972.

Предисловие ко второму изданию	3
Часть I. ВВЕДЕНИЕ В СТРУКТУРНУЮ ГЕОЛОГИЮ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ	
<i>Глава I.</i> Общие сведения	5
§ 1. Содержание и задачи структурной геологии и геологического картирования	5
§ 2. Теоретическое и практическое значение предмета и связь его с другими науками	7
§ 3. Краткая история развития структурной геологии и геологического картирования	8
<i>Глава II.</i> Топографическая основа	10
§ 4. Топографическая карта и топографическая основа геологической карты	10
§ 5. Особенности, масштабы и номенклатура топографических карт	12
<i>Глава III.</i> Геологическая карта и другие виды геологической графики	14
§ 6. Содержание, масштабы и виды геологических карт	14
§ 7. Стратиграфическая колонка и геологический разрез	17
§ 8. Условные обозначения (условные знаки и индексы) на геологических картах и разрезах и зарамочное оформление карты	18
§ 9. Общие правила построения разрезов по геологическим картам	23
<i>Глава IV.</i> Методы, классификация и физические основы предмета	26
§ 10. Методы структурной геологии и геологического картирования	26
§ 11. Принципы классификации структурных форм	27
§ 12. Деформации горных пород	29
Часть II. СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Раздел первый. Формы залегания осадочных пород	32
<i>Глава V.</i> Слоистая структура в земной коре	32
§ 13. Слой и фация	32
§ 14. Слоистость и порядок напластования в толщах осадков	36
§ 15. Морфологические признаки слоя и слоистости	40
§ 16. Наблюдения над слоистой структурой в поле	45
<i>Глава VI.</i> Структуры согласного и несогласного залегания горных пород	47
§ 17. Соотношения между осадочными свитами. Типы залегания	47
§ 18. Прослеживание несогласий в поле и изображение их на геологической карте и разрезе	52
<i>Глава VII.</i> Горизонтальное залегание слоев	54
§ 19. Понятие о горизонтальном залегании пород	54
§ 20. Изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте и построение разреза	55
§ 21. Измерение мощности горизонтального слоя	56
<i>Глава VIII.</i> Наклонное залегание слоев	58
§ 22. Краткая характеристика нарушений слоев и связанных с ними наклонных структур. Элементы залегания наклонного слоя	58

§ 23.	Измерение элементов залегания наклонного слоя горным компасом	60
§ 24.	Определение элементов залегания наклонного (моноклинально залегающего) слоя косвенными методами	63
§ 25.	Зависимость видимой мощности слоя в обнажении и ширины его на карте от угла падения и формы рельефа. Определение мощности наклонного слоя	68
§ 26.	Построение выхода на поверхность моноклинально залегающего слоя	71
§ 27.	Изображение моноклинально залегающего слоя на геологической карте и построение разреза	74
§ 28.	Прослеживание полого- и крутопадающих контактов по геофизическим данным	78
<i>Глава IX.</i> Складчатые нарушения горных пород		79
§ 29.	Флексура и складка и их элементы	79
§ 30.	Морфологическая классификация складок	84
§ 31.	Простые и сложные складки и механизм их образования	87
§ 32.	Диапировые складки и связанные с ними структурные формы	93
§ 33.	Строение, развитие и расположение складчатых комплексов	96
§ 34.	Изображение складок на геологической карте	100
§ 35.	Построение геологического разреза по карте на участке складчатого залегания пород	102
§ 36.	Структурная карта и изображение на ней складчатых структур	105
<i>Глава X.</i> Разрывные нарушения в горных породах		108
§ 37.	Общая характеристика разрывных нарушений и основы их классификации	108
§ 38.	Группа сбросов и группа взбросов	111
§ 39.	Группа надвигов	115
§ 40.	Группа сдвигов и группа раздвигов	118
§ 41.	Системы (комплексы) разрывных нарушений	119
§ 42.	Полевые признаки разрывных нарушений	121
§ 43.	Изображение разрывных нарушений на геологических картах и определение элементов разрыва	123
<i>Глава XI.</i> Трещины в горных породах		128
§ 44.	Общая характеристика и классификация трещин	128
§ 45.	Кливаж	131
§ 46.	Методы полевого изучения и графическое изображение трещин	133
<i>Глава XII.</i> Особые формы залегания осадочных горных пород		137
§ 47.	Общая характеристика	137
§ 48.	Нетектонические дислокации	139
Раздел второй. Формы залегания магматических и метаморфических пород		142
<i>Глава XIII.</i> Формы залегания интрузивных пород		142
§ 49.	Общая характеристика интрузивных тел и их классификация	142
§ 50.	Изучение контактов и установление возраста интрузивов	147
§ 51.	Внутреннее строение интрузивных массивов	151
§ 52.	Структурно-петрологическая карта и полевое изучение интрузивов	154

	Стр.
<i>Глава XIV.</i> Формы залегания эффузивных пород	157
§ 53. Условия образования и главные формы залегания эффузивных и пирокластических пород	157
§ 54. Картирование в областях развития эффузивных пород	159
<i>Глава XV.</i> Формы залегания метаморфических пород	162
§ 55. Условия образования и формы залегания метаморфических пород	162
§ 56. Картирование в областях развития метаморфических пород	164
Раздел третий. Некоторые сведения из геотектоники	166
<i>Глава XVI.</i> Основные структурные элементы земной коры	166
§ 57. Основные закономерности строения и развития земной коры	166
§ 58. Геосинклиналиные области	170
§ 59. Платформы и краевые прогибы	172
Часть III. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ	
<i>Глава XVII.</i> Задачи и виды геологических съемок	175
§ 60. Цель, задачи, особенности и условия проведения геологических съемок	175
§ 61. Классификация и характеристика геологических съемок	178
§ 62. Специальные съемки	181
<i>Глава XVIII.</i> Аэрометоды при геологическом картировании	187
§ 63. Краткие сведения об аэрометодах	187
§ 64. Принципы геологического дешифрирования аэрофотоснимков	191
<i>Глава XIX.</i> Подготовительный период	194
§ 65. Сбор материалов и составление проекта работ	194
§ 66. Организация партии (кадры, оборудование, снаряжение и транспортные средства)	196
<i>Глава XX.</i> Полевой период	197
§ 67. Организация полевых работ	197
§ 68. Изучение обнажений, составление стратиграфического разреза и техника полевой работы	199
§ 69. Методы геологической съемки по обнажениям	207
§ 70. Особенности съемки в различных геолого-географических условиях	210
<i>Глава XXI.</i> Камеральный период	212
§ 71. Камеральная обработка материалов	212
§ 72. Блок-диаграммы и другая графика	214
§ 73. Геологический отчет	216
Приложение 1. Искажение углов падения слоев при увеличении вертикального масштаба разреза	217
Приложение 2. Таблица поправок углов падения при пересечениях не перпендикулярных к простиранию пластов	218
Приложение 3. Пример расшифровки «немой» геологической карты (по В. Н. Веберу)	219
Приложение 4—5. Условные обозначения и образец цветной геологической карты (вкладка)	221
Литература	221

УЧЕБНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Масштаб 1:200 000

М-58-ХП (Калкан)

(ОБРАЗЕЦ)

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
МЕЗОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

НИЖНИЙ И ВЕРХНИЙ МЕЛ

Масштаб 1:2 000

Система	Отдел	Индекс	Разрез	Мощность в м	Характеристика пород
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	K ₂		более 45	Белые слоистые мергели
			нижний		

ПАЛЕОЗОЙ

Масштаб 1:50 000

Система	Отдел	Индекс	Разрез	Мощность в м	Характеристика пород			
ПЕРМСКАЯ	НИЖНИЙ И ВЕРХНИЙ	P ₁₊₂		более 700	Красноцветные песчаники и конгломераты			
			нижний			C ₃	575	Гипсоносные глины
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ	C ₂		950	Песчано-глинистая толща с пластами угля			
			нижний			C ₁	650	Серые известняки, песчаники, глины, каменный уголь
			нижний			D ₃	1800	Глинистые сланцы, туфопесчаники. Массивные известняки, основные эффузивы
СИЛУРИЙСКАЯ	ВЕРХНИЙ	S ₂		более 1200	Филлиты, хлоритовые сланцы			

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Четвертичные отложения. Речные пески и галечники (на разрезе мощность преувеличена)
- Нижний и верхний мел нерасчлененные (только на разрезе)
- Верхний мел. Мергели
- Нижний мел. Глауконитовые песчаники
- Пермь. Красноцветные песчаники и конгломераты
- Верхний карбон. Гипсоносные глины
- Средний карбон. Песчано-глинистая угленосная свита
- Нижний карбон. Песчаники, глины, известняки, каменный уголь
- Верхний девон. Глинистые сланцы, известняки, туфопесчаники и основные эффузивы
- Верхний силур. Глинистые сланцы, филлиты
- Дайки и пластовые интрузии пермских диоритовых порфиритов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ

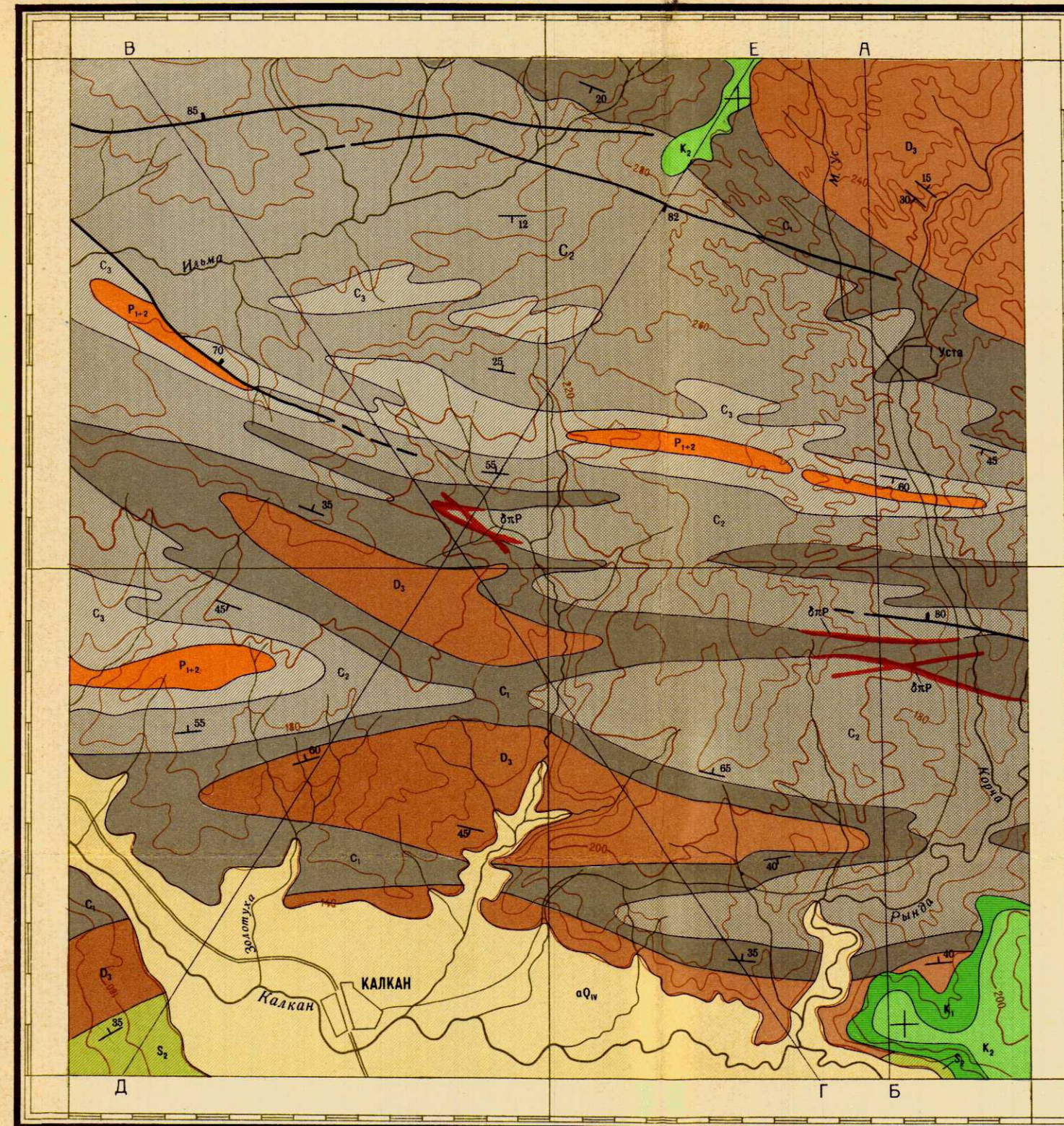
- Контакты между разновозрастными образованиями, стратиграфически согласными и несогласными
- Разрывные смещения (сбросы и взбросы) достоверные. Штрих и цифра - элементы залегания сместителя
- Разрывные смещения (сбросы и взбросы) предполагаемые

ЗАЛЕГАНИЕ

- Горизонтальное
- Наклонное. Штрих и цифра - элементы залегания слоя

А Б Линия геологического разреза

В Г Линии, по которым рекомендуется построить геологические разрезы самостоятельно



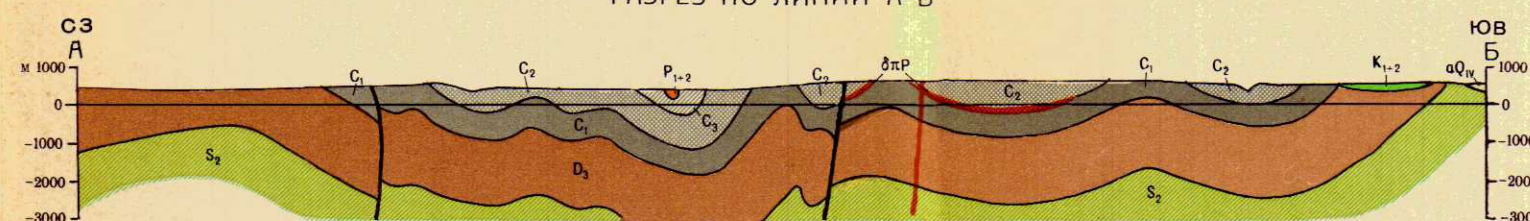
1:200 000

в 1 сантиметре 2 километра
км 4 3 2 1 0 2 4 км

Сплошные горизонталы проведены через 20 метров

Оформлено и отпечатано на Ленинградской картфабрике объединения «Аэрогеология» Министерства геологии СССР. Заказ 662. Тираж 10 000 экз. Подписано к печати 15/X 1973 г.

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б



72 коп.
с картой

964

НЕДРА · 1974