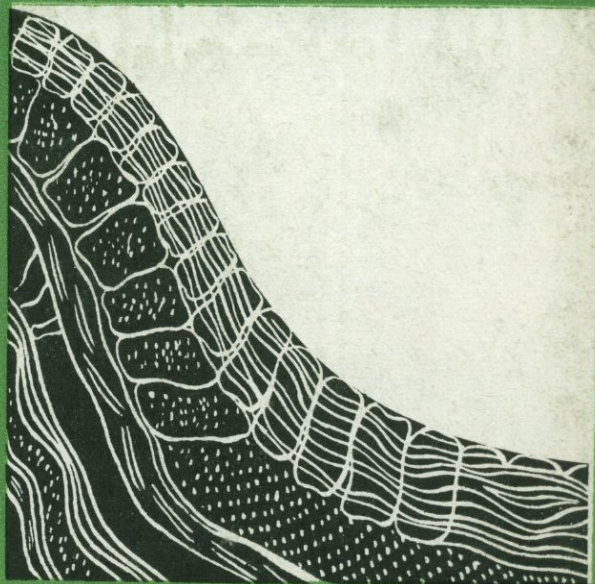


Г.И.СОКРАТОВ

# СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ



Г. И. СОКРАТОВ

СТРУКТУРНАЯ  
ГЕОЛОГИЯ  
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
КАРТИРОВАНИЕ

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



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» · МОСКВА · 1972

520

Г. И. Сократов. Структурная геология и геологическое картирование. М., «Недра», 1972, 280 с. + 2 вкладки.

В книге рассматриваются строение земной коры и деформации в ней, формы залегания осадочных, магматических и метаморфических горных пород, тел полезных ископаемых, складчатые и разрывные нарушения, структуры складчатых зон, платформ и краевых прогибов. Приводятся общие сведения о геологических картах и излагается методика их составления в различных геологических и физико-географических условиях. Дается представление о тектонических картах и принципах их составления. Рассматривается значение применения аэрометодов при геологическом картировании, а также использования геофизических методов. Освещаются вопросы организации геологосъемочных работ — цели и задачи подготовительного, полевого и камерального периодов.

Таблица 1, иллюстраций 109, список рекомендуемой литературы — 18 названий, приложений 6.



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Важнейшая задача данного учебного пособия — дать студенту представления об основных элементах геологических структур, позволяющие свободно читать геологическую карту. Этому подчинено все изложение материала, включая различные геометрические построения. Необходимо выработать у учащегося навыки воспроизводить по геологической карте объемные соотношения различных структур (при этом следует учитывать рельеф, который, особенно на крупномасштабных картах, может иногда определять контуры выхода геологических границ в плане). Это очень важно потому, что исследователь, не владеющий способностью свободно ориентироваться по готовой геологической карте, бегло разбираться в структурах, не может успешно заниматься геологическим картированием.

Если читать геологическую карту можно научиться в кабинетных условиях, то постигнуть методику и технику геологического картирования можно только в полевых условиях. Поэтому здесь лишь излагаются общие представления по геологическому картированию, элементы методики и техники картирования. Рассмотрены также процессы ведения полевого дневника, составления полевой геологической карты, методика сбора образцов и полевой камеральной обработки собранных материалов, вопросы выделения маркирующих горизонтов и прослеживания их в различных условиях, методика составления и защита отчетов по результатам геологического картирования.

В процессе составления данного учебного пособия перед автором стояла трудная задача — изложить материал в предельно сжатом виде при условии его соответствия учебной программе. Вопросы, связанные с применением геофизических и аэрогеологических методов в геокартировании, составляющие содержание специальных курсов в учебном плане, рассмотрены в сжатом виде.

При составлении пособия автор руководствовался своим многолетним опытом преподавания структурной геологии и геологического картирования, а также геотектоники в Ленинградском горном институте.

Определенная помощь автору была оказана официальными рецензентами (проф. Г. П. Горшков — кафедра общей геологии МГУ, коллектив кафедры общей геологии и геологического картирования МГРИ, коллектив кафедры общей геологии и гидрогеологии Свердловского горного института).

Перед сдачей рукописи в издательство автор представлял ее для обсуждения коллективу кафедры общей геологии ЛГУ во главе с проф. В. Н. Огневым. Особенно большая работа по рукописи была проведена доктором г.-м. н. Г. С. Поршняковым.

Всем указанным лицам и коллективам, способствовавшим улучшению данного учебного пособия, автор выражает глубокую признательность.

Автор будет благодарен всем тем, кто, ознакомившись с книгой, в целях дальнейшего ее улучшения, пришлет свои замечания по адресу: 196233, Ленинград, М-233, до востребования, Сократову Г. И.

## Глава I.

ЗАДАЧИ И ЗНАЧЕНИЕ  
СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ  
И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

§ 1. Задачи курса. В данном курсе рассматриваются основные виды геологических структур и методы полевого их исследования. Соответственно он состоит из двух тесно связанных частей, представляющих самостоятельные геологические дисциплины, — структурной геологии и геологического картирования.

Структурная геология является одним из разделов геотектоники — науки о строении Земли и законах ее развития — и изучает формы залегания горных пород в земной коре, причины и условия возникновения этих форм, историю их развития.

Горные породы образуют в земной коре тела различной формы. Например, осадочные породы обычно залегают в виде слоев, которые могут быть горизонтальными, наклонными или изогнутыми в складки. Магматические интрузивные породы — в виде массивов цилиндрической, линзовидной и другой формы. Магматические эффузивные породы — в виде покровов, потоков и некоторых других форм. Все эти геологические тела, образуемые в земной коре различными горными породами, называются формами залегания горных пород, или структурными формами, изучение которых является предметом структурной геологии.

Изучение форм залегания горных пород может быть морфологическим, когда внимание обращается на форму геологических тел, и генетическим, когда ставится вопрос о происхождении той или иной формы залегания, выясняются условия образования структурных форм. Основной задачей структурной геологии является морфологическое изучение форм залегания горных пород. Однако морфологическая классификация структурных форм, составленная без всякого учета условий их образования, может оказаться не удовлетворяющей практическим задачам. Поэтому структурная геология занимается и вопросами условий образования структурных форм.

Геологическое картирование, являясь одной из прикладных геологических дисциплин, рассматривает методику и технику полевого

изучения геологических структур и их изображения в виде геологических карт. Последние являются основным результатом, итогом, выводом работы по геологическому картированию. На них отражаются структуры различных геологических образований, состав этих образований, история их возникновения и развития. Геологические карты не только показывают распространение на земной поверхности различных горных пород, разделенных по возрасту и составу, но и дают возможность объективного суждения об их залегании в глубоких частях земной коры.

**§ 2. Значение курса и его связь со смежными дисциплинами.** Значение структурной геологии в общем комплексе геологических дисциплин чрезвычайно велико. Формы залегания осадочных, изверженных и метаморфических горных пород в земной коре определяют условия распределения любых полезных ископаемых. Знание связи отдельных видов полезных ископаемых с определенными структурными формами позволяет методически правильно подойти к выявлению этих полезных ископаемых, задачам прогноза их размещения даже в тех случаях, когда они расположены на глубине и не обнажаются на поверхности. Например, нефть и газ, как правило, сосредоточиваются в сводах антиклинальных складок: для того чтобы найти нефть и газ, прежде ищут антиклинальные своды. Для этого требуется хорошее понимание морфологии данного типа складчатой структуры, особенностей проявления ее на площади. Многие рудные полезные ископаемые глубинного происхождения образуют тела, выполняющие трещины в земной коре. Структурная геология дает материал для их понимания.

Знание форм залегания горных пород имеет очень большое значение для решения гидрогеологических вопросов, поскольку пути и способы движения подземных вод определяются условиями залегания горных пород. Формы залегания горных пород обязательно учитываются при инженерно-геологических изысканиях, т. е. при определении условий строительства различных сооружений.

Изучение условий залегания горных пород представляет собой всегда первую стадию на пути к теоретическим заключениям об истории развития данного участка земной коры и тех тектонических движениях, которые здесь происходили. Геолог может восстановить историю тектонических движений земной коры только по их конечным результатам, которыми являются формы залегания горных пород.

Геологическое картирование в сущности состоит в выявлении, изучении и фиксации на геологической карте и разрезах структурных форм, развитых на изучаемых участках. Поэтому успешное выявление месторождений полезных ископаемых и дальнейшее расширение минерально-сырьевой базы нашей страны зависят от геологической изученности ее территории.

Результаты геологического картирования определяют возможность обнаружения в том или ином районе тех или иных полезных ископаемых, характер их распределения, а также направление поисково-разведочных работ.

Геологическое картирование позволяет решать и другие практические вопросы в области региональной геологии, геотектоники, инженерной геологии, геоморфологии, и освещает ряд общих проблем геологических наук.

Важнейшее значение для геологического картирования, помимо структурной геологии, имеют геотектоника, историческая геология, минералогия, петрография, геоморфология и учение о месторождениях полезных ископаемых. Требуется обладать всей суммой необходимых знаний, чтобы успешно вести сложную и многогранную работу по составлению геологических карт. При этом, чтобы уберечь себя от ошибочных субъективных заключений, необходимо стремиться на основе углубленного изучения природных явлений приходить к обоснованным объективным выводам.

## Глава II. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТОГРАФИЯ

§ 3. Геологическая карта. Геологическая карта представляет собой графическое изображение в том или ином масштабе геологического строения отдельного участка земной коры (см. прил. 1). На геологической карте посредством особых условных знаков выявляется не только распространение горных пород на земной поверхности, но и расположение их на глубине.

§ 4. Условные обозначения. Условные обозначения указывают на геологических картах возраст, состав и происхождение изображаемых горных пород, а также разъясняют значение различных других понятий, вводимых в содержание геологической карты (характер различных границ горных пород, элементы их залегания, горные выработки и пр.).

Характер условных знаков весьма разнообразен. Они могут быть цветными, штриховыми, буквенными, цифровыми и пр. Частичное выражение и применение их можно видеть на приложениях 1—6.

Следует напомнить, что геологическая хронология имеет два вида подразделений:

Стратиграфические

1. Группа
2. Система
3. Отдел
4. Ярус
5. Зона

Геохронологические

1. Эра
2. Период
3. Эпоха
4. Век
5. Время (фаза)

Стратиграфические подразделения отвечают отложениям, а соответствующие им геохронологические подразделения являются временными этапами развития Земли и ее органического мира. Таким образом, если, например, требуется указать толщу горных пород, сформировавшуюся в триасе, говорят: триасовая система. Если же надо охарактеризовать какие-либо другие данные, например климат, органический мир триаса и т. п., следует говорить: триасовый период.

В прил. 2 указаны индексы для групп, систем и отделов; для более подробных стратиграфических подразделений (ярусов, подъярусов) индексы составляются следующим образом. В начале ставится индекс, составленный из заглавной (прописной) или заглавной и строчной букв латинизированного названия системы. Отдел обозначается арабской цифрой, помещаемой справа внизу у индекса системы. Индекс яруса составляется из одной или двух начальных

строчных букв сокращенного латинизированного названия яруса. Части яруса (подъярус) вновь указываются арабскими цифрами. Полный индекс будет иметь следующий вид —  $C_1v_3$ . В целом данный индекс читается: верхневизейский подъярус нижнего карбона. В шкале стратиграфических подразделений встречается понятие надъярус. Это понятие применяется при невозможности расчленения отложений на ярусы.

В случае невозможности расчленения осадочных образований в соответствии с единой стратиграфической шкалой выделяются местные стратиграфические подразделения — серии, свиты и подсвиты, пачки, горизонты и слои. Свиты занимают определенное положение в стратиграфическом разрезе района и характеризуются достаточно четко выраженными особенностями состава или условиями образования, выдерживающимися на достаточно большой площади. Внутри свит не может быть угловых стратиграфических несогласий, между собой они могут отделиться как согласно, так и несогласно. Индексы местных подразделений (серий, свит и др.) образуются из двух латинских строчных букв, первая из которых соответствует первой букве названия свиты, а вторая — обычно ближайшей согласной в этом названии. Указанные индексы присоединяются справа к индексу системы, отдела или яруса, причем буквы индексов местных подразделений набираются курсивом. Например, мерекская свита (см. прил. 1) будет иметь индекс  $T_3mr$ . Подсвиты имеют тот же индекс с добавлением справа, по общему правилу, соответствующей арабской цифры: нижемерекская подсвита будет иметь индекс  $T_3mr_1$ .

Для подразделений, охватывающих по возрасту два смежных стратиграфических подразделения, индекс образуется соединением индексов этих подразделений посредством знака плюса или дефиса; при этом на первом месте пишется индекс более древнего подразделения. Знак плюса ставится в том случае, если два соседних подразделения объединяются полностью, например  $T + J$ . Если же нужно указать толщу, охватывающую смежные части триаса и юры (но не весь триас и не всю юру), индекс будет иметь вид  $T-J$ .

Индексация магматических пород по вещественному составу дается заглавными и строчными буквами греческого алфавита. Наиболее распространенные магматические породы имеют цветные условные знаки и буквенные индексы.

Для обозначения возраста магматических пород, рядом с индексом породы ставится индекс, указывающий на возраст, например:  $\gamma C_3$  — позднекаменноугольные граниты. На картах, изданных до 1956 г., показывался относительный возраст магматических пород, который обозначался цифрами, подписываемыми рядом с индексом, например  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$  и т. д.

Штриховые условные знаки весьма разнообразны. В одних случаях они наносятся на цветную возрастную окраску дополнительно. В других случаях штриховые знаки заменяют возрастную окраску, выражают самые различные особенности геологического состава или структуры и т. п. В каждом частном случае они используются при чтении тех карт, к которым относятся.

**§ 5. Стратиграфическая колонка.** Стратиграфическая колонка (нормальная колонка, стратиграфический или нормальный разрез — см. прил. 1) разрабатывается на основе возрастного подразделения осадочных, магматических (вулканогенных) и метаморфических пород с максимально возможной подробностью как в отношении возраста, так и их состава, для территории, изображенной на геологической карте.

На стратиграфической колонке должны быть показаны все отложения как обнажающиеся на поверхности Земли, так и вскрытые скважинами и горными выработками. Стратиграфическая колонка вычерчивается в виде вертикального столбца, в котором каждая стратиграфическая единица, выделенная на карте, отделяется от соседней при согласном залегании прямой горизонтальной линией, при несогласном — соответствующей волнистой (см. прил. 5). Каждое стратиграфическое подразделение закрывается в том случае если применяется рас-

краска) тем же цветом, что и на геологической карте, и покрывается штриховыми условными знаками (см. прил. 5), показывающими последовательность напластования литологически различных образований внутри каждого подразделения.

В параллельных столбцах справа, против соответствующей стратиграфической единицы, даются цифры ее мощности и краткая характеристика ее состава с указанием характерных окаменелостей.

В вертикальных столбцах слева подписываются стратиграфические подразделения единой шкалы до яруса включительно (группа не подписывается). Названия местных стратиграфических докембрийских подразделений высокого ранга (комплексы и серии) в случае необходимости могут быть показаны в левой части колонки, а названия свит и более мелких подразделений, а также подъярусов и подотделов палеогеновой и неогеновой систем, в правой — в графе «характеристика пород».

Масштаб для изображения мощностей выбирается такой, чтобы длина колонки примерно соответствовала длине вертикальной рамки карты. Если из-за большой мощности некоторых стратиграфических подразделений длина стратиграфической колонки резко увеличивается, то при вычерчивании разреза этих подразделений допускается пропуск («разрыв») колонки внутри литологически однородных слоев. Эти «разрывы» (не более трех) в колонке показываются двойной (с расстоянием 0,4 мм) волнистой линией, ограничивающей рисунок литологического состава. Если, наоборот, подразделение оказывается слишком малым, оно изображается вне масштаба, что указывается в примечании под стратиграфической колонкой. При изменяющейся мощности приводится ее среднее значение, а цифрами указываются ее крайние пределы. Масштаб колонки обычно в несколько раз крупнее масштаба карты, и общая длина колонки не превышает 40—50 см.

Если взаимоотношение стратиграфических подразделений не ясно, на стратиграфической колонке между ними оставляют пробел в 4 мм, ограниченный двумя параллельными линиями, внутри которого ставят вопросительный знак, а в графе «Характеристика пород» пишут: «Взаимоотношения не ясны».

Нижняя часть стратиграфической колонки ограничивается сплошной черной линией.

Четвертичные отложения и интрузивные образования на стратиграфической колонке не показываются.

Все отступления от изложенных правил оформления стратиграфической колонки должны оговариваться в примечаниях.

**§ 6. Геологические разрезы.** Геологические разрезы (прил. 1) составляются, раскрашиваются и индексируются в строгом соответствии с геологической картой и увязываются с ней по контурам, краскам и крапам. Они проводятся, как правило, через всю площадь листа, вкrest простирания пород по наиболее характерному направлению.

При сложных структурах, когда невозможно сохранить линию разреза вкrest простирания всех структур, выбирается господствующее простирание, перпендикулярно которому и проводится линия разреза. Как исключение допускается составление разрезов по ломаной линии. На концах линий разрезов ставятся заглавные буквы русского алфавита. Если разрез строится по ломаной линии, то при точках излома ее также ставятся буквы. Все геологические границы на разрезах (согласные, несогласные и интрузивные) указываются одним знаком в виде сплошных линий. Для каждой карты, в зависимости от ее сложности, дается 1—2 разреза, редко более. При этом на разрезе может быть показано не только то, что непосредственно отражается на геологической карте, но и то, что на глубине, по самым различным данным, представляется автору карты (например, соотношения интрузивного тела с вмещающими породами).

При составлении геологических разрезов используются не только данные геологической карты, бурения и горных выработок, но также результаты геофизических исследований.

По существующим инструкциям «меридиональные и отклоненные к востоку от меридиана разрезы вычерчиваются так, чтобы слева был юг, остальные — так, чтобы слева был запад, справа — восток».

Горизонтальный масштаб разрезов должен соответствовать масштабу карты; увеличение вертикального масштаба допустимо только для районов с горизонтальным или пологим залеганием, как правило, не более чем в 20 раз.

На каждом разрезе должны быть показаны: линии уровня моря, шкалы вертикального масштаба с делениями через 0,5 см (на обоих концах разреза) и буквенные обозначения, привязывающие разрез к карте. На разрез наносятся условные обозначения и индексы изображаемых горных пород. Географические ориентиры (реки, озера, населенные пункты, вершины гор), через которые проходит линия разреза, указываются сносками и сопровождаются надписями названий ориентиров.

При необходимости на разрезах тонкими линиями может быть показана более мелкая складчатость толщ, не выраженная на карте.

**§ 7. Типы геологических карт.** Геологические карты в отношении их масштабов имеют те же принципы разграфки и номенклатуры, что и топографические.

В настоящее время составляются геологические карты шести масштабов: 1 : 1 000 000, 1 : 500 000, 1 : 200 000, 1 : 100 000, 1 : 50 000, 1 : 25 000. По своему целевому назначению и методике производства съемки они могут быть объединены в три типа — 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). Помимо них выделяется четвертый тип — детальные карты (1 : 10 000—1 : 1 000), которые не имеют регионального значения.

*Геологические карты мелких масштабов.* Отражают первый этап геологического исследования местности, имеющий целью получить общее представление об ее геологическом строении и о возможных горно-экономических перспективах.

Съемка в масштабе 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 предназначена главным образом для предварительных и общих геологических построений, необходимых для того, чтобы установить, какие именно районы наиболее благоприятны для поисков полезных ископаемых и тем самым определить очередность дальнейших, более крупномасштабных геологических съемок.

Съемкой в масштабе 1 : 500 000 покрывается территория отдельных геологических регионов.

*Геологические карты средних масштабов.* Наиболее широко практикуется съемка в масштабе 1 : 200 000. Для некоторых особенно сложных в геологическом отношении районов она заменяется съемкой масштаба 1 : 100 000. Несмотря на относительно мелкий масштаб, среднемасштабные карты довольно подробно вскрывают строение недр, показывая распространение различных по возрасту осадочных, вулканических и магматических образований с нанесением всех более или менее крупных интрузивных тел. При этой съемке на карты наносятся все известные проявления полезных ископаемых.

*Геологические карты крупных масштабов.* По существу, только съемки масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000 обеспечивают изучение

района с такой степенью детальности, которая необходима для решения прикладных геологопоисковых и разведочных задач.

Как и в случае со среднемасштабными картами, основными здесь являются геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000. Только в районах с многочисленными и разнообразными проявлениями и месторождениями полезных ископаемых и с очень сложным геологическим строением они в порядке исключения могут заменяться геологосъемочными работами масштаба 1 : 25 000.

Геологические карты крупных масштабов должны дать перспективную оценку размеров и значения выявленных месторождений полезных ископаемых, а также определить границы площадей, подлежащих детальным поискам или поисково-разведочным работам, и наметить объекты для разведки.

*Детальные геологические карты.* Геологические карты масштабов 1 : 10 000, 1 : 5 000, 1 : 2 000 и 1 : 1 000 (а в частных случаях и крупнее) являются результатом съемочно-поисковых работ на участках с месторождениями полезных ископаемых. На таких картах в соответствии с особенностями месторождений могут быть указаны специфические данные, помогающие расшифровке строения и других особенностей месторождений полезных ископаемых.

*Сводные карты.* Помимо указанных карт, составляемых с применением полевых работ, существует группа сводных, более мелко-масштабных геологических карт, имеющих своим назначением дать самые общие представления о геологическом строении территории страны и составляемых путем генерализации более крупномасштабных материалов. В настоящее время общесоюзные сводные карты составляются, как правило, в масштабах 1 : 2 500 000, 1 : 5 000 000 и 1 : 7 500 000.

Промежуточное положение занимают *региональные* сводные карты, составляемые для отдельных регионов, обладающих единством геологического строения (таких как Донбасс, Кавказ, Урал и т. д.). Масштабы для региональных сводных карт в настоящее время рекомендуются: для регионов со сложным геологическим строением 1 : 500 000, с более простым строением 1 : 1 500 000. При необходимости допускается использование масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000.

Топографическая основа обзорных и региональных карт значительно упрощается. Для удобства пользования обзорные и региональные карты обычно делятся на отдельные листы.

**§ 8. Виды геологических карт.** Охарактеризованные выше геологические карты (§ 3, 7) в своей основе литолого-стратиграфические и составляют группу обычных геологических карт. В последнее время возникла потребность отразить на карте с достаточной полнотой весьма различные геологические особенности рассматриваемой территории (тектонику, четвертичные образования, геоморфологию, водоносность, распространение полезных ископаемых и др.). Отражение таких особенностей на обычной геологической карте делает ее трудночитаемой вследствие перегруженности дополнительными

условными знаками. Поэтому на практике все чаще прибегают к составлению специальных геологических карт.

*Карты четвертичных отложений.* Четвертичные отложения изображаются на особых картах, где они делятся по возрасту, происхождению и составу. Обнажающиеся на поверхности коренные породы указываются на таких картах без расчленения. Исключение составляют лишь неогеновые континентальные образования, которые часто показываются на картах четвертичных отложений и тоже делятся по возрасту, происхождению и составу.

*Геоморфологические карты.* На них изображаются основные типы рельефа и его отдельные элементы с учетом их происхождения и возраста.

*Тектонические карты.* На них изображаются структуры земной коры различных категорий и разного возраста. Тектонические карты, как и геологические, могут быть обзорными (общими, сводными) и региональными. На обзорных тектонических картах отображаются основные структурные элементы земной коры с разделением их по условиям образования и времени формирования. На региональных тектонических картах отображается структура определенных районов с их индивидуальными особенностями; условные обозначения, которые были использованы для одних районов, не всегда могут быть перенесены полностью на другие.

Структурные формы на тектонических картах могут изображаться различными способами: 1) способом изогипс, при котором площадное изображение условий залегания горных пород достигается с помощью линий одинаковых высот определенных геологических поверхностей; последними могут быть поверхности несогласий, границы между разнородными литологическими комплексами, маркирующие слои, подошва или кровля стратиграфических горизонтов и др.; 2) линейным способом — когда для изображения структурных форм употребляются линейные условные обозначения; примером может служить нанесение осевых линий складчатых структур разных порядков и разного возраста; 3) способом различной окраски и штриховки определенных площадей с различным характером структур на них.

В качестве наглядного примера того, что представляет собой тектоническая карта и какими путями достигается ее образительность на ней, можно привести тектоническую схему СССР (прил. 6). Эта схема достаточно ясно отражает определенные принципы тектонического районирования СССР и технические приемы наглядного выражения этого районирования на тектонической карте.

Тектонические карты имеют исключительное значение для составления металлогенических карт и карт прогнозов на полезные ископаемые, для которых они являются рациональной основой.

*Гидрогеологические карты.* Основой для гидрогеологических карт является геологическая карта, на которой горные породы в зависимости от возраста, происхождения или состава объединены в комплексы, обладающие общими свойствами. Каждый из комплексов показывается условным знаком, соответствующим степени водообильности пород и химическому составу содержащихся в них вод.

*Карты полезных ископаемых.* Представляют собой геологическую основу, на которую условными знаками наносятся распространенные на данной площади полезные ископаемые.

*Карты прогнозов на полезные ископаемые.* Прогнозные карты по отдельным видам минерального сырья или их комплексам строятся на основе геологической или тектонической карты. На них показывается распространение данного вида или комплекса полезных ископаемых и отмечаются перспективные районы с определением достоверности и обоснованности выделения первоочередных участков для постановки детальных работ.

*Инженерно-геологические карты.* На них, на фоне данных о возрасте и составе пород, показываются физические свойства пород: пористость, проницаемость, устойчивость и другие данные, необходимые при строительстве.

Кроме описанных видов специальных карт существуют карты металлогенические, новейшей тектоники, литолого-петрографические, литолого-фациальные,

палеогеографические, геохимические, гидрохимические, весьма разнообразные геофизические и многие другие, оттеняющие те или иные особенности горных пород.

§ 9. Развитие геологического картирования в нашей стране и ее геологическая изученность. Как структурная геология, так и геологическое картирование возникли и развивались на основе поисков и добычи различных полезных ископаемых. По мере выяснения тех или иных закономерных связей полезных ископаемых с горными породами, представляющими собой геологические образования, т. е. геологические структуры, возникла необходимость систематического изучения этих структур, разработки методики и техники этого изучения.

Если использование человеком ряда полезных ископаемых началось еще несколько тысячелетий тому назад, то возникновение научных представлений, методических и технических приемов, составляющих содержание структурной геологии и геологического картирования, начинается лишь в XVIII в.

В первую очередь здесь следует отметить работы М. В. Ломоносова, вышедшие в начале второй половины XVIII в., и прежде всего «Слово о рождении металлов от трясения земли» (1757 г.) и «О рудных местах и жилах и приiske их» в сборнике «Первые основания металлургии или рудных тел» (1763) с добавлением в этом сборнике сведений «О слоях земных». В этих работах, по существу, были заложены основы структурной геологии и геологического картирования в нашей стране.

Вторая половина XVIII в. является временем известных академических экспедиций, организованных по проекту М. В. Ломоносова и возглавлявшихся преимущественно либо его непосредственными учениками, либо последователями. Экспедициями была охвачена почти вся территория тогдашней Российской империи. Геологические наблюдения составляли лишь часть программы, но оказались они чрезвычайно плодотворными.

В 1773 г. в Петербурге было основано Высшее горное училище, в дальнейшем преобразованное в Горный институт.

В этот же период появляются в России первые геологические карты, которые вначале были литологическими. Примером таких карт может служить обнаруженная в советское время рукописная геологическая карта Восточного Забайкалья, составленная в 1789—1794 гг. Дорофеем Лебедевым и Михаилом Ивановым. Карта охватывает площадь в 35 000 км<sup>2</sup>. На ней выделены: 1) гранит, 2) известковый камень, 3) горшштейн, 4) шифер, 5) песчаный камень (песчаники и туфы), 6) траппы (различные эффузивы), 7) гнейс и 8) дикокаменные брекчи. Местами на карте помещены значки, дающие указание на происхождение породы и на метаморфизацию.

Лишь с начала XIX в. стали создаваться геологические карты со стратиграфическим основанием, что стало возможным после открытия в 1796 г. англичанином Вильямом Смитом палеонтологического метода установления относительного возраста осадочных отложений различных областей. Обнаружив, что «каждый пласт содержит ископаемые, характерные для него», Смит пришел к выводу о том, что пласты можно отождествлять по тем ископаемым, которые они содержат. В 1799 г. Смит составил первую геологическую карту окрестностей г. Бата с разделением горных пород по их возрасту, что лежит в основе составления геологических карт и в настоящее время. Тогда же Смит составил «Шкалу осадочных образований Англии», которая распространилась в виде рукописной таблицы и привлекла к себе внимание широких кругов европейских геологов.

Дальнейшая разработка стратиграфического метода многим была обязана работам французских ученых Ж. Кювье и Ал. Броньяра. В 1807 г. они публикуют географо-минералогическое описание Парижского бассейна, сопровождаемое геологической картой, на которой было показано распространение толщ различного возраста.

После этого составление геологических карт по стратиграфическому принципу получило широкое распространение во всех странах, где проводились геологические исследования.

Большое значение в развитии структурной геологии и геологического картирования в России имела деятельность замечательного русского геолога Д. И. Соколова в первой половине прошлого столетия.

Ему принадлежит одна из наиболее удачных схем сводной геохронологической таблицы, над которой работали ученые Англии, Франции и России. В своем «Курсе геогнозии» (1839 г.), первом оригинальном учебнике геологии на русском языке, где была опубликована эта схема, он дал правильную оценку идеям вештунизма Вернера, актуализма Лайеля и ряду других геологических представлений того времени.

Д. И. Соколовым многое было сделано для развертывания работ по геологической съемке территории нашей страны. Им было указано на необходимость подготовки материалов для составления в будущем сводных геологических карт.

В 1841 г. крупный русский геолог Г. П. Гельмерсен опубликовал свою «Генеральную карту горных формаций Европейской России». В 1845 г. более точная и более полная карта этой же территории была дана английским геологом Р. И. Мурчисоном, который для этой работы был приглашен в Россию и поставлен во главе крупной экспедиции. В итоге в 1849 г. была опубликована на русском языке двухтомная сводка геологических данных, уточненная и дополненная известным русским геологом А. Д. Озерским.

Фундаментальная сводка «Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского» явилась крупным событием в геологии того времени, так как представляла собой полную сводку всех геологических исследований, проведенных русскими геологами и горными инженерами, и наблюдений самого Мурчисона. Она в течение нескольких десятилетий служила основным справочным руководством при изучении геологического строения России.

Таким образом, первая половина XIX в. для ведущих государств Европы — Англии, Франции, России — явилась эпохой разработки стратиграфической шкалы и создания первых обзорных геологических карт.

Исследования по региональному изучению геологического строения России в последующие четверть века также проводились в основном путем периодически организуемых экспедиций.

Развитие геологических исследований в ряде стран Европы и Америки привело к организации в 1875 г. Международного геологического конгресса, основной задачей которого было определено «содействие развитию исследований Земли как теоретических, так и практических».

Первая сессия конгресса в 1878 г. в Париже занялась разрешением вопросов унификации геологической и палеонтологической терминологии и условных обозначений к картам, для чего были избраны соответствующие комиссии. На II сессии, состоявшейся в Болонье (Италия) в 1881 г., по наиболее важному вопросу — о стратиграфической номенклатуре — было принято предложение Русского Комитета (А. А. Иностранцев, А. П. Карпинский, И. В. Мухометов). В соответствии с русскими предложениями конгресс утвердил в качестве основных стратиграфических подразделений группу, систему, отдел и ярус. По вопросу о единых обозначениях к геологическим картам, в соответствии с предложениями А. П. Карпинского, на всех геологических картах мира триасовую систему красят с тех пор фиолетовым цветом, юрскую — синим, меловую — зеленым, третичную — желтым. А. П. Карпинским при разработке своих предложений был учтен большой опыт отечественной геологии. Так, например, еще в 1846 г. в статье Ерофеева «О раскрашивании геогностических карт и разрезов» («Горный журнал», № 1) предлагалось окрашивать на картах третичные породы в желтые цвета, меловые — в зеленые, «огненные» породы — в розовый и т. д.

На Болонской сессии было решено также приступить к составлению международной геологической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000, что поставило перед русскими геологами сложную задачу дать в короткий срок сводку всех новейших материалов по обширной территории. Вскоре в геологической жизни России произошло важное событие. В январе 1882 г. был создан Геологический комитет, основными задачами которого было руководство геологическими работами и работами по изучению месторождений полезных ископаемых России. Работа комитета началась с составления «Общей десятиверстной геологической карты Европейской России».

Директором Геолкома был назначен Г. П. Гельмерсен, а после его смерти в 1885 г. — А. П. Карпинский, широко развернувший геологические исследования страны.

В связи с ростом горнодобывающей промышленности и строительством железных дорог геологические съемки с восьмидесятых годов стали развиваться значительно быстрее, чем в предыдущие годы, больше внимания стало уделяться крупномасштабным съемкам в горнопромышленных районах. В частности, с 1892 г. началось составление детальных геологических карт Донецкого каменноугольного бассейна в масштабе 1 : 42 000.

Во время этих работ, которыми с 1898 по 1915 г. руководил известный русский геолог Л. И. Лутугин, был выявлен ряд закономерностей в формировании осадочных слоистых образований и морфологии складчатых структур. Были разработаны основные принципы крупномасштабного геологического картирования, которые затем применялись и совершенствовались в других районах страны. Геологические карты Донбасса масштаба 1 : 42 000 (атлас из 65 планшета, изданный в 1926 г.) являются первоклассными по их

выполнению и дают исключительной важности материал для анализа складчатых структур.

После создания Геологического Комитета возникли благоприятные условия для широкого развития в стране геологической картографии. А. П. Карпинским вместе с другими геологами составляется и издается в 1892 г. 60-верстная (1 : 2 520 000) геологическая карта Европейской России, явившаяся основой для последующего более совершенного ее издания в 1915 г. В этом же масштабе для той же территории была опубликована карта полезных ископаемых. Для Азиатской части России в 1914 г. была опубликована весьма неполная карта лишь половины ее территории, в основном южной части до 60-й параллели (с белыми пятнами и узкими закрашенными полосками вдоль геологических маршрутов по крупным рекам) в масштабе 1 : 4 200 000 (100 верст в дюйме).

За дореволюционный период только для 10% территории России были составлены и частично изданы геологические карты м-ба 1 : 420 000 и мельче. В более крупных масштабах (средне- и крупномасштабные съемки) было закартировано только 2,4% территории страны.

После Великой Октябрьской социалистической революции положение с геологической картографией резко изменилось в связи с необходимостью обеспечения минеральным сырьем быстро развивавшегося народного хозяйства Советского государства.

Уже в 1922 г. издается геологическая карта всей территории Азиатской части Советского Союза в масштабе 1 : 10 500 000 (250 верст в дюйме). В 1925 г. она выпускается в более крупном масштабе 1 : 4 200 000, что, несмотря на наличие больших неисследованных площадей и схематизм изображения, являлось значительным достижением.

В 1926 г. выпускается третье, значительно дополненное издание геологической карты Европейской части СССР в масштабе 1 : 2 520 000.

В последующие годы осуществляется ряд важных мероприятий по реорганизации геологической службы. В Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте (ЦНИГРИ, ныне ВСЕГЕИ) — Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт), организованном на базе Геолкома, в 1938 г. издана инструкция по комплексной геологической съемке. В ней предусмотрены сбор и обобщение материалов по геоморфологии, гидрогеологии; тектонике, четвертичным отложениям и пр., что содействовало в дальнейшем развитию специальных геологических карт (§ 8).

К двадцатой годовщине Советской власти около 50% территории страны было покрыто геологической съемкой, в том числе около 10% — средне- и крупномасштабной.

Накопленный фактический материал дал возможность составить и в 1937 г. опубликовать, впервые для всего Советского Союза, геологическую карту масштаба 1 : 5 000 000, а несколько позже, в 1940 г., — сводную геологическую карту СССР в масштабе 1 : 2 500 000, подытожившую с предельно возможной полнотой и де-

тальностью имеющиеся материалы. На обеих этих картах оставались лишь незначительные неисследованные области в северо-восточной части страны.

Для территории всего Советского Союза с 1938 г. были начаты работы по созданию полистной геологической карты в масштабе 1 : 1 000 000.

Годы Великой Отечественной войны отразились и на советской геологической картографии, несколько задержав ее развитие. В дальнейшем особо важным для нее был 1954 г., когда был осуществлен ряд организационных и методических мероприятий.

Прежде всего были строго регламентированы масштабы геологической съемки и масштабы издаваемых карт (§ 7).

Большое значение имели изданные инструкции по организации и проведению геологосъемочных работ в масштабе 1 : 200 000 (1955 г.) и 1 : 50 000 (1956 г.), а также инструкции по подготовке к изданию геологической карты масштаба 1 : 200 000 (1956 г.) и 1 : 50 000 (1962 г.). Этими инструкциями были унифицированы требования и кондиции геологических карт и карт полезных ископаемых, введены единые условные знаки и правила применения буквенных и цифровых обозначений, разработаны штриховые и цветные условные обозначения для карт полезных ископаемых. Инструкции определяли объем и содержание объяснительных записок к геологическим картам и картам полезных ископаемых.

К 40-й годовщине Великой Октябрьской социалистической революции было полностью закончено мелкомасштабное геологическое картирование страны. Исчезли последние белые пятна неисследованных областей. Были опубликованы вторые, несравненно более полные издания геологических карт СССР масштаба 1 : 5 000 000 (1955 г.) и 1 : 2 500 000 (1956 г.). На этих картах впервые были показаны главнейшие тектонические разрывы и изолиниями изображен подземный рельеф кристаллического фундамента Русской платформы и складчатого основания Западно-Сибирской низменности. Нагрузка карт становится все более сложной. Развиваются принципы создания все более широкого круга различных специальных карт (§ 8).

К 50-летию Великого Октября геологосъемочные работы приобрели еще больший размах. Были созданы комплексы карт (геологическая, геоморфологическая, четвертичных отложений, тектоническая, новейших тектонических движений, гидрогеологическая, гидрохимическая, ряд геофизических и других карт) в масштабе 1 : 7 500 000, 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000. Были также составлены геологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 со снятым чехлом рыхлых отложений (такие карты до этого создавались для отдельных регионов) и ряд других собственно геологических и специальных карт разных масштабов для отдельных регионов страны.

В 1969 г. вышло второе издание «Инструкции по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000», имеющее ряд изменений по сравнению

с первым. Особенности изменения претерпели условные обозначения стратиграфических несогласий и тектонических контактов, линий течения, первичной полосчатости, первичных трещин и некоторые другие.

В настоящее время основным видом геологической съемки территории СССР становится крупномасштабная съемка, которая должна рассматриваться как качественно новый этап в развитии геологического изучения нашей страны.

Все большее значение приобретают геофизические исследования и структурное бурение при геологическом картировании, что особенно связано с расширением изучения закрытых площадей территории нашей страны, а также аэрометоды при геологическом картировании.

В 1968 г. были изданы «Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)», которые заменили действовавшую до этого «Инструкцию по организации и производству геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000» (1956 г.) и должны служить для разработки территориальными геологическими организациями порайонных технико-методических требований к организации и производству геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). При этом предусматривается, что «геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000) являются определенной стадией регионального геологического изучения, следующей за геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 и предшествующей съемочно-поисковым исследованиям масштаба 1 : 10 000 и крупнее».

К началу 1971 г. средне- и крупномасштабная геологическая заснятость территории СССР составила около 75%.

В Директивах XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 гг. перед геологической службой страны поставлена важная задача проведения исследований в области геологии, геофизики и геохимии для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых и повышения эффективности методов их поиска.

### **Глава III. ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ\***

**§ 10. Значение аэрогеологических методов.** При геологических исследованиях в настоящее время широко применяется аэрофотогеологический метод, основанный на использовании материалов аэрофото съемки. В качестве дополнения к аэрофотогеологическому методу в ряде случаев выполняются аэровизуальные наблюдения, при кото-

\* По М. И. Петрусевичу.

рых геологические сведения получаются в результате непосредственных наблюдений геолога с самолета или вертолета. Применение этих методов при геологических работах позволяет значительно повысить точность и объективность составляемых геологических карт, делает эти работы более производительными и позволяет выявить многие детали геологического строения, не улавливаемые при обычной наземной полевой работе. Их использование в настоящее время является обязательным при всех типах государственной геологической съемки.

Помимо аэрогеологических методов геологами широко используются и аэрогеофизические исследования.

**§ 11. Виды аэрофотоматериалов.** При геологическом картировании используются следующие виды аэрофотосъемочных материалов: 1) аэрофотоснимки (контактная печать); 2) репродукции накидного монтажа; 3) фотосхемы; 4) фотопланы; 5) топографические карты.

*Аэрофотоснимки (контактная печать)* являются контактными отпечатками с негативной пленки и соответствуют масштабу аэрофотосъемки. В особых случаях они изготавливаются с двукратным увеличением. В соответствии с принятыми стандартами аэрофотоснимки имеют форматы  $18 \times 18$ ,  $24 \times 24$  и  $30 \times 30$  см, комплектуясь по трапециям м-ба 1 : 10 000; 1 : 25 000; 1 : 50 000 и 1 : 100 000.

Аэрофотоснимки имеют в правом верхнем углу индексы в виде серий и порядковых номеров, которые нарастают в направлении полета самолета. Каждый последующий снимок перекрывает предыдущий в среднем на 60% (продольное перекрытие), что обеспечивает на площади перекрытия возможность получения стереоэффекта. В параллельных (широтных) маршрутах предыдущий ряд снимков перекрывается последующим на 40%, что обеспечивает заснятость площади при возможных отклонениях линии маршрутов.

Аэрофотоснимки должны выполняться на матовой и полуматовой контрастной бумаге, обеспечивающей работу на них простыми и цветными карандашами.

*Репродукции накидного монтажа.* Представляют собой фотографии накидного монтажа — соединения всех аэрофотоснимков, покрывающих заснятую трапецию и подобранных таким образом, что они дают изображение трапеции в целом и порядковых номеров всех снимков. Репродукции накидного монтажа служат для ориентировки и быстрого нахождения требуемого аэроснимка, а также для общего ознакомления с расположением различных структур на тех или иных снимках или группе их. На репродукциях даются: номенклатура трапеции, названия некоторых населенных пунктов, крупных рек, озер, горных вершин и прочих опорных пунктов, способствующих ориентировке. Репродукции обычно изготавливаются в масштабе 1 : 100 000 при масштабах залета от 1 : 25 000 до 1 : 55 000 и в масштабе 1 : 50 000 при более крупных масштабах залета.

В случае отсутствия репродукций накидного монтажа составляются номерные схемы накидного монтажа, позволяющие ориентироваться в расположении контактных отпечатков.

*Фотосхемы.* Представляют собой монтаж менее искаженных центральных частей контактных отпечатков, вырезанных и наклеенных в виде сплошной мозаики на картон в форме трапеций масштаба, соответствующего масштабу отпечатков. Склеенные части отпечатков обычно не точно увязываются друг с другом, а рамки фотосхем могут не вполне точно совмещаться с рамками соответствующих топографических планшето. Фотосхемы позволяют просматривать геологические соотношения сразу на крупных площадях, что способствует общей геологической ориентировке.

Фотосхемы составляются по трапециям масштаба: 1 : 10 000, 1 : 25 000, 1 : 50 000, 1 : 100 000; они имеют необходимую номенклатуру. Наряду с контактными аэроснимками они являются обычным материалом, используемым при геологическом картировании.

С оригиналов фотосхем могут быть изготовлены *репродукции* их того же или иного масштаба, в зависимости от требований по условиям геологических работ. Репродукции по качеству несколько хуже фотосхем.

Могут быть изготовлены уточненные (так называемые *приведенные*) фотосхемы из трансформированных при печати аэроснимков, благодаря чему устраняются невязки в соединениях отдельных частей снимков; эти фотосхемы точно привязаны к координатной топографической сетке. В практике они мало используются из-за значительного удорожания работ.

*Фотопланы.* Представляют собой фотографическое изображение местности, составленное из приведенных к заданному масштабу трансформированных аэроснимков, обеспеченных предварительно сетью опорных геодезических точек. Они не имеют каких-либо искажений. Следует учитывать, что на фотопланах рельеф на фоне фотозображения обычно очерчивается горизонталями. Фотопланы требуют длительного времени для своего изготовления и мало используются при обычном геологическом картировании.

*Топографические карты,* составляемые на основе аэросъемки, оформляются в виде обычных топографических планшетов и являются конечной, наиболее точной продукцией аэрофотосъемки.

**§ 12. Свойства аэрофотоснимков.** Аэрофотоснимки могут быть двух основных видов: с плановым и перспективным изображением. *Плановые* снимки получаются при отвесном положении оптической оси фотоаппарата (допускаются отклонения до  $3^\circ$ , обычны они в условиях современной плановой съемки в пределах  $1^\circ$ ). При отклонении оптической оси от отвесного положения получаются *перспективные* снимки. На перспективных снимках масштаб изображения в различных точках снимка меняется, достигая значительных отклонений. Сетка квадратов на горизонтальной местности на перспективном снимке принимает вид трапеции. При геологическом картировании перспективные аэрофотоснимки в настоящее время практически не применяются. Во всех инструкциях разделы, говорящие о применении при геологическом картировании аэрофотоснимков, имеют в виду плановые снимки.

Плановые снимки плоской земной поверхности практически имеют одинаковый (точнее было бы сказать близкий) масштаб во всех точках снимка. Сетка квадратов на местности изображается на плановом снимке сеткой квадратов соответственно меньшего размера.

Изображение земной поверхности на аэроснимке строится с помощью пучка прямолинейных лучей, идущих из различных точек земной поверхности через общий центр проектирования, каковым является узловая точка объектива аэрофотоаппарата. Такая проекция называется *центральной*, в отличие от *ортogonalной* проекции, при которой все точки местности проектируются на плоскость изображения перпендикулярно к этой плоскости, и которая используется при построении топографических карт.

Луч, перпендикулярный плоскости аэронегатива и аэроснимка, называется *главным лучом* (или оптической осью аэрофотоаппарата), а точка пересечения главного луча с плоскостью аэронегатива называется *главной* (центральной) *точкой аэроснимка*.

Главная точка на аэроснимке находится на пересечении двух прямых линий, соединяющих координатные метки, имеющиеся на краях аэроснимка (черные зубчики).

*Масштаб аэроснимка.* На обычных топографических картах, представляющих ортогональную проекцию местности, масштаб определяется отношением линии на карте к соответствующей горизонтальной линии, проложенной на местности. Определение масштаба на аэроснимке, представляющем центральную проекцию изображенного местности, сложнее и зависит от фокусного расстояния объектива, высоты фотографирования, наклона оптической оси аэрофотокамеры в момент съемки и от рельефа местности.

Масштаб горизонтального аэроснимка плоской равнинной местности, полученного при отвесном положении оптической оси аэрокамеры определяется отношением фокусного расстояния аэрофотокамеры  $f$  к высоте фотографирования  $H$

$$M = \frac{1}{m} = \frac{f}{H}, \text{ где } m \text{ — знаменатель масштаба.}$$

Численный масштаб  $\frac{1}{m}$  такого аэроснимка постоянен для всей его площади.

Масштаб горизонтального аэроснимка в условиях неровной и особенно горной местности в различных своих частях будет различным, причем относительно более высокие части рельефа по сравнению с более пониженными будут переданы в более крупном масштабе.

*Искажения изображения за счет рельефа.* Рельеф местности, имеющей значительные превышения, изображается на аэроснимке в искаженном виде. Искажения эти выражаются в смещении точек местности на аэроснимке по сравнению с изображением их на ортогональной проекции плана или карты, что необходимо учитывать при рассмотрении аэроснимков.

При работе с аэроснимками, обладающими заметными искажениями, вызванными рельефом местности, все измерения нужно стараться делать в пределах центральной части аэроснимка (примерно на  $1/3$  снимка вокруг главной точки), где искажения будут наименьшими.

Для изучения аэроснимков с целью дешифрирования их в геологических целях используются различные средства, в зависимости от которых оно может быть: а) визуальным или глазомерным; б) визуально-инструментальным — с применением дешифровочных луп, стереоскопических очков, стереоскопов; в) инструментальным — с помощью специальных приборов и машин. В практической работе геологи используют, как правило, визуальное и визуально-инструментальное дешифрирование. Лишь в сравнительно редких случаях, обычно в специальных лабораториях, прибегают к помощи специальных приборов и машин. Стереоскопические очки и стереоскоп являются приборами, позволяющими воспроизводить объемное изображение по стереопарам (парам плановых снимков, имеющих площади перекрытий).

Для получения стереоскопического эффекта снимки под стереоскопом (и стереочками) должны быть взаимно ориентированы. Для этого нужно иметь в виду следующие правила.

1. Оба снимка должны занимать относительно друг друга то же положение, какое они имели в момент съемки. Это достигается соблюдением порядка номеров летностемочного маршрута в направлении полета самолета. В противном случае

получается обратный стереоскопический эффект, при котором местность кажется перевернутой: водораздельные гряды кажутся дном долины, а реки и ручьи представляются бегущими по водораздельным грядам.

2. Стереоскопически можно рассматривать лишь общий для обоих снимков участок (зоны продольного или поперечного перекрытия).

3. Снимки под стереоскопом следует помещать таким образом, чтобы их съемочные базисы (линии, соединяющие на каждом снимке нанесенные на них главные точки двух смежных снимков) ложились на прямую, параллельную зрительному базису наблюдателя (т. е. параллельную краю стола, за которым сидит наблюдатель). При этом следует иметь в виду, что воздушный базис обычно не параллелен краям снимков (ввиду поправок камеры на «снос» самолета), которые благодаря этому оказываются не параллельными съемочному базису, а будут несколько повернутыми относительно него.

4. Стереоскопический эффект достигается путем перемещения снимков вдоль линии съемочного базиса до тех пор, пока не будет получено в зрительном аппарате наблюдателя совмещение контуров изображения. Достигнув совмещения, производят дальнейшие небольшие изменения в положении снимков, добиваясь наименьшего напряжения глаз.

Для ускорения совмещения можно наложить указательные пальцы на изображения одинаковых точек на снимках и, перемещая пальцы со снимками, получить совмещение изображения пальцев. Затем, убрав пальцы и слегка перемещая снимки, нужно получить полное совмещение контуров снимков с объемным изображением их. При ориентировке снимков вначале добавляются только приблизительно верного их расположения. После этого необходимо смотреть в стереоскоп до тех пор, пока не появится изображение объекта со вдвоенными контурами (время обычно исчисляется несколькими секундами), а затем легким движением одного снимка в сторону совмещения точно совместить их и получить необходимый стереоскопический эффект.

### § 13. Общие принципы геологического дешифрирования. Задачи и особенности геологического дешифрирования.

Использование материалов аэрофотосъемки для целей геологического дешифрирования основано на наличии тесных взаимосвязей между различными явлениями и процессами в природе, проявлением этих природных взаимосвязей на поверхности Земли и их объективным отображением на аэроснимке. Установление и анализ этих взаимосвязей с целью получения необходимых геологу сведений и составляет основу геологического дешифрирования.

*Дешифрирующие признаки.* При геологическом дешифрировании используется большое количество различных признаков, позволяющих выявлять и описывать на аэроснимках те или иные объекты и явления. При этом используются как прямые признаки, отображающие непосредственно дешифрируемый объект, так и косвенные признаки, основанные на существующих естественных взаимосвязях между геологическим строением и другими ландшафтными особенностями земной поверхности, отображающимися на аэроснимке.

*Прямые признаки.* К ним относятся прежде всего геометрические признаки: площадная конфигурация, линейные размеры и объемные формы, характерные для тех или иных дешифрируемых объектов. При использовании этой группы признаков нужно помнить о возможности отклонений в изображении линейных и объемных форм дешифрируемых объектов, обусловленных наличием искажений на аэроснимках за счет их наклона или искажениями за рельеф местности,

а также кажущихся искажений объемных форм в связи с преувеличением вертикального масштаба над горизонтальным на стереомодели, изучаемой под стереоскопом.

К другой группе прямых признаков относится использование фототона дешифрируемых объектов на черно-белых аэроснимках или их окраски на цветных. Интенсивность фототона на черно-белых снимках меняется в широких пределах — от белого через разные степени серого до черного тона. Она изменяется в зависимости от цвета фотографируемой поверхности (точнее, ее спектральной отражательной способности), степени освещенности, строения и состояния ее, характера фотографических материалов и условий проведения фотолабораторных работ.

Степень и характер освещенности определяются временем года, временем дня фотографирования, а также положением объектов по отношению к солнечным лучам и к фотообъективу во время аэрофото съемки.

Таким образом, в зависимости от влияния перечисленных выше факторов один и тот же интересующий геолога объект на аэроснимке может иметь различный фототон.

При использовании для геологического дешифрирования цветных и спектральных аэроснимков в качестве дешифрирующего признака используется не фототон, а непосредственные цветовые различия между объектами, отражающиеся на цветных аэроснимках в соответствующих красках. Причем на получаемом цветном изображении также отражается влияние перечисленных выше условий, которые сказываются на естественности цветопередачи и контрастности цветных аэроснимков.

При дешифрировании горных пород, для которых их яркая цветная окраска является наиболее характерным признаком, применение цветных аэроснимков может иметь большое значение.

Фототон на черно-белых снимках, а также цвет на цветных, в силу их изменчивости, в качестве непосредственного дешифрирующего признака должен использоваться весьма осторожно. Здесь же следует упомянуть о тонах, образуемых тенью положительных форм рельефа и различных построек и особенно ощутимых при аэро съемках в утренние и вечерние часы (при косом освещении).

Тенью называется пространство, не освещенное прямым светом. Собственной тенью называют неосвещенную солнцем сторону предмета, а падающей тенью — тень, отбрасываемую на земную поверхность. Тень является дешифровочным признаком, позволяющим отличать объемный предмет от плоского. Тени облегчают дешифрирование резко выраженных форм рельефа; обрывов, промоин, скал. Наряду с положительным эффектом при съемке местности с горным рельефом тени имеют и отрицательное значение, так как закрывают значительные площади.

*Косвенные признаки.* Широко используемые при геологическом дешифрировании косвенные признаки отображают на аэроснимке объекты или процессы, которые находятся в тесной природной взаимосвязи с объектами или процессами, непосредственно интересующими

геолога. Так, вещественный состав, физико-геологические свойства, условия залегания различных горных пород и даже специфические свойства отдельных стратиграфических комплексов, так же как и различные физико-геологические процессы, протекающие на их поверхности, получают свое отражение в характерных формах рельефа, в рисунке гидросети, в особенностях распределения растительных сообществ, в расселении различных животных и т. д.

*Характерный рисунок.* Все отмеченные выше дешифрирующие признаки выражаются на аэроснимках или совместно, или в различных комбинациях друг с другом, образуя достаточно характерный рисунок, являющийся своего рода комплексным признаком, широко используемым при геологическом дешифрировании.

*Устойчивость и изменчивость дешифрирующих признаков.* При геологическом дешифрировании нет возможности дать какую-либо единую «спецификацию» дешифрирующих признаков. Общих признаков для дешифрирования тех или иных объектов в различных районах ввиду крайне разнообразных естественных условий довольно мало. Однако в каждом отдельном районе с характерным общим комплексом природных условий (строение поверхности, климат, растительность, геологическое строение и т. д.) общие признаки для геологического дешифрирования часто хорошо выдерживаются и могут быть определенным образом систематизированы. Таким образом, устойчивые признаки для дешифрирования почти всегда имеют местный характер, изменяясь вместе с изменениями самого объекта.

При геологическом дешифрировании следует все время следить за изменением дешифрирующих признаков по мере перехода интересующих нас горных пород в новые физико-географические условия или при изменении характера залегания.

**§ 14. Цветные и спектрзональные аэроснимки.** Обычно работа с аэроснимками при геологическом картировании производится на черно-белых отпечатках с черно-белой (однослойной) пленки. Известны примеры использования цветной (трехслойной) и спектрзональной (двухслойной) пленок.

Цветные аэроснимки лучше отражают объекты с наличием резких цветовых контрастов. Они с наибольшей естественностью передают особенности ландшафта или геологического объекта.

Цветовые различия, наблюдаемые на поверхности Земли среди обнажающихся горных пород, заметно ступеневаются при наблюдении с больших высот, когда сказывается вредное влияние воздушной дымки. Одновременно с уменьшением масштаба аэрофотосъемки возрастают искажения в естественной передаче цветов. Опытные съемки показали, что наилучшая цветопередача получается при съемке в масштабе 1 : 10 000 и крупнее.

Цветные аэроснимки на трехслойной цветной фотобумаге дают пока приближенное изображение натуральных цветов различных геологических объектов на земной поверхности. Однако некоторое отклонение от натуральной цветопередачи горных пород не препят-

ствуется их выделению и прослеживанию на цветных аэроснимках при дешифрировании.

Применяемая в настоящее время спектрзональная цветная аэрофотосъемка основана на принципе двухзонального фотографирования в видимой и невидимой (инфракрасной) зонах спектра.

Спектрзональное фотографирование земной поверхности, благодаря дополнительному фотографированию ее в инфракрасных лучах спектра, позволяет при дешифрировании аэроснимков выявить на них такие объекты, которые не могли бы быть обнаружены ни при непосредственных аэровизуальных наблюдениях, ни при съемке местности в обычной видимой части спектра.

В отличие от обычной цветной фотографии спектрзональные цветные снимки не передают натуральных цветов сфотографированных объектов, однако именно такое их необычное цветопроизведение и позволяет при дешифрировании выявить и разделить между собой различные объекты и их детали, неразличимые другими способами.

Следует указать, что отпечатанные на черно-белой фотобумаге, как правило, обладают более высокими дешифрирующими возможностями, чем такие же аэроснимки, полученные с обычных черно-белых негативов. Черно-белые отпечатки со спектрзональной негативной пленки отличаются особенно резким и контрастным изображением.

Многие дополнительные преимущества спектрзональных аэроснимков позволяют предположить, что в будущем весь основной объем аэрофотосъемочных работ для геологического картирования будет выполняться именно на спектрзональных пленках. В последние годы появилась трехслойная спектрзональная пленка, более высокого качества в сравнении с обычными двухслойными.

**§ 15. Радиолокационные аэроснимки \*.** В последние годы в мировой практике стала для решения геологических задач использоваться аэросъемка при помощи радиолокационных станций (РЛС). Большое внимание уделяется разработке наземной аппаратуры для обработки материалов радиолокационной съемки (особенно трансформации их).

С помощью радарной съемки решаются вопросы мелко- и среднемасштабного геологического картирования.

Получение информации при помощи РЛС не зависит от метеорологических условий. На результаты радарной съемки не оказывают влияния ни наличие облачности любой мощности, ни атмосферные осадки во время съемки. Всепогодность радиолокационной съемки указывает на то, что в ряде районов, особенно в северных и высокогорных, радарный метод может служить единственно возможным способом быстрого получения материалов для мелко- и среднемасштабного геологического картирования.

Масштаб получающегося изображения при радарной съемке не зависит от высоты полета. При радарной съемке используется прин-

\* По В. П. Мирошниченко.

ции отраженного сигнала, интенсивностью которого определяется тон радиолокационного изображения, эти различия являются одним из основных дешифровочных признаков.

#### *Глава IV.*      **ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ**

**§ 16. Структурная геофизика.** При геологическом картировании все больше развивается применение геофизических методов исследования. Эти методы основываются на наблюдении различных физических свойств горных пород (плотность, упругость, магнитность, электропроводность, радиоактивность и др.), определяющих те или иные физические поля и явления.

В соответствии с характером исследуемых физических полей и явлений сформировались различные геофизические методы: *гравиразведка*, основанная на изучении поля силы тяжести (поля тяготения); *сейсморазведка*, использующая пути и скорости распространения упругих колебаний, вызываемых взрывами или ударами (как естественными, так и искусственными); *магниторазведка*, опирающаяся на наблюдения земного магнитного поля; *электроразведка*, основанная на изучении электрических полей (как естественных, так и искусственных); *радиометрия*, исследующая радиоактивность пород и руд в естественных условиях их залегания.

Все эти методы объединяются в единый комплекс *структурной геофизики*.

**§ 17. Геофизические аномалии.** Современные геофизические приборы (гравиметры, сейсмометры, магнитометры, потенциометры, радиометры, эманометры и др.) позволяют выделить на поверхности Земли или в воздухе слабые изменения физических полей или те или иные физические явления, связанные с присутствием пород или руд, отличающихся по своим физическим свойствам от вмещающих пород. Эти различия в интенсивности и форме физических полей называются аномалиями (гравитационные, магнитные, электрические) и используются для заключений о глубине залегания, размерах и форме геологических тел, вызывающих изменения в нормальном распределении поля и определяющих те или иные физические явления.

**§ 18. Геофизическая информация.** Геофизические методы расширяют источники информации, собираемой геологами. Они позволяют более глубоко и полно изучить геологическое строение исследуемого района.

Достоинство геофизических методов заключается также и в том, что они дают возможность путем наблюдений на поверхности Земли (или вблизи нее) получать сведения о глубинном строении земной коры, не прибегая к трудоемким и более дорогостоящим буровым горным работам.

Результаты геофизических наблюдений представляют в виде геофизических графиков и карт, построение которых выполняется по общим для всех геофизических методов правилам.

**§ 19. Построение геофизических графиков.** Наблюдения по отдельному профилю изображаются в виде графика (рис. 1), по горизонтальной оси которого откладываются точки наблюдений, а по вертикальной — значение наблюдаемой величины. Полученные точки соединяют ломаной или кривой линией, которая и отражает поведение наблюдаемого поля (измеренной величины) вдоль данного профиля. Сверху надписывают название графика, например, график вертикальной составляющей магнитного поля или график сопротивления, указывают номер профиля, его ориентировку, горизонтальный и вертикальный масштабы.

Под графиком вычерчивается рельеф дневной поверхности, снимаемый с топографической карты (или по данным специально проводимой нивелировки), и геологический разрез вдоль линии данного профиля. Разрез строят используя имеющуюся геологическую карту или данные геологической съемки и дополняют результатами интерпретации геофизических наблюдений.

Для сопоставления наблюдений, выполненных на смежных профилях, графики по отдельным профилям объединяют в единую карту графиков. С этой целью на геологическую основу, используя данные геодезической привязки, наносят линии профилей, которые затем служат в качестве горизонтальных осей геофизических графиков.

**§ 20. Построение геофизических карт.** Для построения геофизической карты на план наносят профили и точки наблюдений, выписывают около каждой точки значение наблюдаемой или вычисленной в результате интерпретации величины и в полученном таким образом числовом поле проводят линии равных значений величин, так называемые *изолинии*. Изолинии и карты получают наименования, соответствующие методу: в магниторазведке — изодинамы и магнитные карты, в электроразведке методом сопротивления — изоомы и карты изоом, и т. д.

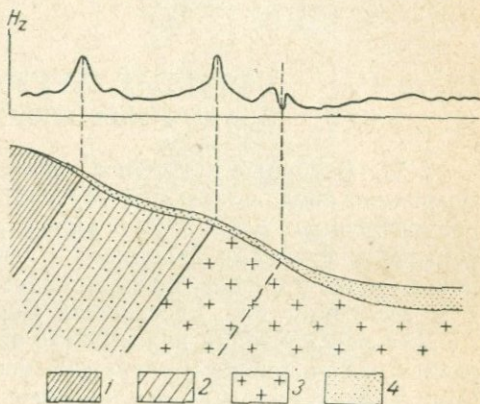


Рис. 1. Полевой график  $H_z$  по данным метода радиокип (по А. Д. Фролову).

1 — сланцы; 2 — роговики; 3 — граниты; 4 — современные отложения

## Глава V. СЛОИСТЫЕ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

### § 21. Основные элементы слоистости осадочных отложений \*

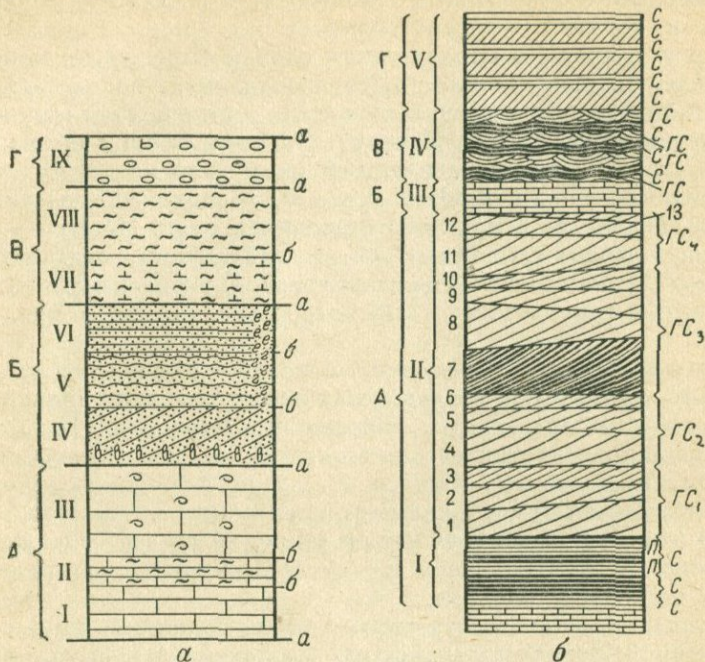
Осадочная оболочка земной коры сложена слоистыми образованиями разнообразных форм и различного происхождения. Все это разнообразие и различие возникает в результате седиментации (осадконакопления) в процессе формирования слоистой структуры в первичном залегании как простейшей формы геологических структур.

Для рассмотрения важнейшего свойства осадочных отложений — слоистости — возьмем слоистую пачку пород различного состава (рис. 2, а). Каждая из литологически различных частей этой пачки (конгломераты, песчаники, глины, известняки) называется в геологической практике *пластом* или *слоем* \*\* и образовалась в результате существенного изменения условий осадконакопления (§ 23). Каждый слой характеризуется относительно небольшой мощностью и достаточно значительными размерами площади своего распространения (в среднем слои имеют мощность в десятки сантиметров — первые метры, а протяженность их по площади измеряется сотнями метров — многими километрами). В отношении своего первичного залегания слой характеризуется горизонтальным или близким к нему положением, параллельным поверхности отложения осадочных толщ. Отграничивается каждый слой друг от друга *поверхностью напластования* (граничной поверхностью), более или менее резко выраженной.

Каждый слой определенного состава взятой нами слоистой пачки пород в свою очередь может состоять из частей того же состава, но отличающихся одна от другой определенными признаками, позволяющими различать эти части. Так, например, конгломерат сравнительно однороден и представляет собой единый слой; песчаник, при сходности состава во всей его массе, косослоист в нижней части, волнистослоист — в средней и горизонтальнослоист — в верхней;

\* По Л. Н. Ботвинкиной с изменениями и дополнениями.

\*\* Обычно употребляется термин «слой», а термин «пласт» чаще применяется для обозначения слоев полезных ископаемых, например угля, известняка и т. д.



С л о е в ы е э л е м е н т ы

б

Рис. 2. Основные элементы слоистости.

а — соотношение слоев и слойков: А—Г — слой; I—IX — части слоев: а — границы слоев; б — границы частей слоев; в, г, е — слойки.

А — слой известняка, состоящий из частей различного состава (I — фораминиферовый, II — афанитовый глинистый, III — детритусовый); Б — слой песчаника, состоящий из частей с разным типом слоистости (IV — косая, V — волнистая, VI — тонкая горизонтальная); В — слой глины, состоящий из частей различного химического состава (VII — известковистая, VIII — чистая); Г — слой конгломерата, имеющего однообразный состав и одинаковое строение (IX — конгломерат);

б — основные слоевые элементы: А—Г — слой; I—V — части слоев; С — серии; GS — группа серий; П — пачки.

А — слой песка, состоящий из частей, различающихся по текстуре: (I — горизонтально-слоистый песок, в котором выделяются три серии — две нижних — простые, верхняя состоит из двух пачек, II — косо-слоистый песок, в котором серии 1—13 образуют четыре группы, в каждой из них мощность серии убывает снизу вверх; нижняя серия 7 третьей группы GS<sub>3</sub> сложена пачками косых слойков; слой Б, В и Г имеют однородное строение, причем слой В и Г имеют сложную слоистость (В — пологоволнистая с мульдобразной волнистой, Г — диагональная — чередование горизонтальной и косо-слоистых серий);

е — схема соотношения и соподчинения различных элементов слоистости

слой глин в нижней части представлен чистыми глинами, а в верхней — глинами известковистыми. Различен и слой известняка, в нижней части афанитовый глинистый, в средней — фораминиферовый, в верхней — детритусовый.

В свою очередь, в каждой части слоя (см. рис. 2, а) может быть своя более мелкая слоистость (горизонтальная, волнистая, косая), которая определяется расположением и соотношением мелких слоев внутри слоя. Таким образом, *слой* — элемент слоистости осадочных толщ — может распадаться на подчиненные ему *слойки* — элементы слоистости осадочных пород, расположенные самым различным образом по отношению к границам слоя. Мощность слоев измеряется долями миллиметров, миллиметрами, сантиметрами и в редких случаях десятками сантиметров. Протяженность их составляет сантиметры, десятки сантиметров, редко метры или десятки метров.

Слоек может быть однороден, но может и изменяться по размеру и составу компонентов осадка снизу вверх. Смежные слои сходны между собой и многократно повторяются в разрезе. Если верхняя часть слоя резко отличается от нижней, то слоек становится двучленным, превращаясь либо в *ленту* (с постепенным переходом между двумя слоями, например, в ленточных глинах), либо в *пару слоев* (с резкой границей между ними, но всегда связанных друг с другом). В этом случае в породе многократно повторяются или ленты, или пары слоев.

Сходные по форме и строению слои, связанные друг с другом непрерывной последовательностью наложения и обычно имеющие одинаковое залегание, образуют *серию слоев* (см. рис. 2, б). Серии слоев сверху и снизу отделены от смежных серий поверхностями раздела — границами серий (или в разрезе «серийными швами»). Таким образом, серии характеризуются сходством слоев внутри каждой из них и некоторым отличием их в смежных сериях (чаще — по углу наклона). Группировка в серии характерна для косой и волнистой слоистости. Серии слоев могут объединяться в *группы серий* по какому-либо признаку (или его изменению), причем граница между группами серий обычно выражена более резко, чем граница между сериями, отражая более резкие изменения условий седиментации.

Слои с отчетливо выраженной тенденцией к постоянному изменению от слоя к слою внутри группы слоев и с резким изменением их на границе двух групп составляют *пачки слоев*. Для всех пачек данного слоя будет характерна одна и та же особенность изменения слоев (например, увеличение глинистости от слоя к слою внутри пачки и резкое уменьшение ее в начале новой пачки). Пачки слоев могут неоднократно повторяться внутри косослойной серии, но наиболее типична группировка в пачки для горизонтальной слоистости, причем повторяющиеся пачки обычно образуют не серии, а группы пачек высшего порядка, подчиненные той же закономерности, что и смена слоев внутри пачек первого

порядка (например, слойки внутри пачки снизу вверх постепенно становятся все более глинистыми; сами пачки снизу вверх тоже становятся все более глинистыми, далее они могут образовывать группы пачек по тому же признаку и т. д.).

Пачки слойков по существу являются своеобразными ритмами. Наиболее простой пример такого ритма — известные «ленты» в отложениях ленточных глин, где нижняя часть ленты — песчаная, верхняя — глинистая, причем внутри пачки переход постепенный, а граница со следующей пачкой (лентой) — резкая. Лента является наиболее просто построенной пачкой, сложенной всего лишь двумя слойками, чаще связанными постепенным переходом.

Соотношение двух основных типов слоистости осадочных отложений может быть представлено следующей схемой (см. рис. 2, в). Направление стрелок указывает, какая следующая группировка может быть образована из данных слоевых единиц.

Различное сочетание слойков создает текстуры внутри слоя, а чередование слоев создает текстуру осадочной толщи. Различие указанных типов слоистости настолько значительно, что первый из них уже давно (Давыдова и Гольдштейн, 1947 г.; Вассоевич, 1948) предлагается называть *слойчатостью* (от основных составляющих — слойков), оставив термин *слоистость* целиком за вторым (от основных составляющих — слоев). Можно было бы пойти дальше и сказать, что первый тип представляет собой *текстурную слоистость* осадочных отложений, а второй — *структурную слоистость* осадочных отложений, так как на геологических картах именно границы слоев отражают структуру осадочных отложений, показывают их структуру с позиций структурной геологии.

**§ 22. Условия формирования слоистой текстуры осадочных пород\*.** Слойки, образующие текстуру осадочной породы, т. е. первичного осадка, формируются в процессе седиментации.

Основными факторами седиментации, создающими слоистость осадка, являются следующие:

1) сортировка осадка при его выпадении (частиц из механической взвеси, кристаллов из химического раствора, свертывающихся коллоидных частиц, органических остатков). Под влиянием силы тяжести любой осадок стремится лечь горизонтально и параллельно, сортируясь по размеру и весу. При этом горизонтальная слоистость внутри породы возникает в результате периодичности действия преимущественно внешних факторов седиментации, из которых наибольшее значение имеют сезонные изменения;

2) перераспределение выпавшего осадка по дну в результате движений придонной части среды отложения: течений (образующих донные валы и ряби течений) и волнений (образующих волновую рябь разного размера). В результате этих движений создается слоистость косая и волнистая;

\* По Л. Н. Ботвинкиной.

3) перераспределение и изменение составных компонентов уже выпавшего осадка при диагенезе (в том числе разложение органических остатков), который приводит к образованию диагенетической или смешанной седиментационно-диагенетической слоистости;

4) развитие и рост живых организмов, нарастание их на дне (образование биогенной слоистости).

Действуя в различных фациальных и климатических обстановках, перечисленные факторы создают все многообразие слоистых структур осадочных пород, которое наблюдается в природе.

Слоистость обломочных отложений определяется воздействием различных физико-механических факторов седиментации (течения и волнения водной среды, ветер); она наиболее разнообразна по форме, отражая особенности гидродинамического или аэродинамического режима той или иной фациальной обстановки.

Слоистость хомогенных образований обусловлена химическими процессами, протекающими при выпадении осадка из раствора или внутри осадка непосредственно после выпадения; по форме она обычно бывает горизонтальной. При перераспределении выпавших из раствора минеральных зерен или сгустков коллоидов, в результате движений среды отложения, могут возникнуть такие же разнообразные формы, как и в обломочных отложениях (например, косая слоистость в известняках). Химическое перераспределение материала в осадке и его изменение вызывают появление диагенетической слоистости, которая часто подчеркивает первичную, но иногда создает ложную слоистость.

Органические осадки либо имеют текстуру, обусловленную образом жизни и особенностями развития слагающих их организмов (биоморфные текстуры), либо их текстура образуется так же, как и текстура обломочных отложений, — при выпадении в осадок органических остатков или детрита и их перераспределении.

Итак, спокойная седиментация без перераспределения осадка создает *горизонтальную слоистость*, а перераспределение его волнениями и течениями — слоистость *волнистую* и *косую*. Эти три типа слоистости осадка, отвечающие трем состояниям среды отложения, являются основными простыми типами.

Однако слабые волнения создают слоистость пологоволнистую, являющуюся переходной от горизонтальной к волнистой. Слабые течения (иногда в комбинации со слабыми волнениями) образуют на поверхности осадка разного рода ряби, дающие в разрезе слоистость косоволнистую (с волнистыми границами серий и косыми слоями внутри серий), переходную между волнистой и косой слоистостью. Таким образом, пологоволнистая и косоволнистая слоистости являются переходными типами как по форме, так и по механизму образования.

Все эти простые типы слоистости образуются при нормальном количестве взвеси в воде.

Если же течение несет очень большое количество взвеси и мути (эти течения называются мутьевыми), то поток имеет столь высокую плотность, что течет, как вязкая жидкость. Такие потоки способны переносить во взвеси разнообразный по размеру грубый материал, выпадающий на дно при потере скорости; в результате этого в грубозернистом осадке даже при наличии течения образуется слоистость горизонтальная, а не косая.

Механизм формирования основных типов слоистости, отмеченных выше, определяется рядом особенностей седиментации.

*Косая слоистость* (рис. 3) представляет собой ряд серий слоев, наклоненных к общей плоскости напластования. Выпавший осадок при наличии течений (водных или воздушных) передвигается волочением (частично с переходом во взвесь), образуя более или менее вытянутые валы разного размера, высотой от единиц сантиметров до нескольких метров (иногда даже десятков метров). Валы эти имеют асимметричную форму: склон вала, падающий против течения, — более пологий и длинный, склон, падающий по течению, — более крутой и короткий. Осадочный материал все время переносится течением с пологого склона на крутой, в результате чего последний все время наращивается слойками; поэтому вал как бы передвигается вниз по течению.

Появление слойков, чередование в последних более грубозернистого и более тонкозернистого материала (т. е. слоистость) обусловлено тем, что скорость течения не бывает постоянной, а состоит из чередования максимумов и минимумов — так называемых «мгновенных скоростей», т. е. имеет пульсирующий характер. При действии максимальной мгновенной скорости происходит размыв пологого (верхнего) склона, частицы переходят во взвешенное состояние, а наиболее тяжелые и крупные перекатываются по поверхности валика. Достигая гребня, влекомые частицы падают вниз, создавая наклонный песчаный слой по крутому склону. Когда мгновенная скорость становится минимальной, размыв верхнего склона прекращается, во взвеси остаются только пылевато-глинистые частицы, а волочением передвигаются лишь частицы мелких фракций. На крутом склоне вала оседают пылевато-глинистые частицы, образуя новый слой, тем более мощный, чем дольше удерживается минимальное значение скорости.

Наращивание крутого склона вала все новыми и новыми слойками образует одну косослоистую серию, а наползание одного вала на остатки другого — налегание ряда косослоистых серий (см. рис. 3, а) — группу серий. Слияние последовательно наползающих друг на друга

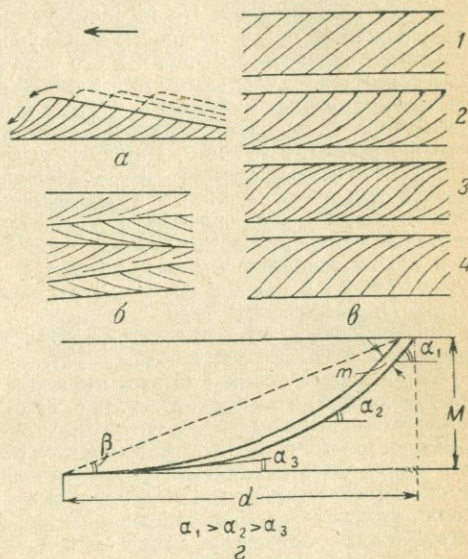


Рис. 3. Разновидности косой слоистости и ее элементы.

а — механизм образования косой слоистости;  
 б — соотношение границ серий и слойков;  
 в — форма слойков внутри одной серии: 1 — прямые параллельные; 2 — вогнутые сходящиеся вниз (подстигающие); 3 — вогнуто-выпуклые, S-образные, сходящиеся вверх и вниз; 4 — выпуклые, сходящиеся вверх (редкий случай);  
 г — элементы косой слоистости:  $m$  — толщина (мощность) слойка;  $d$  — длина проекция слойка (по падению);  $M$  — высота (мощность) косослоистой серии;  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\alpha_3$  — углы наклона слойков;  
 б — средний угол наклона слойков

валов образует отмели, косы, бары и другие аккумулятивные формы. Таковы общие черты формирования косой слоистости.

Падение каждого косо́го слойка указывает на направление течения в данном месте во время его формирования, что явилось основанием для соответствующих палеогеографических построений. Мощность серии слойков — это высота оставшейся части донного вала, тем большая, чем крупнее был вал, а соответственно и большая сила течения. Время образования границ косослоистых серий может быть различным по отношению к формированию самих серий. Сохранение или изменение направления течения и его скорости определяло появление косослоистых серий с параллельными или клиновидными их границами, которые могут быть прямолинейными, но чаще бывают в большей или меньшей степени изогнуты. Направление слойков в смежных сериях указывает на степень выдержанности направления течения. Наиболее выдержанный поток формирует однонаправленную косую слоистость, представленную рядом налегающих друг на друга косослоистых серий, слойки в которых (в одном вертикальном разрезе) падают в общем в одном направлении лишь с несколько меняющимся углом падения. Некоторое изменение углов падения в смежных сериях бывает обусловлено тем, что в любом однонаправленном потоке, в силу его турбулентности и по ряду других причин, в каждой его точке направление отдельных струй все же несколько меняется.

Более резкое изменение направления течения вызывает появление разнонаправленной слоистости (см. рис. 3, б).

Форма косых слойков бывает прямолинейной, вогнутой, вогнуто-выпуклой (или S-образной) и выпуклой (см. рис. 3, в). Наиболее распространена вогнутая форма слойков, наименее — выпуклая, так что по направлению изогнутости слойка часто можно судить, где находится низ, а где верх слоя. Характер вогнутости может быть различным, указывая этим на характер фации. Прямолинейная слоистость с прямыми, параллельными друг другу слойками больше свойственна континентальным отложениям: эоловых, временных и речных потоков, а из морских — пляжевым; может быть она встречена и в других фациях. Слойки могут быть прямолинейными или вогнутыми, выполаживаясь и уменьшаясь в мощности у основания; они наблюдаются преимущественно в морских отложениях. Слойки, плавно вогнутые на всем протяжении, — полифациальные. Слойки вогнуто-выпуклые, S-образные, типичны для отложений морских донных течений. Выпуклые формы слойков изредка встречаются в эоловых отложениях.

Основными параметрами, характеризующими косой слоек (см. рис. 3, г), являются: мощность ( $m$ ) и углы наклона ( $\alpha$ ), замеряемые по плоскостям слойковых границ.

Дополнительные параметры — длина проекции слойка по падению ( $d$ ), средний угол наклона слойка ( $\beta$ ) и высота (мощность) косослоистой серии ( $M$ ), в которой заключен косой слоек.

*Волнистая слоистость.* Характеризуется криволинейной формой слойков, в разрезе дающих рисунок волн (рис. 4). Многие признаки волнистой слоистости — размер серий, их смещение, форма и строение слойков и другие — сходны с аналогичными признаками косой слоистости.

Весьма существенным признаком волнистой слоистости является степень ее симметричности.

Симметричная волнистая слоистость формируется волнениями, т. е. колебательными движениями вод (см. рис. 4, а). Она является хорошим фациальным индикатором, так как волновые движения оказываются на донном осадке в сравнительно ограниченной прибрежной зоне с глубинами от 0 до 200 м. На больших глубинах даже сильные волновые движения затухают и не нарушают донного осадка. Наиболее крупная симметричная волнистая слоистость возникает в осадке

в средней части этой зоны. По направлению к берегу волнистая слоистость становится мельче, так как на мелководье не возникает крупных волн. В сторону открытого моря волнения усиливаются, но так как затухание волны с глубиной происходит в геометрической прогрессии, то даже крупные волны, достигая дна, становятся небольшими, и рябь волнения, образуемая ими, имеет небольшую амплитуду. В континентальных водоемах правильная волнистая симметричная слоистость вообще встречается редко.

Волновые движения с малой амплитудой волн формируют пологоволнистую слоистость осадка, приближающуюся к горизонтальной. При смещении гребней волн от серии к серии может образоваться линзовидно-волнистая слоистость,

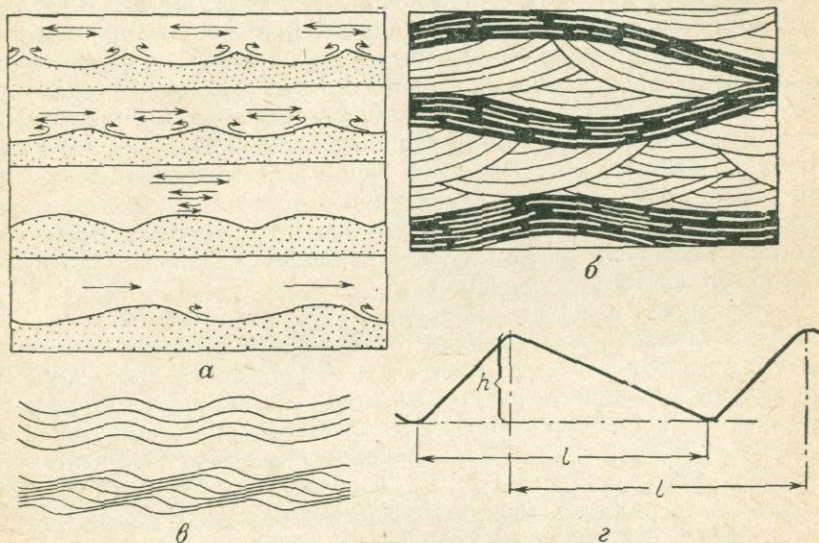


Рис. 4. Волнистая слоистость.

- а — механизм образования ряби (по Кюену, 1950);  
 б — сложная волнистая слоистость: внутри более грубозернистых прослоев слоистость волнистая, мульдобразная, в более тонкозернистых — пологоволнистая;  
 в — переход параллельной слоистости в волнисто-косую;  
 г — элементы волнистой слоистости:  $l$  — длина волны,  $h$  — высота ряби

входящая в группу сложных типов слоистости, представителем которой, в частности, является мульдобразно-волнистая слоистость (см. рис. 4, б), часто встречающаяся в приливно-отливной зоне.

Асимметричная волнистая слоистость (см. рис. 4, в) иногда образуется в результате деформации волн при волновых движениях воды, но обычно возникает в результате действия слабых течений (иногда совместно со слабыми волнениями). Под воздействием этих факторов происходит смещение гребней ряби. Чем больше это смещение, тем тоньше становится слои осадка на пологом склоне ряби, вплоть до полного его исчезновения: при этом слоистость внутри валиков ряби превращается из асимметрично-волнистой в волнисто-косую, у которой границы серий волнистые, отражающие форму валиков ряби, а слойки в сериях — косые.

Параметрами, определяющими рябь (рис. 4, г), являются длина волны  $l$ , равная расстоянию между гребнями ряби, и ее амплитуда  $h$ , равная высоте валика ряби.

Для волнистой слоистости принято определять индекс ряби, равный отношению  $l : h$ .

*Горизонтальная или параллельная слоистость.* Представляет собой чередование слоев, параллельных плоскости напластования. Этот тип слоистости обычно формируется при отсутствии придонных движений воды. Поэтому на характере слоистости в сильной степени сказывается влияние не только внутренних, но и внешних факторов седиментации, в первую очередь сезонных изменений условий осадко-накопления, часто имеющих периодический характер, что во многом определяет особенности горизонтальной текстуры осадков.

Одним из наиболее существенных признаков горизонтально-слоистой текстуры является последовательность слоев внутри слоя породы и изменение их по мощности и составу. По этому признаку слоистость может быть равномерная, неравномерная и направленно-изменяющаяся, когда слойковые элементы сменяют друг друга, подчиняясь определенной закономерности (например, каждый слой снизу вверх становится все тоньше и тоньше, каждая пачка снизу вверх становится все более и более глинистой и т. д.). Иногда слоистость, равномерная по мощности, может быть неоднородной по составу и наоборот.

Следующим важным признаком горизонтальной слоистости является характер группировки слоев в слое: они или просто повторяются один за другим (простая слоистость), или группируются в повторяющиеся пачки (пачечная, ритмическая слоистость), или же образуют серии слоев, сходных по какому-либо признаку. Например, серия слоев мощностью 1—2 мм, затем идет серия слоев мощностью 5—7 мм и т. д. (такая слоистость называется серийной). Серийная горизонтальная слоистость встречается реже, более распространены простая и пачечная.

Соотношение этих двух признаков (последовательность и группировка слоев) следующее: при простой слоистости может быть равномерное, направленно-изменяющееся и неравномерное распределение слоев (более характерны первое и последнее); при пачечной слоистости устанавливается аналогичное распределение пачек слоев, при этом для нее наиболее характерно направленно-изменяющееся распределение пачек, в меньшей степени равномерное и значительно реже — неравномерное.

При наличии серийной слоистости чаще бывает неравномерное чередование серий, реже — равномерное и совсем редко — направленно-изменяющееся. Например, если внизу слоя встречается серия слоев мощностью по 2—2,5 см, выше — серия слоев мощностью по 0,5 см, а еще выше серия слоев мощностью 1—2 мм, то такую слоистость следует назвать серийной направленно-изменяющейся, так как от серии к серии отмечается постепенное уменьшение толщины слоев. Можно здесь упомянуть также об одном из видов сложной слоистости — *диагональной* слоистости, представляющей собой попеременное чередование косослоистых и горизонтальных серий слоев. Диагональная слоистость может быть сформирована временными потоками на континенте и в море при наличии временно действующих течений.

*Общие условия определения типов слоистости.* Признаками, определяющими все типы слоистости, являются форма слоев и их серий, их размер, внутреннее строение, соотношение друг с другом

и характер границ. Все эти признаки видны непосредственно в породе и поэтому могут быть определены совершенно объективно каждым геологом, что позволяет именно их класть в основу морфологической классификации слоистости осадочных пород. Вместе с тем каждый из этих признаков отражает те или иные черты условий седиментации. Поэтому определение этих признаков дает основание для перехода к выводам об условиях формирования осадка. Наиболее важный признак — общая форма (отражающая характер движения среды отложения) — лежит в основе выделения простых основных типов слоистости осадка, рассмотренных перед этим. Следующий важный признак — мощность серий слоев (отражающая масштаб явления) — положен в основу деления каждого типа на подтипы. Последние в свою очередь делятся на виды и разновидности, причем признаки этих делений для разных типов слоистости уже различны.

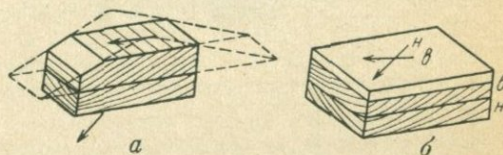


Рис. 5. Вид слоистости в разных сечениях.

*a* — косая параллельная слоистость,  
*б* — косая параллельная однонаправленная слоистость.

Слоистость пород в обнажениях обычно наблюдается в какой-либо одной плоскости разреза. Слой же, в котором наблюдается слоистость, — тело трехмерное, и для полного и точного представления о типе слоистости осадка важным является проведение наблюдений не в одной, а в двух и даже трех плоскостях. Другими словами, необходимо представлять себе соотношения элементов слоистости объемно. Действительно, отдельные разные сечения могут дать различные морфологические разновидности (а иногда даже и типы) слоистой текстуры. Например, прямолинейная однонаправленная косая слоистость (рис. 5, *a*) в сечении, перпендикулярном направлению потока (вдоль его фронта), на каком-либо отрезке разреза показывает горизонтальное расположение слоев, параллельное основанию серии. В другом случае (см. рис. 5, *б*) косая параллельная однонаправленная слоистость в поперечном сечении может иметь вид косой изогнутой разнонаправленной.

Различие в форме слоистости осадка в разных сечениях в данном случае, очевидно, обусловлено тем, что каждая серия образовалась потоками разного направления, хотя в общем и сходного. При этом у нижней серии оба среза косые, направление потока в плоскости рисунка — на зрителя. Для верхней серии правый срез близок к направлению потока, а левый — поперечный. Таким образом, определения морфологического типа слоистости в двух плоскостях позволяют составить полное представление об истинном ее характере. Иногда возможно дополнить эти наблюдения еще характеристикой особенностей третьей плоскости — раздела слойковых налегающих друг на друга серий слоев, можно иметь правильное суждение о типе и виде слоистости уже по одному вертикальному разрезу.

Лучшими ориентировками срезов для определения косой и косоволнистой слоистости являются направления вдоль течения потока и поперечное к нему, но они не всегда могут быть получены в природных условиях, не говоря уже о различии их для различных серий. Однако общая качественная характеристика слоистости, определение ее типа, вида и разновидности возможны и по косым срезам.

Все разнообразие типов, подтипов, видов и разновидностей слоистости осадка, множества признаков, позволяющих их устанавливать,



различать, а также определять фациальную обстановку, которую они характеризуют, здесь не может быть рассмотрено. Все это, с помощью многочисленных таблиц и примеров, излагается в специальных работах, обобщающих весь опыт подобных исследований (Ботвинкина, 1962, 1965).

**§ 23. Условия формирования слоистой текстуры осадочных толщ.** Под слоистой текстурой осадочных толщ, или, как иногда говорят, слоистой структурой, стратификацией, понимается последовательность слоев в осадочных толщах.

Для того чтобы яснее представить себе сложный процесс возникновения слоистой текстуры, целесообразно рассмотреть формирование осадочной толщи с самого начала. Такое начало можно видеть в основании толщи, перекрывающей по поверхности размыва другую толщу, до этого испытавшую складчатость. В этом случае нижний слой верхней толщи ложится на поверхность размыва многих складчатых слоев нижней толщи: такое соотношение называется угловым стратиграфическим несогласием. Остальные слои верхней толщи располагаются (иногда на очень больших площадях) параллельно нижнему слою, который представляет основание ее и поэтому называется, независимо от состава (часто, но не всегда, это конгломерат), *базальным*.

Ответ на вопрос о том, как следует представлять себе процесс формирования второй слоистой толщи, впервые был дан в 1868 г. талантливым русским геологом Н. А. Головкинским (Сократов, 1949).

Для выяснения интересующих нас вопросов и соответствующих выводов рассмотрим некоторые схемы, отражающие положения Н. А. Головкинского, с дополнениями, диктуемыми современным знанием условий формирования осадочных толщ.

Прежде всего остановимся на идеальной упрощенной схеме размещения различных типов осадков в прибрежно-морской зоне, когда суша представлена высоким пересеченным рельефом с обрывистым берегом, сложенным плотными складчатыми слоистыми породами. В этих условиях продукты разрушения берега отлагаются в морском бассейне вместе с продуктами размыва, выносимыми в море гидрографической сетью. При этом в непосредственной близости к береговой линии отлагается (рис. 6, а) галечник, образуя галечниковую зону 1. С удалением от береговой линии в сторону моря и увеличением глубины бассейна галечниковая зона сменяется зоной песков 2, последняя зоной глин 3, после которой располагается зона органических и хемогенных илов 4.

Рис. 6. Формирование слоистости осадочных толщ.

- а — схема расположения осадков при фиксированном положении береговой линии;  
б — схема образования слоев при последовательном наступании и отступании береговой линии;  
в — изменение возраста слоев (по Гробо);  
г — элементы седиментационного цикла: I — регрессивный полуцикл; II — трансгрессивный полуцикл.  
1 — галечник, 2 — песок, 3 — глина, 4 — известняк

Для того чтобы получить известную нам по геологическим обнажениям и стратиграфическим разрезам смену осадков разных литологических типов по вертикали, необходимо представить себе процесс накопления их во времени при смещении береговой линии и соответственно границ зон разных осадков по горизонтали в направлении, перпендикулярном простиранию береговой линии. В этом случае осуществляется важнейшее положение Н. А. Головкинского, вытекающее из его схем, что лежать друг над другом могут только такие фации, которые располагаются рядом друг с другом.

При наступлении моря (см. рис. 6, б) границы различных фаций будут перемещаться вместе с береговой линией в направлении суши, вследствие чего в прибрежной части бассейна будет наращаться толща литологически разнородных образований как бы в виде шлейфа перекрывающих друг друга литологически однородных слоев. В основании, на поверхности постепенно срезаемой суши 1, сложенной более древними складчатыми образованиями, будет расстилаться слой галечников 2, на нем слой песков 3, выше слой глин 4, а еще выше слой илов 5. Совершенно очевидно, что каждый из этих слоев в каждом последовательно взятом отрезке (1, 2, 3, ... 9) в направлении движения береговой линии будет иметь относительно все более молодой возраст (диагональная трансгрессия фаций во времени), абсолютная величина которого будет определяться скоростью перемещения береговой линии. Эта скорость является наименьшей при срезании береговой линией горной складчатой страны; в этих условиях она может характеризоваться изменением фауны, как это имеет место при миграции фаций мезозоя в Западной Европе (см. рис. 6, в), когда трансгрессия, начавшаяся в юго-восточной Англии в ante отложением базальных конгломератов и песков, достигает Ирландии только в сеномане. Соответственно различается по времени отложение в Ирландии и последующих пород трансгрессивной серии.

На рис. 6, в хорошо видно соотношение (как это было подчеркнуто Н. А. Головкинским) стратиграфических и петрографических (литологических) горизонтов. Первые располагаются по горизонтали, объединяя различные по составу части, имеющие один и тот же возраст (например, сеноман, включающий базальный конгломерат, глауконитовые пески и глаукониты). Вторые идут по диагонали, объединяя разновозрастные части одного и того же состава в связи с перемещением береговой линии (например, глауконитовый мел, образующийся в течение сеномана, турона и низов сенона). На рис. 6 б, петрографические горизонты выражены литологически однородными слоями. Стратиграфические горизонты будут расположены между горизонтальными линиями, проходящими через точки 1, 2, 3... и т. д., включая различные части слоев, образовавшиеся за один и тот же отрезок времени.

Так, например, совокупность различных типов осадков 1—4 на рис. 6, а образовавшихся в течение некоторого одинакового отрезка времени, и будет представлять собой стратиграфический горизонт.

Если береговая линия вместо наступания на сушу начнет перемещаться в обратном направлении, в море, то формирование осадочной толщи будет продолжаться, только слои разных фаций будут иметь по вертикали обратную последовательность (см. рис. 6, б): илы будут перекрываться глинами, глины песками, а последние галечниками (за счет перемыва более ранних галечников и материала, поступающего через гидрографическую сеть).

В конечном результате, при движении береговой линии на сушу, а затем назад к морю (через точки 1, 2, ... 16), в морском бассейне произойдет формирование осадочной толщи.

Разрез осадочной толщи по линии А''—Б'' схематически может быть показан в виде стратиграфической колонки (см. рис. 6, г), которая отражает цикл седиментации. Разрез нижней половины этого цикла, сформировавшийся за время движения береговой линии на сушу (наступления, трансгрессии), дает трансгрессивную серию отложений — трансгрессивный полуцикл. Разрез верхней половины этого цикла, сформировавшийся в течение движения береговой линии к морю (отступления, регрессии), дает регрессивную серию отложений — регрессивный полуцикл.

Трансгрессия связана с опусканием суши, регрессия с поднятием ее. Следовательно, *седиментационный цикл\** представляет собой комплекс осадочных образований, сформировавшихся за время одного полного колебательного движения участка земной коры, на котором происходило формирование осадочной толщи.

Литологически однородные слои, являющиеся компонентами цикла, мы можем, следом за Н. Б. Вассоевичем, назвать элементами цикла. Тогда циклы, имеющие полный набор возможных в каждом данном случае элементов, будут полными (в нашем примере цикл по линии А'' — Б'' на рис. 6, б). Циклы, составленные неполным набором их элементов, будут неполными (в нашем примере циклы по линиям А — Б, А' — Б', А'' — Б'').

Если во время значительного трансгрессивного движения береговой линии происходит небольшое регрессивное движение, быстро сменяющееся затем вновь основным трансгрессивным, тогда на фоне формирования трансгрессивного полуцикла более крупного порядка, образуется цикл более мелкого порядка различной полноты в разных частях разреза.

Можно представить себе и более сложные соотношения в разрезе; если на крупное трансгрессивное движение береговой линии накладывается более мелкое регрессивно-трансгрессивное, на которое в свою очередь накладывается еще более мелкое и т. д., в зависимости от спектра колебательных движений. Другими словами, циклы могут быть весьма разных порядков со сложными взаимоотношениями комплексов слоистых образований, связанных с ними. Причем

---

\* В литературе на равных правах вместо цикла употребляется термин ритм. Нам термин цикл представляется более предпочтительным как из-за приоритета по времени появления, так и из-за большего соответствия по своему смыслу.

приходится иметь в виду, что нельзя иметь единую шкалу порядков циклов; в каждом отдельном районе она может выглядеть по своему, так же, как, скажем, порядок складок.

Как более крупное трансгрессивное движение может осложняться наложением мелких регрессивно-трансгрессивных движений, так и крупное регрессивное движение может осложняться более мелкими трансгрессивно-регрессивными. Все это осложняет стратиграфическую колонку района.

Из рис. 6, б легко представить себе, что формирование трансгрессивных и регрессивных серий в циклах отличается существенными особенностями. Условия накопления различных типов осадков определяют все большую тонкозернистость материала внутри зон осадконакопления в горизонтальном направлении от береговой линии к морю. Соответственно в разрезе по вертикали *осадок внутри каждого литологически однородного слоя относительно более грубозернистый у подошвы и более тонкозернистый к кровле в трансгрессивной серии и наоборот в регрессивной*. В этом явлении иногда усматривается простая градационная слоистость. На самом деле оно, как можно видеть, более сложно, отражая миграцию береговой линии. Более того, границы между разными типами осадков в горизонтальном направлении в природе, как правило, не могут быть ровными, резкими. Они будут весьма изменчивыми, давая явления переслаивания материала соседних типов осадков, изолированные примеси материала одного типа в массе другого (галыка в песке, песок в глинах, глина в илах). Но в разрезе эти явления обычно наблюдаются в весьма ограниченных по мощности масштабах, пропорционально тому, как эти подзоны пограничных изменений невелики по сравнению с самими зонами.

На характер регрессивных серий накладывается особый отпечаток в связи со следующей особенностью их формирования. Как легко представить себе по схеме на рис. 6, б, при отступании береговой линии в направлении моря (регрессивном ее движении) суша постепенно нарастает, с выходом на поверхность сформировавшихся перед этим слоев регрессивной серии. Вслед за уходящей береговой линией на участки возникающей суши надвигается развивающаяся гидрографическая сеть, которая размывает образовавшиеся слои. При смене регрессивного движения береговой линии трансгрессивным размыв регрессивной серии продолжается. Размыв может дойти и до слоев трансгрессивной серии (а в определенных условиях и до образований предыдущих циклов). В результате этого между соседними циклами часто будет наблюдаться размыв с выпадением части или всей регрессивной серии, а в определенных условиях и части трансгрессивной серии (в особых случаях и нескольких предыдущих циклов). Это приводит к тому, что в стратиграфических разрезах часто наблюдается переслаиваемость трансгрессивных полуциклов при отсутствии регрессивных. Такие размывы (диаастемы) в определенных условиях могут возводиться в ранг стратиграфических несогласий.

Конгломератные составляющие трансгрессивных и регрессивных серий имеют свои особенности, в связи с чем западно-европейские авторы выделяют «конгломераты погружения» и «конгломераты поднятия».

В отдаленных от берега более глубоководных (собственно морских) условиях, в областях накопления органогенных и хемогенных илов, явления цикличности также накладывают свой отпечаток. Слоистость и цикличность в этих областях могут быть установлены совокупностью самых различных методов, включая химические анализы.

На суше, в другом направлении от рассматриваемых прибрежно-морских условий, в условиях пересеченного горного рельефа, т. е. континентальных, явления цикличности также устанавливаются повсеместно, фиксируясь в развитии гидрографической сети (речных долин). При регрессивном движении береговой линии, в связи с поднятием суши и понижением базиса эрозии, происходит врезание рек в свои отложения, которые дают площадку новой, следующей по счету к низу террасы. Во время приостановки движения береговой линии происходит боковой размыв образовавшихся долин и, наконец, при трансгрессивном продвижении береговой линии для прилежащих долин повышается базис эрозии, что определяет накопление аллювиальных речных отложений. Таким образом, процесс формирования на суше каждой речной террасы с ее отложениями соответствует седиментационному циклу в прибрежно-морских условиях (здесь имеются в виду террасы, непосредственно связанные с изменением базиса эрозии, вызванным тектоническими колебательными движениями). Таким образом *террасы — эквиваленты циклов морских бассейнов*. Причем если для циклов, образующихся в прибрежно-морских условиях, удобнее начало их видеть в начале трансгрессивной серии, то для циклов — террас за начало удобнее брать явление регрессии с врезанием гидрографической сети.

В горных условиях террасы будут терять свои аллювиальные образования, становиться скульптурными, даже исчезать под воздействием явлений размыва. В пониженных областях суши толщи пролювиальных и аллювиальных образований, развитых на широких площадях (аллювиальных благодаря меандрированию речных русел), также имеют циклическое строение, вскрываемое при соответствующем изучении их.

До сих пор мы рассматривали общую идеальную картину формирования слоистых осадочных отложений в условиях резко пересеченного (горного) рельефа суши, срезанного береговой линией морского бассейна, когда образуются наилучшим образом отсортированные прибрежно-морские отложения, и когда на суше и в отдаленных участках морского бассейна мы должны рассчитывать встретить отражение цикличности, характерной для прибрежно-морских слоистых образований.

Можно представить себе другую обстановку формирования слоистых осадочных образований, условия которой в сочетании

с рассмотренными ранее позволят уяснить общую картину формирования осадочных толщ в любых условиях.

Таковую обстановку дают равнинные площади суши, сочленяющиеся с морскими бассейнами через области, занятые заливами, лагунами, озерами, болотами.

Подобный пример вырисовывается в прошлом для карбона в районе Донбасса. Каменноугольные отложения Донбасса, мощностью около 10 км, состоят из песчаников, переслаивающихся с аргиллитами и известняками, иногда континентальными конгломератами. В разрезе насчитывается свыше 200 пластов каменного угля. Отложения Донбасса имеют как морское, так и континентальное происхождение. Следовательно, эта территория периодически была то сушей, то морем, причем смена режимов на протяжении каменноугольного периода происходила свыше двухсот раз. Как показали результаты работ коллектива литологов АН СССР (Жемчужников и др., 1955), здесь нет таких условий деятельности прибрежья с разрушением суши, как это допускалось при рассмотрении идеальных схем перед этим. Нет условий и для формирования морских существенно конгломерато-песчаных толщ. Если временами могут быть места образования прибрежных морских песчаных отложений, то имеются места, где в прибрежных условиях в морском бассейне образуются глинистые отложения и отложения илов.

Вследствие этого при трансгрессии морские глинистые и известковые отложения могут непосредственно перекрывать различные переходные и континентальные образования (лагунные, озерные, болотные, в том числе торфяные угленосные, аллювиальные речные). На суше, перед фронтом перемещающейся береговой линии, будет перемещаться и своеобразно развиваться на площади сложная картина расположения и сочетания участков лагунного, озерного и болотного режима с меняющейся конфигурацией их границ. Если в предыдущем примере мы имели циклическое переслаивание простейших литологически однородных элементов цикла — слоев, то здесь одни и те же элементы одного и того же цикла на площади могут значительно меняться в своем составе как вдоль береговой линии, так и в направлении ее перемещения (трансгрессивного или регрессивного) и давать сложную картину смены различных фаций — различных осадочных горных пород, возникших в результате определенных физико-географических условий осадконакопления. В одном элементе цикла могут содержаться линзы слоев различного состава. Само установление элементов цикла представляет достаточно сложную задачу.

Плоский характер суши допускает относительно быстрое затопление ее морем, в сравнении с предыдущим примером, быстрое скольжение береговой линии с перекрытием морскими осадками континентальных со сложными границами различного состава. С другой стороны, соответственно быстро эта суша и покидается морем. Области формирования переходных фаций то покрываются морем с отложением морских фаций, то становятся ареной формирования

континентальных фаций. В этих условиях слои осадочных толщ различного состава могут иметь один возраст на значительной площади своего распространения, линзовидно включаясь в толщи, разновозрастные по направлению движения береговой линии.

Условия формирования осадочных толщ в Донбассе в определенной степени имеют общие черты формирования любых осадочных толщ.

Рассмотренные схемы дают лишь самые общие представления об условиях формирования слоев, слоистой структуры как в морских, так и в континентальных условиях. При этом следует иметь в виду, что если мы имеем дело с речной сетью и образованием континентальных отложений внутри континента, вне связи с уровенной поверхностью мирового океана, то там фактически будет возникать аналогичные условия по отношению к внутренним водоемам, внутренним относительно низким областям, взаимодействующим с соседними относительно приподнятыми областями. Этот процесс в конкретных условиях весьма разнообразен, очень сложен и пока еще не истолковывается всеми одинаково. Поэтому особое внимание должны привлекать те представления, которые проверяются практикой, производством. С этой точки зрения положения, развиваемые исследователями в области угольной геологии (Жемчужников, Иванов, Ботвинкина и др.), представляют особый интерес.

Основная закономерность формирования слоистой структуры вследствие перемещения береговой линии получила в настоящее время широкую известность как закон Головкинского (закон Головкинского — Иностранцева, закон Головкинского — Вальтера и т. п.). Этот закон лежит в основе формирования циклически построенных толщ. А практика литологических исследований постепенно подводит к пониманию того, что все осадочные толщи в конечном итоге являются циклически построенными. Следовательно, этот закон является универсальным для формирования всех осадочных толщ.

§ 24. Особые формы первичного залегания осадочных пород — известняковые рифы. Достаточно широким распространением пользуются особые формы первичного залегания осадочных пород в виде массивов плотных известняков — рифы. Они образуются главным образом кораллами, мшанками, археоциатами и водорослями. Формы рифов чаще бывают куполовидные, груболинзовидные, грибовидные. Границы их бывают весьма сложными. По вертикали они неоднократно могут резко сужаться или расширяться, оказываясь многоэтажными. Это связано с более или менее благоприятными условиями роста и отмирания колоний организмов, создающих рифы. Рифы обычно окружены слоями обломочных известняков, образованных за счет разрушения самих рифов. Эти слои часто бывают наклонены в сторону от рифов под углами 10—15°.

Массивные формы рифов иногда называют *биогермами*. Для слоистых рифовых образований предложен термин *биостромы*.

§ 25. Условия распределения мощностей и состава осадочных отложений. Для характеристики слоистой структуры большое

значение имеют фациальный состав осадочных отложений и характер изменения их мощностей на площади распространения этих осадков.

Для упрощения изложения этого вопроса рассмотрим все с ним связанное на предельно схематизированных картах фаций и мощностей. Рассмотрение фациальных схем (рис. 7, а) позволяет не только судить о характере изменения площадного распространения различных фаций во времени (сравнением этого изменения за три отрезка времени), но и о характере колебательных движений за это время. В самом деле, видно, что на второй схеме ( $v_2$ ) по сравнению с первой ( $v_1$ ) произошло трансгрессивное перемещение береговой линии и связанных с ней отложений в направлении на северо-запад, где произошло опускание размываемой суши. На третьей схеме ( $v_3$ ), наоборот, отразилось поднятие на северо-западе, в связи с чем береговая линия регрессивно передвинулась на юго-восток. В целом рассмотренные схемы фиксируют проявление одного полного колебательного движения для рассматриваемой площади — опускания и поднятия. Таким образом, сравнение фациальных карт для различных отрезков времени позволяет устанавливать характер колебательных движений за эти отрезки времени.

Для той же площади, за те же отрезки времени, схемы мощностей соответствующих подразделений осадочных отложений (см. рис. 7, б) показывают, что независимо от характера колебательных движений и миграции береговой линии сохранялся общий характер изгибания поверхности отложения на рассматриваемой площади — прогибания в центральной части этой площади, объясанного уже не колебательным, а волновым тектоническим движением.

При общем рассмотрении фациальных карт и карт мощностей можно установить взаимодействие волновых и колебательных движений. Оно выражается в том, что при длительно сохранявшихся ориентированных волновых движениях (ориентированное прогибание в центре), определявших мощность накопившихся отложений, на них накладывались колебательные движения, определявшие фациальный характер этих отложений.

В качестве примера, характеризующего действительные соотношения, можно привести карту фаций и мощностей среднего отдела юрской системы (см. рис. 7, в). Воронежской антеклизы. Она отражает длительно ориентированное сводовое поднятие в центре антеклизы и прогибы с нарастающими мощностями на ее крыльях, т. е. результат волновых движений. Для установления колебательных движений следовало бы взять соответствующие карты распределения фаций для нижнеюрских и верхнеюрских отложений.

**§ 26. Поверхности напластования и их особенности.** Каждый слой ограничивается поверхностями напластования или наслоения снизу и сверху. Основание слоя (низ) называется *подошвой* (почвой, постелью) его, а поверхность слоя (верх) — *кровлей*. Кратчайшее расстояние между подошвой и кровлей слоя определяет мощность его. Подошва и кровля часто отличаются особыми, им свойственными признаками, что позволяет устанавливать относительное положение

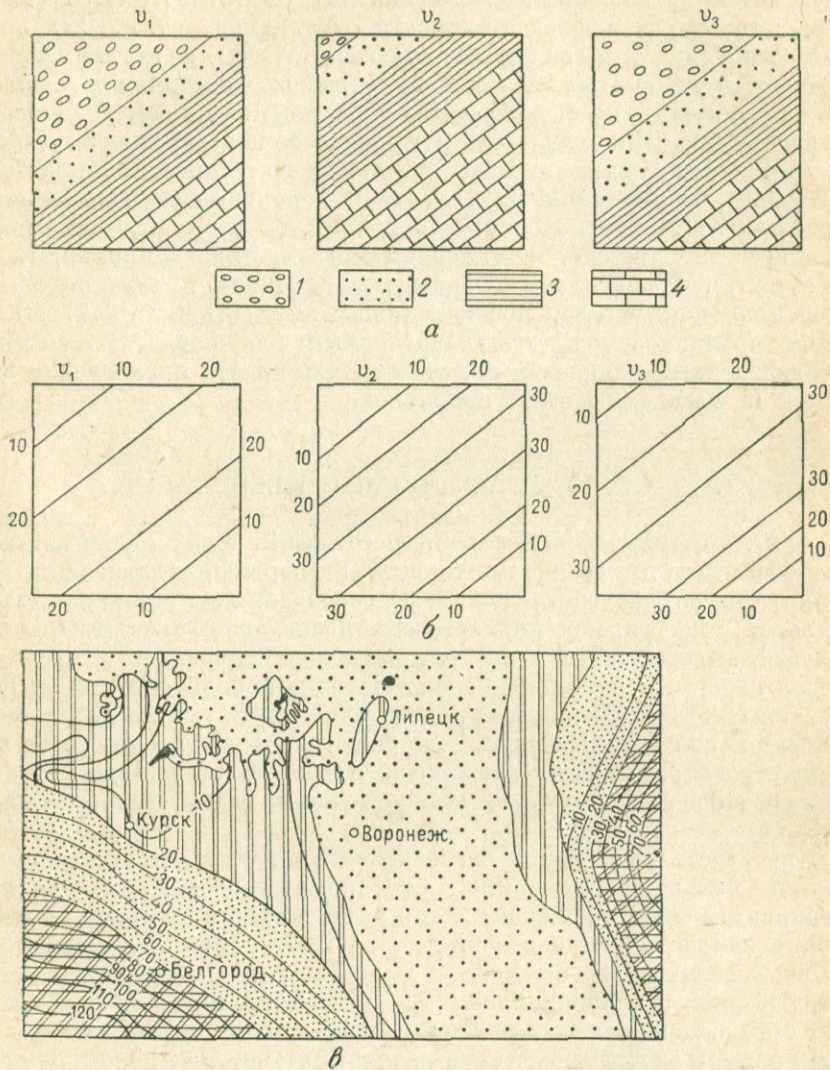


Рис. 7. Карты фаций и мощностей.

- а — схемы карт фаций: 1 — зона галечников; 2 — зона песков; 3 — зона глин; 4 — зона органических илов;  
 б — схемы карт мощностей: изолинии мощностей (изопахиты) проведены через 10 м;  
 в — карта фаций и мощностей среднего отдела юрской системы

подошвы или кровли и решать задачу последовательности напластования в случае опрокинутого залегания слоев. В качестве таких признаков для кровли используются часто сохраняющиеся знаки ряби течений, волнений, следы капель дождя, течений, трещины усыхания, следы жизнедеятельности организмов и т. п. Для подошвы особенно характерными являются отпечатки тех признаков, которые имелись на поверхности (кровле) подстилающего слоя. Такие отпечатки на подошве известны под названием *гieroглифов* (иероглифов). Они отражают микрорельеф подстилающей кровли.

Для установления правильной последовательности напластования в случае опрокинутого залегания используются очень многие признаки не только подошвы или кровли, но и признаки, располагающиеся внутри слоя в различных его частях (например, косая слоистость). Развернутая характеристика таких признаков дается в специальной работе, посвященной этому (Шрок, 1950). Набор таких признаков является характерным для определенных свит в определенных районах и может быть установлен при полевом изучении и выделении этих признаков.

## Глава VI. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ НЕСОГЛАСИЯ

§ 27. Условия возникновения несогласий. Между слоями, слагающими слоистые осадочные толщи в их первичном залегании, возможны два случая соотношений: 1) согласное напластование (залегание) и 2) несогласное напластование (залегание). В первом из них каждый вышележащий слой или комплекс слоев без каких-либо следов перерыва налегает на подстилающие породы. Во втором случае между вышележащими и подстилающими их слоями стратиграфическая последовательность нарушается и отложения тех или иных стратиграфических горизонтов в разрезе отсутствуют; возникает соотношение несогласия напластования, называемое стратиграфическим несогласием.

При стратиграфических несогласиях перерывы в разрезах вызываются изменением режима, благоприятствующего накоплению осадков; возникают условия, которые не только препятствуют осадконакоплению, но и способствуют размыву ранее образовавшихся отложений. Причем не всегда можно решить: связан перерыв с отсутствием осадконакопления за время перерыва или с размывом уже образовавшихся за это время слоев.

Перерывы могут быть весьма различными как по их длительности во времени, так и по мощности выпавших из разреза отложений.

В широкой геологической практике различается два основных типа стратиграфических несогласий: параллельное и угловое.

§ 28. Параллельные несогласия. При рассмотрении процесса формирования слоистой структуры (§ 23) было видно, что на границах между циклами может иметь место размыв не только части трансгрессивной или регрессивной серии отложений, но и ряда

подстилающих циклов в целом. В этом явлении межциклового размыва следует видеть начальное явление несогласия напластования, когда из стратиграфического разреза выпадает какая-то часть его. В тех случаях, когда это выпадение устанавливается палеонтологостратиграфическими или литологическими методами на площади, *существенной для данного масштаба геологических исследований*, говорят о наличии *стратиграфического несогласия*, часто называемого *перерывом в стратиграфическом разрезе* или *перерывом в отложении осадков* (иногда говорят об *эрозионном несогласии*).

В качестве примера такого несогласия можно привести выпадение известняков датского яруса в меловом разрезе второй гряды окрестностей г. Симферополя в Крыму с несогласным залеганием палеоцена на сеноне. Появляются эти известняки в разрезе в районах проведения учебных практик ряда вузов в пределах второй гряды к юго-западу от г. Симферополя в направлении к г. Бахчисараю.

В случае, когда свиты, залегающие по обе стороны поверхности несогласия, практически параллельны между собой, такой вид стратиграфического несогласия называется *параллельным несогласием* (рис. 8).

Параллельное залегание несогласных толщ наблюдается только в отдельных обнажениях. На значительных площадях основание вышележащей толщи обычно перекрывает различные горизонты подстилающей толщи. В этих случаях иногда говорят о *географическом несогласии* (см., например, несогласное залегание нижнего карбона на различных горизонтах девона на площади между Онежским озером и Смоленском на любой мелкомасштабной геологической карте). Угол несогласия при этом обычно не превышает  $1^\circ$ .

Параллельные и географические несогласия близки меж собой и часто о параллельных несогласиях говорят, наблюдая отдельные участки географического. Наоборот, представление о географическом несогласии может появиться при сравнении параллельных несогласий на ряде участков, когда выясняется, что верхняя толща залегает на этих участках на различных горизонтах нижней.

§ 29. Угловые несогласия выражаются перерывом между двумя комплексами слоев, имеющими различный угол наклона (рис. 9). При этом поверхность несогласия срезает под углом различные горизонты древней свиты и проходит более или менее параллельно границам между отдельными горизонтами молодой свиты. Этот признак является одним из наиболее важных для установления углового несогласия при геологическом картировании и при чтении геологических карт. Величина угла несогласия может колебаться в очень

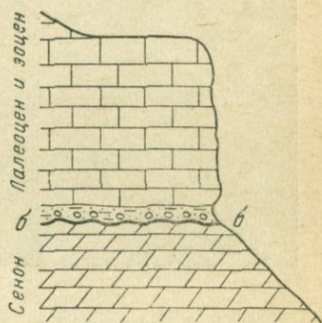


Рис. 8. Параллельное несогласие:  
б — б — поверхность несогласия

широких пределах — от 0 до 180° — и резко изменяться на различных участках проявления несогласия.

С угловым несогласием связано понятие об *азимутальном несогласии*, которое имеет место в том случае, когда простирания контактирующих свит не совпадают. Угол азимутального несогласия между простираниями верхней и нижней свиты может изменяться до 90°.

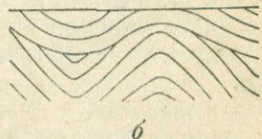
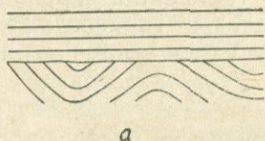


Рис. 9. Угловое несогласие между нижнемеловыми песчаниками (К<sub>1</sub>) и песчано-глинистыми отложениями нижнеюрской таврической серии (J<sub>1</sub>) в Крыму (по В. Н. Павлинову).

Угловое несогласие особенно резко выражено в том случае, когда нижняя толща до отложения верхней свиты подверглась процессу складкообразования в геосинклинальных условиях. Верхняя горизонтальная свита в этом случае залегает на поверхности размыва

Рис. 10. Угловое несогласия.

а — со складчатой нижней свитой при горизонтальной верхней свите;  
б — со складчатыми обеими свитами



складок нижней толщи (рис. 10, а). В случае наложения складкообразования и на верхнюю свиту, помимо развития складок в ней, произойдет дальнейшее осложнение складок в нижней толще (рис. 10, б). При этом слои нижней толщи всегда будут иметь относительно большую степень уплотнения, метаморфизма, чем слои верхней свиты. Поверхность несогласия в этом случае обычно также изгибается в соответствии с изгибом слоев верхней свиты.

В связи с тем что в этих случаях структуры свит, разделенных поверхностью несогласия, имеют достаточно резкие различия, такой вид углового несогласия предложено называть *структурным несогласием* (см., например, Геологический словарь, т. II, 1955). Это связано в частности с тем, что такой вид углового несогласия является

одним из важнейших признаков для выделения структурных этажей или структурных ярусов (см. § 100).

### § 30. Стрoение поверхности стратиграфического несогласия.

В связи с тем что поверхность стратиграфического несогласия является поверхностью размыва, она часто бывает сглаженной, но может быть и неровной, изборожденной выемками различных размеров — «карманами» — в подстилающей толще, заполняемыми плохо отсортированным материалом. Она может сохранять неровности, связанные с древним рельефом. Иногда она сохраняет кору выветривания. Такие неровности обычно имеют незначительные размеры: первые десятки сантиметров, метры, реже первые десятки метров по высоте. Имеются отдельные указания на то, что иногда они достигают сотен метров (например, поверхность кристаллического фундамента Русской платформы).

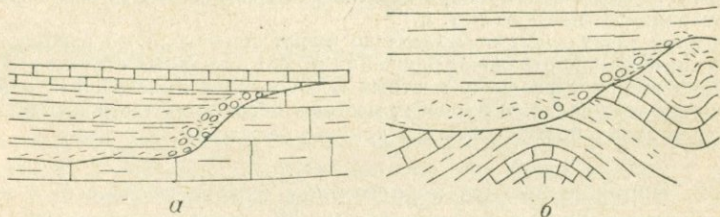


Рис. 11. Структуры прилегания.  
а — параллельное прилегание; б — несогласное

Накопление осадков на неровной поверхности несогласия отличается рядом особенностей, из которых наиболее интересны случаи облекания и прилегания.

*Облекание* — плащеобразное перекрытие поверхности размыва более древних пород вышележащими осадками, которые своим залеганием отражают пологие формы выступов и впадин поверхности несогласия.

*Прилегание* возникает при резких очертаниях рельефа поверхности несогласия вдоль крутых склонов. Различают *параллельное прилегание*, когда размывые слои и слои, на них налегающие, залегают параллельно (рис. 11, а), и *несогласное прилегание*, при котором верхние слои залегают на нижних с угловым несогласием (рис. 11, б).

Особенно широко распространено прилегание слоев среди аллювиальных отложений. Последние, заполняя промытые рекой ложбины, всегда прилегают к коренным породам, слагающим берега долины. Соотношения аллювиальных отложений и коренных пород при этом могут характеризоваться как параллельным, так и несогласным прилеганием.

§ 31. Некоторые структурные особенности, связанные со стратиграфическими несогласиями. При рассмотрении стратиграфических несогласий иногда вводятся дополнительные понятия и термины,

характеризующие некоторые дополнительные их особенности. Таковы, например, понятия о явных и скрытых, местных и региональных несогласиях.

*Явное и скрытое несогласия* различаются по отчетливости выражения поверхности несогласия. Все рассмотренные до этого примеры стратиграфических несогласий являются примерами явных несогласий, когда положение поверхности несогласия не вызывает каких-либо сомнений, точно так же как и соотношение разделяемых ею несогласных толщ. При скрытых несогласиях точное положение поверхности несогласия установить весьма затруднительно, а часто и невозможно, и само несогласие устанавливается на основании общегеологических данных. В этих случаях налегающие осадки в основании верхней несогласной свиты постепенно переходят в элювиальные образования из коренных пород нижней толщи.

За *региональные несогласия* принимаются также, поверхность несогласия которых распространяется на значительные площади (например, несогласие между кристаллическим фундаментом и образованиями рыхлого чехла Русской платформы, между девоном и карбоном северо-запада ее, между палеозоем и мезозоем центральной части ее и т. п.).

*Местные (локальные) несогласия* не имеют значительного распространения на площади и обычно отражают движения и рост отдельных структур. Особенно характерно широкое развитие местных несогласий в присводовых и сводовых частях соляных куполов. В прогибах местные несогласия часто возникают на их крыльях, получая иногда название *краевых несогласий*.

**§ 32. Изображение на аэроснимках стратиграфических несогласий; особенности их дешифрирования.** На аэроснимках с достаточной достоверностью дешифрируются различные виды угловых несогласий, проявляющихся в несоответствии простирания и падения прилегающих друг к другу толщ.

В отличие от разрывов (иногда называемых тектоническими несогласиями, чаще тектоническими контактами) поверхность углового стратиграфического несогласия срезает под углом только структуры нижележащего более древнего комплекса и будет параллельна вышележащей более молодой серии слоев.

**§ 33. Установление стратиграфических несогласий.** Для установления стратиграфических несогласий используется ряд признаков, важнейшими из которых являются следующие:

1) характерное строение поверхности несогласия: ее неровности и особенности их заполнения (§ 30);

2) резкий возрастной разрыв между фауной в выше- и нижележащих слоях, что особенно важно для параллельных несогласий;

3) угловое несогласие между двумя свитами;

4) характер базальных слоев, лежащих в основании верхней свиты и обычно содержащих в своем составе обломочный материал из пород нижней свиты. Часто, но не всегда, это базальный конгломерат. Характер гальки в базальном конгломерате часто меняется от места к месту как по величине, так и по составу, в тесной зависимости от характера подстилающих пород, за счет которых галька образуется. Базальный конгломерат на площади в отдельных местах может переходить в брекчиевую породу со слабо окатанными обломками, замещаться песчаниками, даже глинами и известняками;

5) различие в степени метаморфизма двух соприкасающихся по поверхности несогласия свит, а также насыщенности их интрузивными образованиями (в частности жильными).

Установление стратиграфических несогласий имеет большое значение для понимания истории развития земной коры. Они, как правило, отмечают переломные моменты вертикальных движений и часто этапы складкообразовательных движений.

## Глава VII. ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

§ 34. Характеристика и изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте. Горизонтальное залегание слоев характеризуется общим горизонтальным или близким к нему расположением поверхностей напластования. Как видно на рис. 6, б, слои по условиям своего образования стремятся к горизонтальному положению.

При горизонтальном залегании слоев их границы (граничные линии) на геологической карте будут грубо параллельны горизонталям рельефа, в частных случаях совпадая с ними (рис. 12).

На картах без горизонталей рельефа предположительное горизонтальное залегание устанавливается по сопряженности геологических границ с основными чертами рельефа, которые подчеркиваются гидрографической сетью. Эта сопряженность проверяется мысленным схематическим изображением горизонталей на карте. Конфигурация границ горизонтальных отложений целиком зависит от степени расчлененности рельефа, его конфигурации; границы оконтуривают долины и ложбины, водораздельные гряды и т. п. Самые высокие части рельефа слагаются самыми молодыми образованиями, в наиболее низких частях выступают самые древние. При мощности изображенного на карте горизонта, превосходящей относительные превышения рельефа, этот горизонт может занять на карте крупные площади.

Для изображения горизонтально залегающих слоев на геологической карте следует установить положение границ наносимых стратиграфических или литологических подразделений на местности и их абсолютные отметки. На участках карты с изображением обрывов, где границы будут сливаться, стратиграфические горизонты условно показываются полосками шириной не менее 0,8 мм, с необходимым смещением их границ.

§ 35. Изображение горизонтально залегающих слоев на аэрофотоснимках; особенности их депифрирования. Депифрирование горизонтально залегающих отложений с успехом производится во всех случаях, когда на аэроснимке могут быть прослежены отдельные фотомаркирующие слои, которые затем и переносятся на составляемые геологические карты. Такими слоями или горизонтами являются отдельные слои или целые свиты, образующие на склонах наиболее выдержанные по простиранию карнизы, а также отложения, хорошо выделяющиеся на аэроснимках своим фототонном, или

подчеркивающиеся особой растительностью, почвенным покровом или какими-либо другими косвенными признаками.

§ 36. Измерение мощности горизонтально залегающих слоев; построение разрезов. Истинная мощность слоя измеряется длиной перпендикуляра между его кровлей и подошвой. Величина, изме-

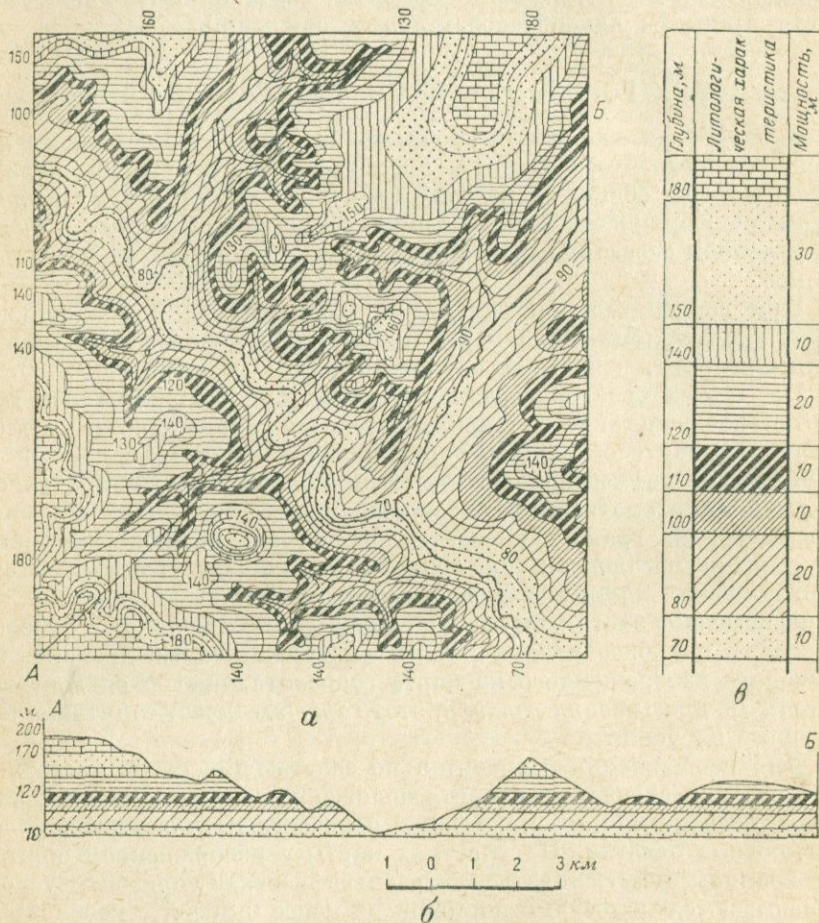


Рис. 12. Изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте (а), в разрезе (б) и на стратиграфической колонке (в)

ренная по любому другому направлению между подошвой и кровлей, будет представлять *видимую мощность* (см. § 41).

На местности, в поле, истинная мощность горизонтально залегающих слоев либо замеряется непосредственно в разведочных выработках (шурфы, канавы, буровые скважины), либо определяется по видимой мощности (см. § 41), так как возможность непосредственного измерения истинной мощности в вертикальных обрывах пред-

ставляется редко. Приближенное значение истинной мощности горизонтально залегающей пачки общей мощностью свыше 10 м определяют с помощью anerоида по разности барометрических отметок ее кровли и подошвы. Более точный результат получают, применяя геодезические инструменты (нивелир и др.).

На геологической карте с горизонталями рельефа истинная мощность определяется как разность между отметками кровли и подошвы слоя или пачки слоев.

При горизонтальном залегании наиболее рациональным направлением разреза будет являться линия, проходящая через самую высокую и самую низкую точки рельефа.

Вертикальный масштаб разреза при изображении горизонтальных отложений нередко увеличивается по сравнению с горизонтальным. Это связано с тем, что самый тонкий слой, который необходимо показать, должен иметь на разрезе мощность не менее 1 мм. Коэффициент увеличения вертикального масштаба зависит от масштаба карты и истинной мощности такого слоя. Так, например, при масштабе карты 1 : 200 000 и необходимости показать на разрезе стратиграфический горизонт мощностью в 20 м, получаем соотношение  $\frac{1 \text{ мм}}{20 \text{ м}} = \frac{1 \text{ мм}}{20\,000 \text{ мм}} = 1 : 20\,000$ , которое и является численным масштабом разреза. Вертикальный масштаб в этом случае будет увеличен в 10 раз:  $\frac{200\,000}{20\,000} = 10$ .

При этом следует иметь в виду, что крутизна склонов на топопрофиле будет увеличена, что может повлечь за собой появление заметных углов наклона геологических границ и изменение мощностей.

Выбрав вертикальный масштаб разреза, вначале вычерчивают по линии разреза профиль земной поверхности (топографический профиль). На нулевую линию профиля сносят точки пересечения геологических границ с линией разреза. Полученные точки с нулевой линии проектируют на линию топографического профиля (восстанавливая перпендикуляры до пересечения с этой линией), и уже по этим последним строят границы на разрезе.

## Глава VIII. НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

§ 37. Краткая характеристика наклонного залегания. Нормальным первичным залеганием слоев осадочных толщ (см. § 23, 34) является горизонтальное залегание. Однако такое залегание оказывается весьма редким. Чаще всего слоистые осадочные толщи имеют наклонное залегание.

Ориентировка наклонных слоев в пространстве характеризуется элементами их залегания: линией простирания, линией падения и углом падения (рис. 13).

*Линией простирания* называется линия пересечения поверхности слоя с горизонтальной плоскостью. Следовательно, любая горизон-

тальная линия на поверхности слоя является линией простираия данного слоя.

На поверхности слоя можно провести бесчисленное количество линий простираий. В частных случаях, когда слой на отдельных участках (например, в пределах отдельного обнажения) сохраняет плоскостное положение, линия простираия будет представлять собой прямую линию. В общем случае слой будет плавно изгибаться по простираию и линия простираия окажется линией соответствующей кривизны, простираие в каждой точке которой может быть измерено по касательной к этой точке.

*Линией падения* называется линия, перпендикулярная к линии простираия, лежащая на поверхности слоя и направленная в сторону его наибольшего наклона. Иногда говорят о *линии восстания*, представляющей собой ту же линию, что и линия падения, но направленную в противоположную сторону, т. е. против наклона слоя.

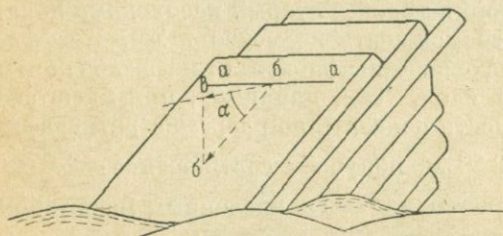


Рис. 13. Элементы залегания наклонного слоя.  
а—а — линия простираия; б—б — линия падения;  
б—б — проекция линии падения на горизонтальную плоскость (линия направления падения); α — угол падения

Углом падения называется угол, заключенный между линией падения и проекцией ее на горизонтальную плоскость. Проекция линии падения является в то же время направлением падения. Положение линии простираия и линии падения определяется их азимутами и углом падения.

*Азимут простираия* слоя называется горизонтальный угол между направлением линии простираия и северным направлением истинного меридиана.

*Азимут падения* называется горизонтальный угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость (направлением падения) и северным направлением истинного меридиана. Падение имеет одно определенное направление и для него может быть замерен только один азимут, отличающийся на  $90^\circ$  от азимута простираия.

Линия простираия, как и любая другая линия, имеет два противоположных направления. Поэтому у нее может быть замерено два азимута, различающихся между собой на  $180^\circ$ .

Азимуты принято брать в северных румбах (СЗ и СВ). Тогда легче сравнивать между собой различные азимуты, особенно когда их много. Например, азимуты СЗ  $315^\circ$  и СЗ  $350^\circ$  легче сравнить между собой, чем равнозначные азимуты СЗ  $315^\circ$  и ЮВ  $170^\circ$ .

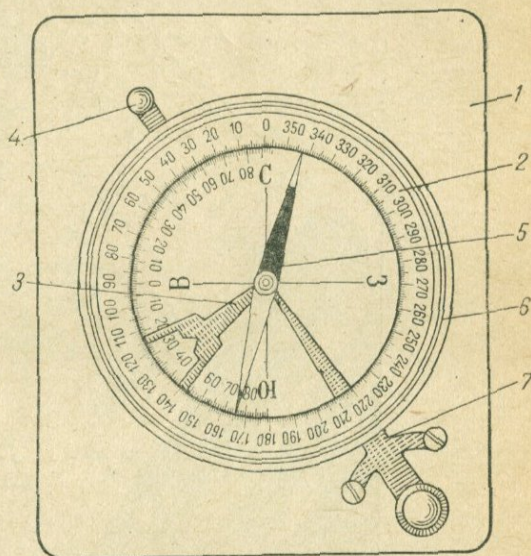
**§ 38. Прямое, или непосредственное измерение элементов залегания горным компасом.** В обнажениях, т. е. в выходах слоев на

поверхность, измерение элементов залегания производится горным компасом. Такой метод измерения называется прямым, или непосредственным.

Горный компас (рис. 14) представляет собой простейший и вместе с тем универсальный измерительный прибор, применяемый как для измерения элементов залегания, так и для ориентировки на местности и привязки обнажений. От обычного компаса он отличается, во-первых, тем, что имеет отвес (клинометр) для измерения вертикальных углов, и, во-вторых, тем, что лимб горного компаса

Рис. 14. Устройство горного компаса:

- 1 — пластинка (основание компаса);
- 2 — коробка компаса с лимбом;
- 3 — клинометр (отвес);
- 4 — тормозное приспособление для клинометра;
- 5 — магнитная стрелка;
- 6 — пружина, удерживающая покровное стекло;
- 7 — тормозное устройство для магнитной стрелки



градуирован не по часовой стрелке, как у обычного компаса, а против часовой стрелки (т. е. В находится слева, а З — справа), что сделано для ускорения и упрощения отсчета замеров.

Горный компас монтируется на прямоугольной пластинке, имеющей длину 8—11 см и ширину 7—8 см. В середине пластинки прикреплен лимб, разделенный на 360°. Лимб устанавливается таким образом, чтобы линия север — юг была параллельна длинной стороне пластинки компаса. В центре лимба смонтировано устройство с магнитной стрелкой. Хорошо намагниченная и правильно отрегулированная стрелка быстро успокаивается и принимает горизонтальное неподвижное положение, обращая северным концом (обычно зачерненным) к северному магнитному полюсу. Стрелку следует держать прижатой к стеклу, освобождая ее только при замерах азимутальных (горизонтальных) углов.

Кроме лимба, служащего для замера азимутов, на пластинке имеется шкала клинометра, применяющегося при измерении углов наклона. Эта шкала градуируется непосредственно на пластинке и представляет половину окружности, на которой нанесены деления от 0 в середине до 90° в обе стороны. Нулевое деление этой шкалы помещается против середины длинной стороны пластинки компаса, т. е. шкала клинометра, как и шкала лимба, ориентирована относительно длинной стороны пластинки компаса. При вертикальном положении пластинки компаса и совмещении ее длинной стороны с горизонтальной плоскостью зубец отвеса показывает 0°. При наклоне плоскости зубец, смещаясь, укажет соответствующий угол наклона (в пределах от 0 до 90°).

При замере азимута заданного направления длинную сторону компаса направляют северным концом на визируемый предмет и берут отсчет по северному концу магнитной стрелки. При этом получают не истинный, а магнитный азимут. Для пересчета его на истинный азимут вводят поправку на величину магнитного склонения, которая представляет собой угол между истинным и магнитным меридианом, свойственный данному району. Величина магнитного

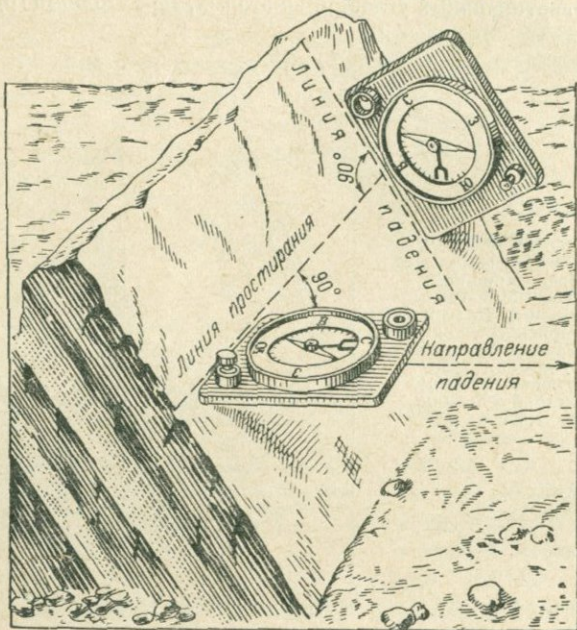


Рис. 15. Измерение горным компасом элементов залегания пласта

склонения указывается на топографических картах. В случае восточного магнитного склонения к отсчету по горному компасу надо прибавить величину склонения, а в случае западного магнитного склонения — отнять ее.

В некоторых конструкциях горных компасов лимб может поворачиваться. В таких случаях лимб поворачивают на величину склонения: по часовой стрелке при восточном склонении или против часовой стрелки при западном склонении. Тогда сразу будут получаться отсчеты, соответствующие истинным азимутам.

В обнажениях элементы залегания замеряются следующим образом (рис. 15).

Для определения простирания компас длинным ребром прикладывают к поверхности слоя, приводят его в горизонтальное положение и берут отсчет по тому концу стрелки, который находится в пределах северных румбов.

Для отсчета азимута падения компас в горизонтальном положении прикладывают короткой стороной к поверхности слоя так, чтобы север на лимбе был направлен по падению, и берут отсчет по северному концу стрелки.

Угол падения измеряют, прикладывая компас в вертикальном положении длинной стороной к линии падения и беря отсчет по зубцу отвеса. Точность отсчетов горным компасом составляет 2—3°.

Наносить элементы залегания на топографическую карту следует сразу же после замера в пункте наблюдения с тем, чтобы избежать в отсчетах возможных ошибок, которые легко заметить, находясь у обнажения.

Для избегания возможных ошибок, кроме цифры азимута, обычно указывают начальными заглавными буквами страны света. Значок градуса не ставят (он может быть принят за нуль в числе отсчета). Записи замеров могут иметь следующий вид: аз. прост. СЗ 290; аз. пад. СВ 20 < 25.

В практике обычно измеряется лишь азимут падения и угол падения. Азимут линии простирания легко может быть получен путем прибавления или вычитания 90° от замера азимута падения. Азимут простирания обычно измеряется лишь при вертикальном падении и запись тогда выглядит так: аз. прост. СВ 260 < 90. Примеры изображения элементов залегания на картах даны в прил. 3.

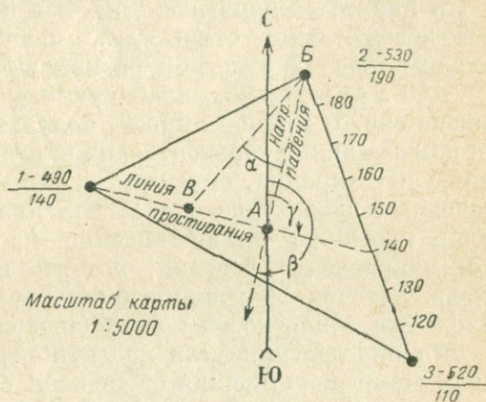


Рис. 16. Определение элементов залегания наклонного слоя по трем точкам в плоскости слоя

§ 39. Косвенные измерения элементов залегания. В тех случаях, когда элементы залегания непосредственно измерить нельзя, их определяют косвенными методами — путем графических построений.

Определение элементов залегания по трем точкам, лежащим в одной плоскости и не на одной прямой, производится в случаях, если положение одной и той же плоскости напластования зафиксировано: 1) в трех буровых вертикальных скважинах (или других вертикальных горных выработках); 2) в трех обнажениях, в которых непосредственное измерение оказалось невозможным; 3) в трех точках на геологической карте с горизонталями рельефа.

В первом случае имеем, например, такие отметки трех скважин, достигших одной и той же плоскости напластования на различных глубинах: в скв. 1 с абсолютной высотой устья 490 м, кровля интересующего нас пласта встречена на глубине 350 м. В скв. 2, имеющей высоту устья 530 м, кровля встречена на глубине 340 м и в скв. 3 с высотой устья 520 м — на глубине 410 м. Положение скважин нанесено на топографическую карту масштаба 1 : 5000 (рис. 16).

Вычисляются абсолютные отметки кровли слоя в каждой из скважин. Для этого из абсолютной высоты устья скважины нужно вычесть расстояние от устья скважины до кровли пласта. Соответственно получаем: для скв. 1  $490 - 350 = 140$  м; скв. 2  $530 - 340 = 190$  м и для скв. 3  $520 - 410 = 110$  м. Точки, в которых расположены скважины, соединяем прямыми линиями. В углах полученного треугольника кровля пласта имеет различные высоты: в скв. 2 высота наибольшая; в скв. 3 она наименьшая, в скв. 1 отметка имеет промежуточное значение.

На линии, соединяющей скв. 2 и 3 (с наибольшей и с наименьшей абсолютными отметками), пропорциональным делением ее, находим точку с отметкой равной высоте кровли пласта в скв. 1, т. е. 140 м. Соединив полученную точку с точкой, в которой расположена скв. 1, прямой линией, получим линию простирания пласта, так как эта линия горизонтальна и лежит в плоскости пласта. Найдя линию простирания, опускаем на нее перпендикуляр из точки, обозначающей положение скв. 2. Эта линия (*BA*) будет представлять собой проекцию линии падения на горизонтальную плоскость, т. е. направление падения, которое направлено в данном случае от скв. 2 (точка *B*) к линии простирания, занимающей более низкое положение в плоскости пласта (точка *A*).

Для определения угла падения откладываем в масштабе карты вдоль линии простирания от точки *A* отрезок *AB*, равный превышению точки *B* над точкой *A* (50 м). Искомый угол  $\alpha$  будет равен углу *ABB*.

Азимуты линии падения ( $\beta$ ) и линии простирания ( $\gamma$ ) можно измерить транспортиром или компасом.

Этим способом можно также измерить элементы залегания наклонных слоев, обнажающихся в трех точках на земной поверхности, вскрытых горными выработками или взятых на геологической карте с горизонталями рельефа. В этих случаях сразу получают абсолютные отметки.

Построение может проводиться как на топографической карте (на наложенной восковой кальке), так и на ориентированном листе бумаги с нанесением точек в определенном масштабе.

Следует иметь в виду, что абсолютные отметки по скважинам могут быть как положительными, так и отрицательными (см. § 58).

*Определение элементов залегания по двум пересекающимся направлениям* (по двум наклонам) используется в случаях наличия двух видимых углов падения в стенках шурфа, дудки, канавы, крутых обнажений, на склонах оврагов, логов, долин и т. п.

*Видимым падением* (наклоном) пласта называется наклон в плоскости пласта в любом направлении, не совпадающем с направлением падения. Азимуты видимых падений измеряются в направлении наклона, т. е. стенки шурфа ориентируются по компасу, направленному северным концом в сторону наклона пласта на стенке шурфа (см. рис. 17, б).

Пространственное пояснение существа этого построения дается на блок-диаграмме (рис. 17, а), где  $MA$  и  $MB$  — линии наклона пласта на стенках шурфа,  $OA$  и  $OB$  — направления азимутов ( $a_1$  и  $a_2$ ) стенок шурфа, на которых эти наклоны наблюдаются,  $\angle MAO = \varepsilon_1$  и  $\angle MBO = \varepsilon_2$  — углы наклона пласта на стенках шурфа, а  $\angle MCO = \alpha$  — искомый угол падения, направление азимута которого —  $OC$ .

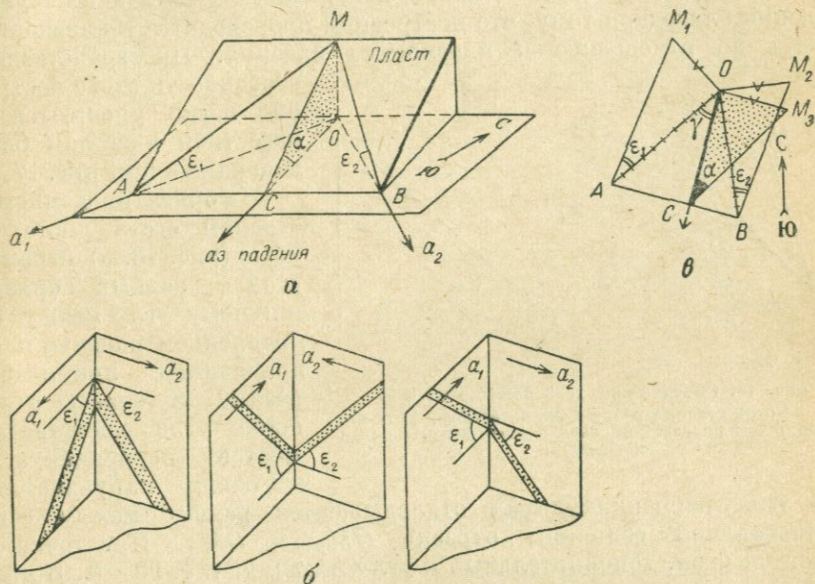


Рис. 17. Определение элементов залегания наклонного слоя по двум пересекающимся направлениям.

а — блок-диаграмма соотношений истинного и видимых падений; б — различные случаи выхода пласта на стенках шурфа; в — определение элементов залегания пласта

По стенкам внутри шурфа может получиться четыре случая различного положения пласта. Три из них показаны на рис. 17, б, а четвертый является обратным по отношению к третьему.

Для определения элементов залегания пласта делаем следующее построение.

На ориентированном по странам света листе бумаги из произвольно взятой точки  $O$  (рис. 17, в) проводим направления азимутов стенок шурфа ( $Oa_1$  и  $Oa_2$ ), по которым измерены углы наклонов пласта. Из точки  $O$  к этим направлениям восстанавливаются равные перпендикуляры  $OM_1$  и  $OM_2$  произвольной величины (все определяется размерами построения). При точках  $M_1$  и  $M_2$  строятся углы, дополнительные соответственно к полученным углам наклона  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_2$ ; построением получаются треугольники  $OM_1A$  и  $OM_2B$ . Точки  $A$  и  $B$  (получаются от пересечения линий  $M_1A$  и  $M_2B$  с направлениями азимутов  $a_1$  и  $a_2$ ) будут лежать на линии простирания  $AB$ .

Проведенная перпендикулярно к  $AB$  линия  $OC$  будет направлением падения. Восстановив к  $OC$  перпендикуляр  $OM_3 = OM_1 = OM_2$  и соединив точку  $M_3$  с  $C$ , получим треугольник  $OM_3C$ , в котором угол  $OCM_3 = \alpha$  — угол падения.

§ 40. Определение угла наклона пласта в косом сечении разреза и угла падения в разрезах с увеличенным вертикальным масштабом. В геологической практике при построении геологических разрезов часто приходится иметь дело с искаженными величинами углов падения благодаря тому, что построение производится в плоскостях, косых по отношению к плоскостям падения. Пространственные

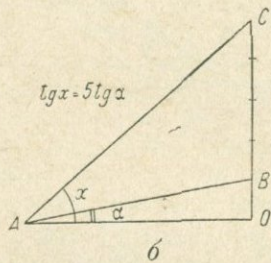
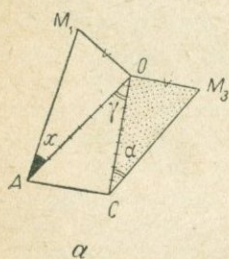


Рис. 18. Определение угла наклона пласта:  $\alpha$  — в косом сечении разреза по известному углу падения; б — в разрезе с преувеличенным вертикальным масштабом

особенности этого построения легко уясняются из известной уже нам блок-диаграммы (см. рис. 17, а).

На ориентированном по странам света листе бумаги (рис. 18, а) строится угол  $\gamma$ , равный горизонтальному углу между направлением падения и направлением линии разреза. При точке  $O$  в вершине угла восстанавливаются перпендикуляры к обоим направлениям.

На этих перпендикулярах откладываются равные между собой произвольной величины отрезки  $OM_3$  и  $OM_1$ . При точке  $M_3$  строится угол, дополнительный к углу падения, т. е.  $90 - \alpha$ . В полученной построением точке  $C$  на линии направления падения восстанавливается перпендикуляр к  $CO$  до пересечения его с направлением линии разреза. Полученную при этом на направлении линии разреза точку  $A$  соединяем с  $M_1$ , и получаем угол  $OAM_1 = x$ , который является искомым углом наклона пласта в косом сечении и используется в разрезе вместо угла падения.

Практически если угол  $\gamma$ , составленный направлением разреза с направлением падения, не превышает  $25^\circ$ , искажениями можно пренебречь. При массовых пересчетах используются специальные таблицы, номограммы. Можно пользоваться формулой  $\lg x = \lg \alpha \cdot \cos \gamma$ , выражающей зависимость между истинным и видимым углами с учетом горизонтального угла между направлениями истинного падения и видимого в косом сечении.

В тех случаях, когда для показа тех или иных деталей разреза вертикальный масштаб увеличивается, необходимо устанавливать углы падения пластов в данном разрезе.

Для установления величины изменения угла падения на листе бумаги строим (рис. 18, б) угол  $OAB = \alpha$  (углу падения) и откладываем катет  $OC$ , перпендикулярный  $AO$ , во столько раз большим  $OB$ , во сколько преувеличен вертикальный масштаб (в данном слу-

чае в 5 раз). Соединив точки  $C$  и  $A$ , получаем искомый угол  $CAO = x$  с соответствующим преувеличением.

Вообще  $\operatorname{tg} x = n \operatorname{tg} \alpha$ , где  $n$  — число, которое показывает, во сколько раз увеличен вертикальный масштаб (в данном случае  $n = 5$  и  $\operatorname{tg} x = 5 \operatorname{tg} \alpha$ ). По этой формуле нужный результат можно получать по соответствующим таблицам и номограммам.

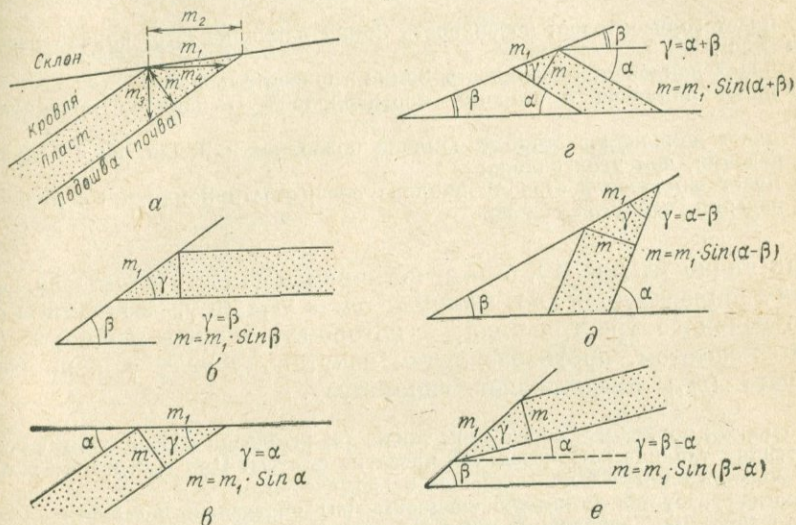


Рис. 19. Определение мощности пласта.

$a$  — виды мощности;  $b$  —  $e$  — различные случаи определения мощности:  $m$  — истинная мощность;  $m_1$  — видимая мощность;  $\alpha$  — угол падения пласта;  $\beta$  — угол склона;  $\gamma$  — угол между подошвой (кровлей) пласта и склоном

§ 41. Определение истинной мощности слоев. Мощностью слоя или пласта называется расстояние между подошвой (почвой, постелью) и кровлей его вкrest его простирания. Это расстояние (рис. 19,  $a$ ) может быть различным в разных сечениях. Истинной или действительной мощностью ( $m$ ) пласта называется расстояние между подошвой и кровлей по перпендикуляру. Расстояние между подошвой и кровлей по горизонтали ( $m_1$ ) называется горизонтальной мощностью, по вертикали ( $m_3$ ) — вертикальной мощностью. Особый интерес для нас представляет видимая мощность ( $m_2$ ), которая обычно предстает перед наблюдателем вкrest простирания в открытых срезях дневной поверхности и измеряется в обнажениях. В частных случаях видимая мощность может совпадать с истинной, горизонтальной и вертикальной мощностями. При чтении геологических карт мы привыкли говорить о видимой мощности слоев на ней, хотя так мы имеем дело с проекцией видимой мощности ( $m_2$ ) на горизонтальную плоскость (плоскость карты), которая совпадает по величине с видимой мощностью только при горизонтальных срезях слоев дневной поверхности. Проекция видимой мощности при

определенных соотношениях углов падения и склона *может быть меньше истинной* (например, если склон пройдет в направлении, близком к  $m$ ).

*Определение истинной мощности пласта.* Истинную мощность пласта иногда можно замерить непосредственно в обнажениях. Однако чаще измеряется видимая мощность слоев. При этом возможны пять основных случаев расположения пласта (рис. 19, б — е):

- 1) пласт горизонтален; поверхность Земли наклонна (этот случай рассмотрен в § 36);
- 2) пласт наклонен; поверхность Земли горизонтальна;
- 3) пласт наклонен в сторону, противоположную наклону поверхности Земли;
- 4) пласт наклонен в сторону наклона поверхности Земли, но с большим углом падения, чем угол склона;
- 5) пласт наклонен в сторону наклона поверхности Земли, но с меньшим углом падения, чем угол склона.

Как видно на рис. 19, б — е, истинная мощность пласта во всех случаях определяется по формуле  $m = m_1 \cdot \sin \gamma$ , выводимой из прямоугольного треугольника, в котором истинная мощность ( $m$ ) является катетом, противолежащим некоторому углу  $\gamma$ , а видимая мощность ( $m_1$ ) представляет гипотенузу.

Мощности могут быть определены также аналитически по формулам и соответствующим таблицам произведений чисел на синусы. При построении в масштабе мощности могут быть получены и графически.

Иногда требуется истинную мощность ( $m$ ) определять по вертикальной ( $m_3$ ), что, например, необходимо при установлении мощностей по буровым скважинам. Для этого используется формула  $m = m_3 \cdot \cos \alpha$ , где  $\alpha$  — угол падения пласта.

#### *Определение истинной мощности по формуле Леонтовского\*.*

Все рассмотренные примеры по определению истинной мощности пласта являются простейшими случаями, поскольку все замеры брались в плоскости падения пласта.

Практически, в полевых условиях чаще всего приходится вычислять истинную мощность по замерам, сделанным при описании стратиграфического разреза по наиболее обнаженному и удобному для прохождения направлению. В общем случае это направление не будет совпадать ни с направлением истинной мощности, ни с направлением вкрест простирания пластов. Тогда для каждого пласта или пачки пластов должны быть замерены следующие величины (рис. 20):

- 1) расстояние от подошвы до кровли пласта по случайному направлению  $BA = l$ ;
- 2) азимут хода, т. е. азимут, по которому произведено измерение величины  $l$ ;

\* По Г. С. Поршнякову.

3) угол склона по направлению измерения ( $\angle ABD = \beta$ ); при этом необходимо указать, вверх или вниз по склону движется исследователь;

4) азимут падения пласта;

5) угол падения пласта ( $\angle DEC = \alpha$ ).

Имея эти замеры, находим угол  $\varphi$ , как угол между линией простирания пластов и направлением измерения (разность между азимутом хода и азимутом простирания).

Вычисление истинной мощности обычно ведется на логарифмической линейке по формуле, которая получила широкую известность как «формула Леонтовского»:

$$M_{\text{н}} = l (\sin \alpha \cdot \cos \beta \cdot \sin \varphi \pm \cos \alpha \cdot \sin \beta).$$

Вывод этой формулы можно рассмотреть для случая падения пластов в сторону, противоположную наклону склона (см. рис. 20), на блоке, вырезанном вкrest простирания.

Из  $\triangle ACK$  истинная мощность  $M_{\text{н}} = KC = AC \cdot \cos \alpha$ , где  $\alpha = \angle DEC = \angle ACK$ .  $AC = CD + AD$ . Так как  $CD = DE \cdot \operatorname{tg} \alpha = DB \cdot \sin \varphi \cdot \operatorname{tg} \alpha = l \cdot \cos \beta \cdot \sin \varphi \cdot \operatorname{tg} \alpha$  и  $AD = l \cdot \sin \beta$ , то  $M_{\text{н}} = l (\sin \alpha \cdot \cos \beta \cdot \sin \varphi + \cos \alpha \cdot \sin \beta)$ .

В случае падения пластов по направлению склона, между членами в скобках ставится знак минус.

Формула Леонтовского рассматривает наиболее общий случай измерения истинной мощности пласта. Из нее легко могут быть выведены все частные случаи, иногда ведущие к существенному ее упрощению.

Формулу Леонтовского можно применять и для оценки мощности пластов по геологической карте. При этом измеряется не расстояние по склону ( $AB$ ), а его горизонтальная проекция ( $DB = m$ ). Легко с карты снимается также и превышение точки  $A$  над точкой  $B$ , равное отрезку  $AD = \Delta h$ . В этом случае формула примет вид:

$$M_{\text{н}} = m \cdot \sin \alpha \cdot \sin \varphi \pm \Delta h \cdot \cos \alpha.$$

Особенно упрощается формула при измерении отрезка « $m$ » по простиранию пород (тогда  $\angle \varphi = 0^\circ$  и  $M_{\text{н}} = \Delta h \cdot \cos \alpha$ ) или при измерении его вкrest простирания на горизонтальном участке (тогда  $\angle \varphi = 90^\circ$ ,  $\Delta h = 0$  и  $M_{\text{н}} = m \cdot \sin \alpha$ ).

Если углы и азимуты падения пород в подошве и кровле пачки пластов меняются незначительно, то можно использовать их среднее значение, если же они значительны, желательно выбрать участок с более простым строением. Оценить же истинную мощность сложно дислоцированной пачки пластов можно методом построения разреза вкrest простирания с учетом полевых зарисовок всех форм ее дислокаций.

**§ 42. Построение выхода наклонного пласта в зависимости от рельефа.** Понимание зависимости выхода пласта от рельефа составляет

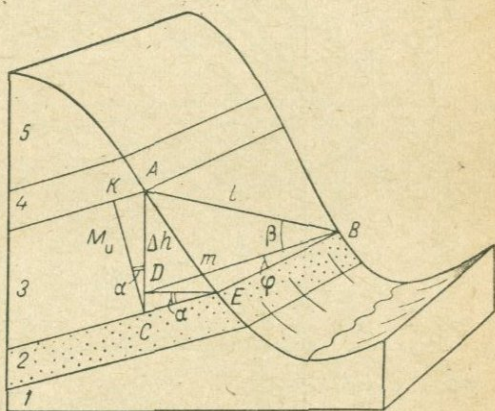


Рис. 20. Определение мощности пласта по формуле Леонтовского

важную сторону в искусстве чтения геологической карты и ориентировке в геологических границах на местности.

Если пласт горизонтален, то граничные линии его в общем случае располагаются параллельно горизонталям рельефа, в частном случае совпадая с ними (линия  $вab$  на рис. 21).

В случае наклона пласта в сторону, противоположную склону (см. положение пласта в профиле), граничная линия  $вab$  переходит в положение  $в^1ab^1$ ; при этом точки  $в^1$  и  $б^1$  опустятся относительно

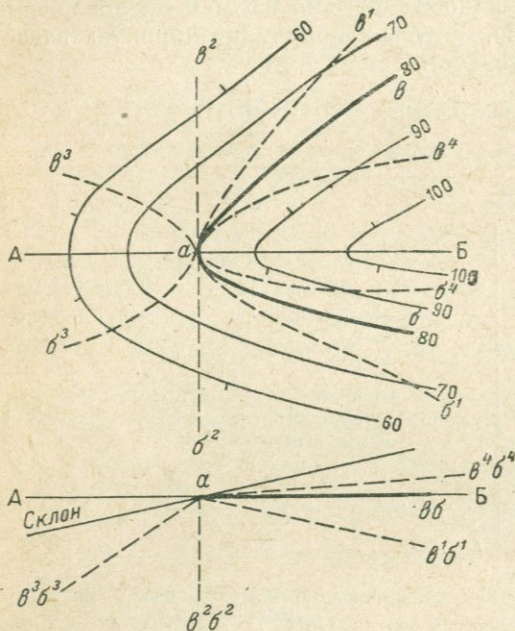


Рис. 21. Изображение выхода пласта в рельефе в зависимости от наклона пласта

точки  $a$  и той горизонтали рельефа, на которой она находится. При дальнейшем опускании пласта до вертикального положения линия выхода пласта будет постепенно выпрямляться и при вертикальном падении пласта линия выхода (линия  $в^2ab^2$ ) будет уже прямой, независимой в своей форме от рельефа. После же перехода через вертикальное положение, с падением в сторону наклона склона, пласт будет давать линию своего выхода, в зависимости от рельефа, все более изогнутую в обратном направлении. Такая картина будет наблюдаться до тех пор, пока падение пласта на запад не станет более пологим, чем склон

рельефа, на котором пласт выходит. С этого момента положение линии выхода пласта резко меняется вновь на обратное ( $в^4ab^4$ ). Таким образом при наклоне пласта в сторону, противоположную склону, концы линии выхода пласта расходятся, пересекая все более низкие горизонталы рельефа, а при наклоне пласта в другую сторону (положе склона) концы линии выхода пласта пересекают все более высокие горизонталы.

Схема на рис. 21 показывает выход пласта в условиях водораздельной возвышенности. Для впадины (речной долины) картина была бы обратной по отношению к точке  $a$ . В общем случае форма выхода пласта в зависимости от рельефа определяется: 1) направлением падения пласта, 2) его углом падения, 3) направлением склона и 4) углом склона.

Построение линии выхода наклонного пласта по заданной точке его. Представим, что на некотором участке (рис. 22) в точке  $M$  обна-

ружен выход поверхности пласта угля, имеющего следующие элементы залегания: аз. пад. ЮЗ 185 $\searrow$ 23°. Карта участка имеет масштаб 1 : 2000; сечение рельефа проведено через 10 м.

Для прослеживания пласта на поверхности предполагается задать ряд разведочных канав. Чтобы канавы могли дать положительные результаты при наименьшем объеме земляных работ, необходимо предварительно наметить выход пласта угля под делювием.

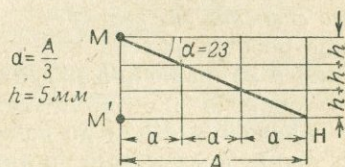
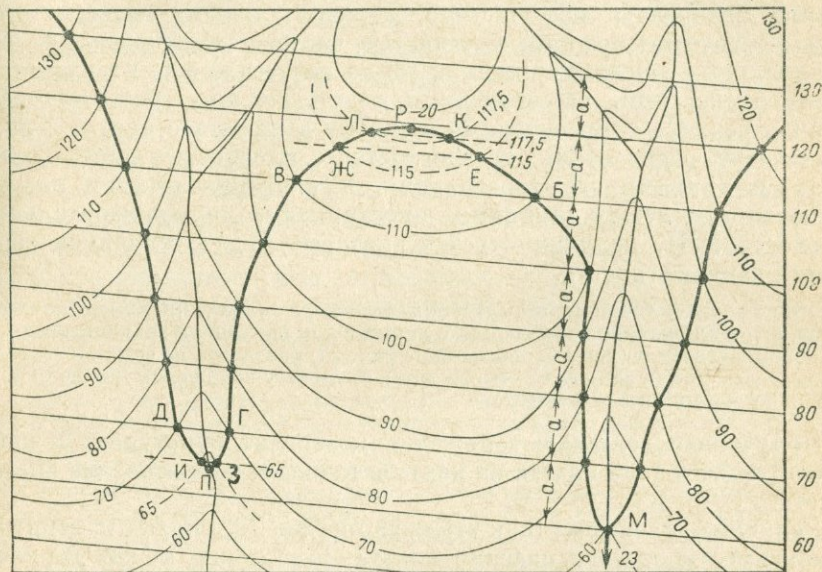


Рис. 22. Построение выхода наклонного пласта на поверхности с помощью заложения (по Михайлову)

Правило построения выхода наклонного пласта может быть сформулировано так: «Чтобы построить выход пласта, надо его поверхность изобразить в горизонталях того же сечения, что и горизонтали карты, и на пересечении одноименных горизонталей пласта и карты получим точки выхода на поверхность» (Вебер).

Для получения горизонталей пласта (изогипс пласта, стратоизогипс) используют его заложение. *Заложением пласта* называется проекция отрезка линии падения его на горизонтальную плоскость, ограниченного двумя линиями простиранья, проведенными по

подошве или кровле пласта. Определение величины заложения производится следующим образом.

В масштабе карты по направлению линии падения пласта строится вертикальный разрез (см. рис. 22). Угол наклона пласта ( $\alpha$ ) на таком разрезе будет соответствовать истинному углу падения ( $23^\circ$ ). Линия МН, изображающая слой на чертеже, может быть его кровлей или подошвой, а при незначительной мощности пласта может изображать и полную его мощность. Пересечем пласт через равные интервалы несколькими горизонтальными плоскостями, следы от сечения которых плоскостью чертежа изображены в виде параллельных линий. Расстояния ( $h$ ) на разрезе между горизонтальными плоскостями, пересекающими пласт, должны соответствовать сечению рельефа горизонталями, взятому в масштабе карты. Линии пересечения горизонтальных плоскостей с плоскостью пласта будут являться линиями его простирания. Проектируя отрезки пласта, заключенные между линиями простирания, на горизонтальную плоскость М'Н, получим отрезки, которые будут величиной заложения данного пласта.

Для большей точности определения величины заложения можно провести не две, а три или четыре параллельные линии и для получения величины заложения общий отрезок А (как это показано на рис. 22) разделить на соответствующее количество частей (в данном случае на три). Величину заложения можно определить и по формуле  $a = h \cdot \operatorname{ctg} \alpha$ .

Полученная величина заложения позволяет приступить к нанесению горизонталей пласта на карту и произвести построение выхода пласта.

Величина заложения (как это видно на рис. 22) может изменяться в зависимости от угла падения пласта, расстояния между горизонтальными плоскостями (пересекающими пласт) и масштаба построения, но не зависит от рельефа.

Для построения выхода пласта через точку М проводим линии простирания и направления падения через всю площадь построения. Далее от точки М по линии направления падения откладываем величину заложения  $a$  как по падению, так и по восстанию пласта. Через все точки, полученные на линии направления падения пласта, проводим линии параллельные ранее нанесенной линии простирания (это будут горизонталы пласта) и определяем их отметки. Отметка горизонтали пласта, проходящей через точку М, равна отметке проходящей через нее горизонтали рельефа, т. е. 60 м. Горизонталь пласта, расположенная ниже точки М (т. е. по направлению падения), будет иметь отметку 50 м. В направлении восстания отметки повышаются и будут соответственно 70, 80, 90 м и т. д. Пласт угля будет обнажаться на поверхности в точках пересечения одноименных горизонталей пласта и рельефа. Отмечаем такие точки и соединяем их плавной кривой, которая и будет изображать выход пласта угля на поверхность.

При проведении линии выхода пласта необходимо соблюдать следующие правила: 1) линия выхода пласта проходит только через

точки пересечения одноименных горизонталей рельефа и пласта; она не может пересечь горизонталь рельефа или пласта порознь; 2) линия выхода пласта, входя в угол, составленный одноименными горизонталями рельефа и пласта, проходит затем только в противолежащий угол; она не может пройти ни в один из прилежащих углов; 3) если горизонталь пласта не пересекает горизонталь рельефа, а лишь касается ее (это возможно на перегибах горизонталей рельефа, в данном случае у точки М), то и выход пласта не пересекает горизонталь рельефа, а, коснувшись ее, отходит от нее; 4) в случае необходимости более точного проведения линии выхода пласта (это в частности относится к участкам перегибов линии выхода пласта), пользуются способом проведения дополнительных горизонталей рельефа и пласта в нужном количестве и получения дополнительных точек пересечения их. Так, например, точки Б и В, Г и Д на карте можно соединить кривой лишь условно, так как достаточных данных о ее положении между этими точками нет. Для уточнения положения выхода пласта на поверхность на указанных отрезках, следует найти дополнительные горизонталы пласта и рельефа с промежуточными отметками, чтобы получить дополнительные точки их пересечения, позволяющие достаточно точно провести кривую выхода пласта.

Вблизи точек Д и Г, дополнительные горизонталы будут иметь отметку 65 м. Нанеся их, получим их пересечение в точках И и З, которые дадут положение новых точек выхода пласта, обеспечивающих проведение достаточно точного перегиба кривой выхода. Вблизи точек Б и В промежуточные горизонталы будут иметь отметку 115 м. После нанесения их получим точки пересечения Е и Ж, которых оказывается недостаточно для проведения перегиба кривой в этом месте. Тогда находим новые промежуточные горизонталы пласта и рельефа с отметкой 117,5 м, которые дадут новые точки выхода пласта К и Л, позволяющие довести кривую выхода до перегиба в точке Р. Точка Р является фактически точкой касания следующих промежуточных горизонталей пласта и рельефа, которые можно представить себе проходящими здесь.

Описанный выше способ построения выхода пласта может быть применен лишь в тех случаях, когда азимут простирания и угол падения пласта в пределах данного участка не изменяются (поверхность пласта представляет собой плоскость).

При изменяющихся азимутах простирания и углах падения горизонталы пласта будут иметь вид не прямых линий, а изогнутых в соответствии с изменением азимута простирания, а расстояние между горизонталями пласта будет изменяться соответственно изменению величины заложения.

Построение выхода изогнутого пласта приблизительно может быть проведено следующим образом. Допустим, что в трех точках А, Б, В (рис. 23) измерены разные элементы залегания одного и того же пласта. Откладывая на направлениях падения отрезки, равные величине заложения пласта при соответствующих углах падения, проведем горизонталы пласта (перенумерованные для каждой точки) ломаными или (лучше) кривыми линиями, соединяющимися на линиях каждого направления. Получив приближенные общие горизонталы пласта (пунктирные линии на рис. 23), наметим точки пересечения их с одноименными горизонталями рельефа, через которые и пройдет приближенная линия выхода пласта.

Следует иметь в виду, что построение выхода пласта приходится делать только на картах крупного масштаба, обычно не мельче 1 : 50 000, на участках с относительно выдержанными элементами залегания.

В каждом частном случае надо посмотреть, стоит ли строить точно выход пласта, или достаточно несколько отклонить его на глаз, сообразно рельефу, что обычно и делается при съемках масштаба 1 : 200 000—1 : 100 000 и довольно часто также и масштаба 1 : 50 000.

На карте с изображением линии выхода пласта на поверхность (см. рис. 22) хорошо видна одна характерная особенность в форме этой линии. Она изогнута так, что образует сравнительно резкие

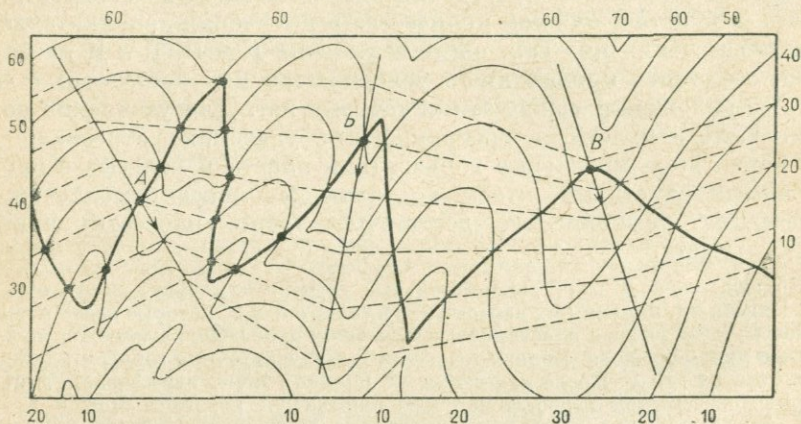


Рис. 23. Построение выхода слабо изогнутого по простиранию пласта с меняющимися углами падения (по Веберу)

углы в самой низкой точке выхода (точка П) и в самой высокой (точка Р). Вершина угла, лежащего в самой низкой точке, направлена по падению пласта, а в самой высокой — в направлении его восстания.

Это положение сохраняется во всех случаях, причем в случае падения пласта против склона, а также в случае падения пласта в сторону склона, но круче последнего, вершины углов, лежащих в самых низких точках, окажутся в долинах, а вершины углов, лежащих в самых высоких точках, — на водоразделах. В случае падения пласта в сторону склона, но положе последнего, возникают обратные соотношения: вершины углов, лежащих в самых низких точках, окажутся на водораздельных грядах, а вершины углов, лежащих в самых высоких точках, — в долинах. Это необходимо ясно представлять себе, чтобы не ошибаться в определении направления падения слоев по кривой линии выхода их на поверхности.

Можно также пользоваться простым приемом, устраняющим возможность ошибок при определении направления наклона пласта

по кривой линии выхода его в зависимости от рельефа. На кривой линии выхода берется отрезок ее, например В — Г на рис. 22, для которого рассматривается положение его концов: точка В выше, чем точка Г, следовательно, отрезок наклонен от В к Г, и наклон пласта соответственно направлен в эту же сторону, а не наоборот.

§ 43. Изображение наклонно залегающих слоев на геологической карте и разрезах. На рис. 24 приведена геологическая карта с изображением наклонно залегающих слоев. Из рисунка видно, что такие слои при нормальном их залегании падают под более молодые, что легко проверить, построив разрез по линии А — Б.

При построении разрезов наклонно залегающих слоев необходимо учитывать все сказанное относительно построения разрезов в § 6.

При изображении наклонно залегающих слоев на разрезах необходимо учитывать ориентировку линии разреза относительно элементов залегания, соотношения горизонтального и вертикального масштабов разреза, мощность слоев и форму рельефа.

Если направить разрез по линии падения, угол падения слоев и мощности их на таком разрезе будут истинными, в разрезах, направление которых совпадает с простиранием слоев, слои будут иметь горизонтальное положение, а мощности окажутся преувеличенными тем больше, чем круче падают слои.

При косом расположении разреза относительно направления падения угол наклона слоев на разрезе будет иметь промежуточное значение между  $0^\circ$  и истинным углом падения. Мощность слоев на таких разрезах окажется больше истинной. Нахождение угла наклона слоев в косом разрезе производится путем соответствующего построения (см. § 40, рис. 18, а) или по таблицам и номограммам.

При увеличении вертикального масштаба разреза по отношению к горизонтальному, углы наклона слоев меняются и становятся больше истинных, а изображение положения слоев будет не действительным, а искаженным. Новые увеличенные углы падения слоев могут быть определены построением (см. § 40, рис. 18, б) или по таблицам и номограммам.

Если разрез с увеличенным вертикальным масштабом строится по косому направлению относительно направления падения, вначале

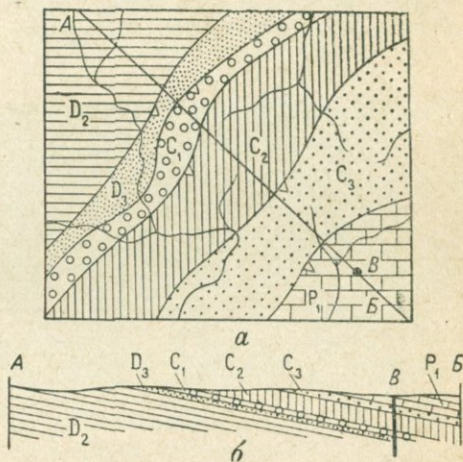


Рис. 24. Изображение наклонно залегающих слоев на геологической карте и в разрезе (по Михайлову)

вычисляют измененный угол для косо́го разреза; полученное значение угла пересчитывают для разреза с увеличенным вертикальным масштабом.

Рельеф на разрезах с увеличенным вертикальным масштабом также строится искаженным.

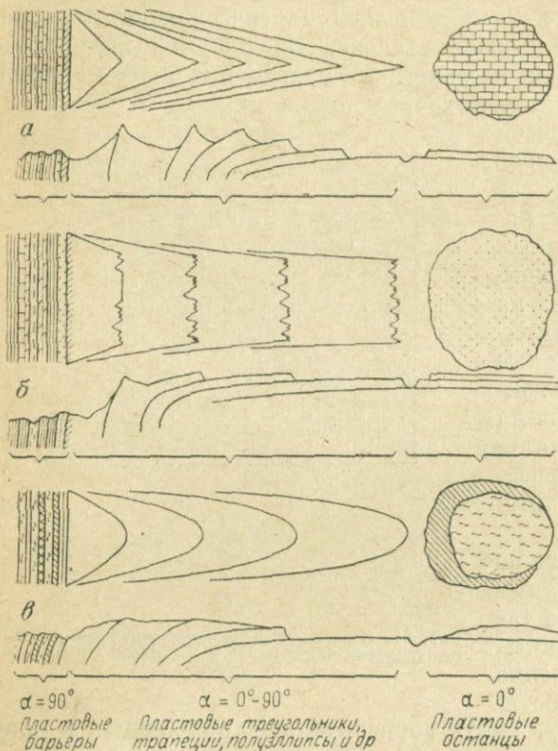


Рис. 25. Формы пластовых фигур в зависимости от угла падения пластов и их конфигурация в зависимости от формы рельефа (по Мирошниченко)

а — пластовые треугольники; б — пластовые трапеции; в — пластовые полуэллипсы

Необходимо иметь в виду, что на разрезах с увеличенным вертикальным масштабом искажаются не только углы падения слоев, но и их мощность.

**§ 44. Изображение наклонно залегающих слоев на аэрофотоснимках.** При наклонном залегании и выравненном слабо расчлененном рельефе границы слоев на аэроснимках вытягиваются по простиранию, что обычно позволяет без затруднений составить представление об общем простирании слоев. Определить углы падения, часто даже направление падения, в этих условиях бывает весьма затруднительно, а нередко и невозможно. Резко расчлененный рельеф, наоборот, создает благоприятные условия для выявления всех элементов залегания.

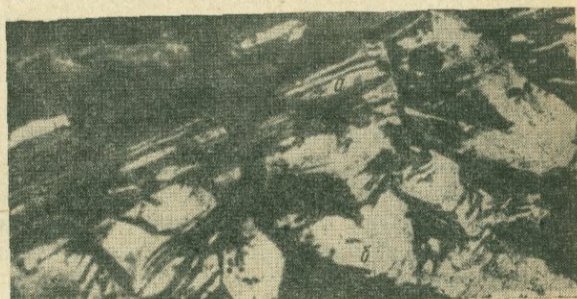
Элементы залегания слоев определяются на аэроснимках по пластовым фигурам, которые образуются при врезании гидрографи-

ческой сети в наклонные слои в результате размыва этих слоев (рис. 25). Размеры и формы пластовых фигур определяются сложностью мезо- и микрорельефа, а также величиной угла падения пласта. На сглаженных водоразделах выходы пластов обычно фиксируются в виде плавно изгибающихся дуг. Чем уже такие водоразделы, тем дуги сильнее сжимаются, приобретая форму *пластовых полуэллипсов* или *пластовых трапеций*, а в области развития узких острых водораздельных гребней — форму *пластовых треугольников*.

В зависимости от величины угла падения отпрепарированные в рельефе и хорошо видимые на аэроснимке пластовые фигуры заметно меняют свою конфигурацию. Это позволяет при геологическом дешифрировании, не прибегая к специальным измерениям

Рис. 26. Аэрофотоснимок наклонных слоев (по Михайлову)

а — круто наклоненные слои; б — полого наклоненные слои



на приборах, определять приблизительно углы падения слоев по пластовым фигурам, расположенным вблизи главной точки аэроснимка. Так, при вертикальном залегании выходы более крепких пластов будут иметь форму прямолинейных *пластовых барьеров*, переходя по мере вышоложивания пластов в *пластовые трапеции*, *полуэллипсы* и *треугольники*. При одной и той же относительной высоте пластовых фигур длина их увеличивается пропорционально уменьшению угла падения пластов. Таким образом, чем длиннее *пластовые треугольники* или *трапеции*, расположенные в центральной части аэроснимка, тем меньше угол падения слагающих пластов. При горизонтальном и очень пологом падении пластов в расчлененном районе наиболее крепкие из них образуют в рельефе различной формы почти горизонтальные площадки — *пластовые останцы*.

На рис. 26 хорошо видно, как пластовые фигуры изменяются от прямых форм барьеров при крутом падении слоев в точке *а* до вытянутых *пластовых треугольников* в точке *б* при пологом падении. В промежутке между точками *а* и *б* видны *пластовые треугольники* менее вытянутые, более широкоугольные, соответствующие более крутым углам падения. Пласты на склоне могут выходить один из-под другого, напоподобие кровельной черепицы. Направление падения в пластовой фигуре на водораздельных грядах обычно идет от вершины ее к основанию.

Следует помнить, что при падении пластов в сторону склона под углом более пологим, чем угол склона, направление падения будет обратным, т. е. от основания пластовой фигуры к ее вершине (см. рис. 21 и § 42).

## Глава IX. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФИЗИКИ И МЕХАНИКИ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 45. Деформации и напряжения. Теории деформации и разрушения твердых тел разрабатываются физикой, механикой и некоторыми областями техники.

Механика деформаций горных пород в земной коре, в результате которых формируются геологические структуры, находится в начальной стадии изучения. Совершенно не изучены еще основы процесса упругих и пластических деформаций больших объемов неоднородных кристаллических масс земной коры в течение продолжительных отрезков времени. В настоящее время возможны лишь самые общие представления о качественной стороне этого процесса, которые основаны на данных, имеющих весьма далекое подобие тому, что происходит в условиях и масштабах земной коры. Для того чтобы ориентироваться в этих представлениях, необходимо располагать элементарными сведениями о явлениях деформации в механике.

Деформацией называется изменение формы и объема тела, возникшее в результате приложения к нему внешних воздействий (внешних сил, температуры и др.) и связанное с изменением относительного положения частиц тела вследствие их перемещения. Это изменение может привести к разрушению тела, разрывам его. Деформация представляет собой результат изменения межатомных расстояний и перегруппировки блоков атомов и обычно сопровождается изменением величин межатомных сил, мерой которого является упругое напряжение. Деформации твердых тел в связи со структурными особенностями последних изучаются физикой твердого тела, а движения и напряжения в деформируемых твердых телах — теорией упругости и пластичности, т. е. механикой. Вопросы деформируемости и прочности твердых тел в связи с характером действующих на них нагрузок изучаются специальной наукой, выделившейся из механики, — сопротивлением материалов.

В зависимости от направления действующих на тело внешних сил, уравновешенных таким образом, что тело не получает поступательного или вращательного движения, оно находится под различными типами нагрузок. Простейшими разновидностями нагрузок являются нагрузки сжимающие, растягивающие, сдвигающие (срезывающие, скальвающие), изгибающие и скручивающие, которые вызывают соответственно деформации: *сжатия, растяжения, сдвига (среза, скальвания), изгиба, кручения* (рис. 27).

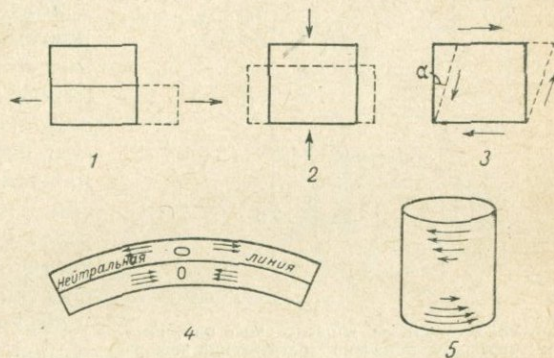
Если перейти к элементарным, ничтожно малым объемам тела, то в соответствии с теорией упругости любую сложную комбинацию

деформирующих сил, приложенных к телу в любых направлениях, можно свести к действию только сжимающих или растягивающих сил разной величины, ориентированных по трем взаимноперпендикулярным направлениям, именуемым *главными осями напряжений*.

*Деформации* разделяются на *упругие*, *пластические* и *разрывные* (разрушения). *Упругими деформациями* называются такие изменения формы и объема тела, которые исчезают после удаления вызвавших их сил. Эти деформации связаны лишь с упругими искажениями решетки атомов и наблюдаются пока величина внешних сил не превысила известного предела.

Рис. 27. Простые виды нагружения грузов и деформаций:

1 — растяжение; 2 — сжатие; 3 — сдвиг; 4 — изгиб; 5 — кручение; сплошные линии — исходная форма; пунктир — изменение формы под действием сил. На рисунке видно, что при изгибе одновременно возникают силы растяжения и силы сжатия



Если же внешние силы перешли этот предел, но не разрушили тела, то после их удаления форма и объем тела не восстанавливаются в первоначальном виде; оставшиеся разности формы и объема тела представляют собой *остаточные деформации* и деформация тогда называется *пластической*. Эта деформация в кристаллических телах связана с необратимыми перемещениями одних слоев кристаллической решетки относительно других. При удалении внешних сил сместившиеся слои атомов сохраняют свое положение благодаря установлению нового равновесного состояния.

Простейшим способом пластической деформации в кристаллическом веществе является *трансляция* — скольжение одного слоя кристаллической решетки относительно другого. Частный случай трансляции представляет образование в кристаллических зернах двойников. В этих случаях говорят о *внутризеренной* пластической деформации (межатомной или межмолекулярной). Деформация может осуществляться также путем вращения зерен (например, кристаллов), составляющих тело — *межзеренная* пластическая деформация.

Другим путем пластической деформации может являться массовое *новообразование минералов* в теле, подвергающемся воздействию внешних сил. Сложный механизм такой деформации, по-видимому, имеет в своей основе явление, близкое к трансляции, но только много более крупноразмерное, так называемое *ламинарное скольжение*.

Вдоль плоскостей ламинарного скольжения развиваются новые минералы, часто имеющие пластинчатую или таблитчатую форму. Другим типом новообразования минералов является *грануляция* — распадение крупных кристаллов (например кварца) на агрегат более мелких, часто приобретающих при этом закономерную ориентировку.

В тех случаях, когда остаточные деформации сопровождаются разрушением тела (возникновение трещин, раздробление на части), имеет место *разрывная* деформация.

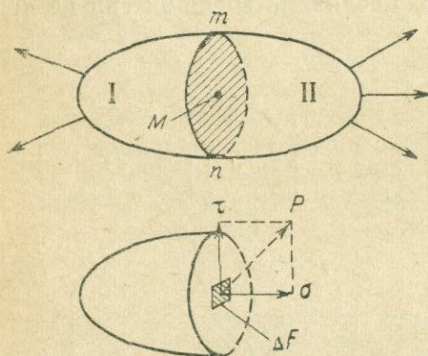


Рис. 28. Нормальное и касательное напряжения: стрелками показано направление деформирующих сил

В деформируемых телах под действием внешних сил возникают *дополнительные внутренние силы* (силы взаимодействия между частицами тела), *сопровождаящие деформацию* тел. Эти внутренние силы сопротивляются стремлению внешних сил изменить форму или объем тела, или отделить одну его часть от другой. Они стремятся восстановить прежнюю форму и объем деформированного тела. Мерой этих сил, как это уже отмечалось, является напряжение.

Чтобы численно охарактеризовать степень воздействия внешних сил на деформированное тело, необходимо измерить и вычислить величину внутренних межзатомных сил, возникших в результате деформации. Для этого пользуются так называемым методом сечений.

В теле, находящемся под воздействием внешних сил, намечают сечение  $mn$ , в котором около данной точки  $M$  (рис. 28) определяют величину равнодействующей силы  $\Delta P$ , приходящейся на малую площадку  $\Delta F$ , выделенную около этой точки. Отношение  $\frac{\Delta P}{\Delta F}$  называют средним напряжением в точке  $M$  на площадке

$\Delta F$ . Переходя к пределу ( $\Delta F \rightarrow 0$ ) получают  $p = \frac{dP}{dF}$ , что и называют полным напряжением в точке  $M$  по данному сечению. Составляющие полного напряжения по нормали к сечению ( $\sigma$ ) и по касательной к нему ( $\tau$ ) являются нормальным и касательными напряжениями, они связаны с  $p$  соотношением  $p^2 = \sigma^2 + \tau^2$  и графически могут строиться по правилу параллелограмма. Касательное напряжение иногда называют тангенциальным, скальвающим, срезывающим.

Через одну и ту же точку тела можно провести целый ряд сечений, разделяющих тело различным образом на две части. Величина и направление напряжений, передающихся в рассматриваемой точке от одной части к другой, будут различными в зависимости от того, как проведено сечение.

Так, например, если сечения расположены перпендикулярно к оси растяжения (направлению действующих внешних сил) — нормальные напряжения ( $\sigma$ ) будут наибольшими, становясь полными (общими), тогда как касательные напряжения ( $\tau$ ) в этом случае отсутствуют (см. рис. 28). На площадках (сечениях), параллельных той же оси, отсутствуют как нормальные, так и касательные напряжения, а на площадках промежуточных положений нормальные и касательные напряжения присутствуют совместно, но в разных взаимных соотношениях.

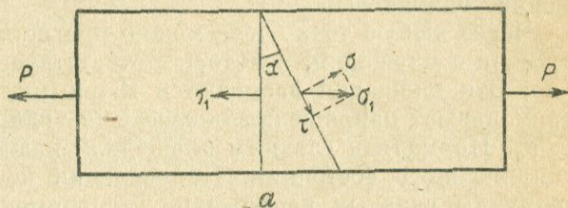
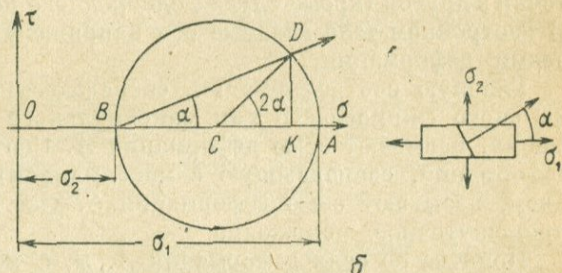


Рис. 29. Напряженное состояние:

а — линейное; (одноосное);  
б — плоскостное (двуосное)



Таким образом, нельзя говорить о напряжении, не указывая сечения, через которое происходит передача этого напряжения. Внутренняя сила взаимодействия, приходящаяся на единицу площади, выделенную у какой либо точки сечения  $mn$ , и является напряжением в этой точке по проведенному сечению.

Так как напряжение представляет собой силу, приходящуюся на единицу площади, то оно измеряется в  $кг/см^2$ ,  $кг/мм^2$ ,  $т/см^2$ ,  $т/м^2$  и т. д.

**§ 46. Напряженное состояние деформируемых тел.** Когда тело находится под действием уравновешенных внешних сил, при установившемся упругом равновесии всех его частиц, говорят о *напряженном состоянии тела*. Например, в стержне, к концам которого приложены две противоположно направленные вдоль оси силы (рис. 29, а), после некоторой деформации растяжения устанавливается напряженное состояние, называемое *линейным* или *одноосным*. При действии на тело сил, вызывающих растяжение (или сжатие) в двух взаимно перпендикулярных направлениях, возникает *плоское напряженное состояние*; при действии произвольно направленных сил — *трехосное*, иначе *пространственное напряженное состояние*.

Напряженное состояние в точке обычно определяется так называемым *тензором напряжений*, т. е. совокупностью напряжений, действующих на гранях бесконечно малого параллелепипеда, выделенного около данной точки.

Если напряжения во всех взаимно-параллельных площадках, проведенных через различные точки тела, одинаковы, то напряженное состояние называется *однородным*. Применительно к элементарному кубику с бесконечно малыми расстояниями между параллельными его гранями можно считать, что действующие на них напряжения одинаковы.

Через любую точку тела можно провести три взаимно перпендикулярные площадки, в которых отсутствуют касательные напряжения. Эти площадки называются *главными*, а действующие на них нормальные напряжения — *главными* напряжениями:  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ . Нормали к главным площадкам называются *главными осями* напряженного состояния. Направления последних, так же как и величины главных напряжений, непрерывно изменяются от одной точки к другой (кроме случая однородного напряженного состояния). В изотропном теле главные оси напряжений совпадают с главными осями деформации.

Главную ось деформации, совпадающую с направлением минимального сжимающего или максимального растягивающего напряжения, называют осью деформации *A*. Соответственно главную ось деформации, совпадающую с максимальным сжимающим напряжением, называют осью деформации *C*. Ось деформации *B* занимает промежуточное положение.

Понятие об осях деформации *A*, *B*, *C* используется при анализе явлений деформации, комбинируясь иногда, для наглядности, с представлением об эллипсоиде (ромбе) деформации.

При линейном (одноосном) напряженном состоянии (в рассматриваемом случае — растяжении) величина нормального напряжения на любой площадке, составляющей с поперечным сечением угол  $\alpha$  (см. рис. 29, а), определяется формулой:

$$\sigma = \frac{\sigma_1}{2} (1 + \cos 2\alpha),$$

а величина касательного напряжения будет равна

$$\tau = -\frac{\sigma_1}{2} \sin 2\alpha.$$

Максимальное касательное напряжение будет наблюдаться при  $\alpha = 45^\circ$ , т. е. оно приурочено к площадкам, находящимся под углом  $45^\circ$  к оси растяжения. Оно связано с размером максимального напряжения следующим образом:

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_{\max}}{2}$$

Плоские (двухосные) напряженные состояния и объемные (трехосные, пространственные, общие), в любом произвольно взятом сечении, удобно определять, пользуясь круговой диаграммой Мора. Значения нормальных и касательных напряжений откладывается соответственно на осях абсцисс и ординат пря-

моугольных координат (рис. 29, б). Сжимающие напряжения принимаются за отрицательные и откладываются влево от нуля, а растягивающие принимаются за положительные и откладываются направо от нуля. Отрезки  $OA$  и  $OB$  изображают на оси  $\sigma$  в определенном масштабе величины напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ . На отрезке  $BA = \sigma_1 - \sigma_2$  строится, как на диаметре с центром  $C$ , круг, являющийся кругом напряжений Мора. Тогда для нахождения величины нормального напряжения  $\sigma_\alpha$  и касательного напряжения  $\tau_\alpha$  в сечении, нормаль к которому составляет с наибольшим напряжением  $\sigma_1$  угол  $\alpha$ , надо построить при точке  $C$  центральный угол  $2\alpha$ , откладывая его значения от оси  $\sigma$  по часовой стрелке при отрицательном значении  $\sigma_1$  и против часовой стрелки при положительном значении  $\sigma_1$ .

Точка  $D$  круга напряжений будет соответствовать выбранной площадке; ее координаты  $OK$  и  $DK$  соответственно равны  $\sigma_\alpha$  и  $\tau_\alpha$ ; максимальное касательное напряжение в этом случае будет

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}.$$

Для общего случая пространственного напряжения состояния точки тела верны следующие положения, вытекающие из рассмотрения диаграммы Мора: 1) большее (главное) напряжение  $\sigma_1$  больше всех остальных, меньшее —  $\sigma_2$  — меньше остальных; 2) максимальное касательное напряжение ( $\tau_{\max}$ ) равно алгебраической полуразности большего и меньшего напряжений  $\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}\right)$  и расположено в плоскости, делящей пополам прямой угол между двумя главными плоскостями.

При  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$  любая площадка, проходящая через точку тела, является главной (диаграмма Мора превращается в точку  $C$ ) и во всех площадках существует одинаковое нормальное напряжение, называемое *гидростатическим* или *всесторонним сжатием* (или *растяжением*).

Напряженное состояние тела зависит от характера нагружения его внешними силами. Таким образом, напряженное состояние различно в случаях нагрузок, вызывающих изгиб, кручение, сдвиг, растяжение или сжатие. При совместном действии этих нагрузок возникает *сложно-напряженное состояние* тела. В этом случае величина напряженности оценивается интенсивностью касательного напряжения.

Во всех рассмотренных случаях предполагалось, что мы имеем дело с однородной деформацией в изотропном теле. В геологической обстановке мы встречаемся всегда с анизотропными средами и с неоднородной деформацией. Главные напряжения здесь распределены сложно и от места к месту меняются как по величине, так и по направлению. С течением времени расположение напряжений также меняется, меняются и механические свойства пород, испытывающих значительные плоские деформации.

Последние обстоятельства вносят очень большие осложнения в механическую интерпретацию наблюдаемых в природе деформаций горных пород. Приведенные выше рассуждения становятся справедливыми только для отдельных малых объемов породы, в пределах которых деформацию можно считать однородной. Для полного механического анализа необходимо было бы определить положение главных осей напряжения для каждого небольшого объема горной

породы отдельно и учитывать изменение положения тех же осей во времени в процессе деформации.

Совокупность всех напряжений, существующих в деформируемом теле, называется в тектофизике *полем напряжений*.

**§ 47. Общий процесс деформации и ее формы.** При возрастании приложенных к телу внешних сил (нагрузок) оно вначале реагирует на это упругой деформацией. При дальнейшем повышении нагрузки упругая деформация переходит в пластическую, а последняя сменяется разрушением тела — разрывной деформацией.

Эти три вида деформации в природе обычно не встречаются самостоятельно, они имеют смешанный, комплексный характер, представляя

как совокупность накладывающихся друг на друга двух или трех видов деформации.

Состояния вещества тел при переходах от одного вида деформации к другому называют критическими или предельными; им соответствуют перегибы или характерные точки на кривых диаграмм деформирования — диаграмм зависимости между напряжениями и деформациями (рис. 30).

Для большинства случаев на участке от  $O$  до  $A$ , где действует

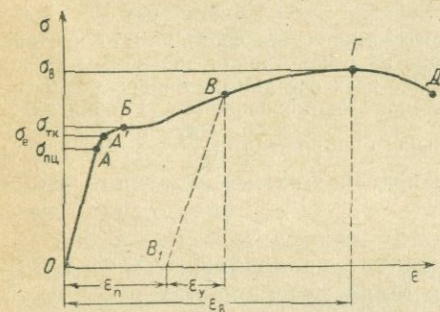


Рис. 30. Зависимость между напряжениями и деформациями при растяжении

упругая деформация, ее величина пропорциональна напряжениям, возникающим в теле, что выражается законом Гука:  $\sigma = \epsilon \xi$ , где  $\sigma$  — напряжение;  $\xi$  — деформация;  $E$  — константа — постоянный для данного материала коэффициент пропорциональности — модуль упругости, или модуль Юнга. Закон Гука справедлив до некоторого напряжения  $\sigma_{пц}$ , соответствующего точке  $A$  и называемого *пределом пропорциональности*. При увеличении напряжений до величины *предела упругости*  $\sigma_e$  (точка  $A_1$ ) деформации еще остаются упругими, хотя для ряда материалов и не пропорциональными напряжениям. При дальнейшем возрастании нагрузки деформации становятся упруго-пластическими, т. е. при удалении внешних сил часть полученной под нагрузкой деформации оказывается остаточной. По достижении напряжениями некоторой величины  $\sigma_{тк}$ , называемой *пределом текучести* (точка  $B$  на диаграмме), пластические деформации некоторых материалов начинают резко возрастать при почти неизменной величине напряжений (так наз. площадка текучести). На части процесса растяжения пластическая деформация распределяется по всему стержню равномерно. Сопротивление пластической деформации характеризуется как величиной  $\sigma_{тк}$ , так и последующим участком кривой зависимости между напряжениями и деформациями. Диаграмма  $\sigma - \xi$  свидетельствует о росте сопротивления деформированию за пределом текучести; максимум сопротивления находится

в точке  $\Gamma$  при напряжении  $\sigma_B$ , называемом пределом прочности (временным сопротивлением разрыву). Удлинение  $\sigma_B$  является предельным значением равномерной деформации материала. При дальнейшем растяжении на стержне обычно появляется местное сужение в форме шейки; здесь сосредотачивается дальнейшая деформация вплоть до разрыва (точка  $D$ ). Если на какой либо стадии растяжения, например в точке  $B$ , произвести разгрузку, то соответствующая линия представится прямой  $BB_1$ , параллельной линии нагружения ( $OA$ ) в пределах пропорциональности. При разгрузке удаляется упругая деформация  $\sigma_y$  и остается пластическая деформация  $\xi_{п.}$  Одни материалы дают при растяжении образцов перед разрушением значительные пластические деформации; такие материалы характеризуются как *пластичные*. Другие материалы почти не дают пластических деформаций в обычных условиях; они характеризуются как *хрупкие*. Применительно к таким материалам диаграммы растяжения и сжатия не имеют выраженного перехода к области пластических деформаций, которые, если возникают, то составляют незначительную величину. Сопротивление пластическим деформациям и разрушению, проявление хрупкости, пластичности зависит и от характера напряжений, действующих на элемент материала (соотношение касательных и нормальных напряжений, знаки последних), и от условий деформирования — его скорости, температуры, влияния среды.

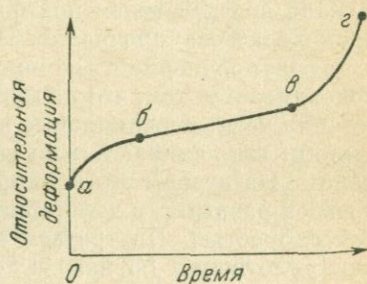


Рис. 31. Первичная кривая ползучести

Рассмотренный общий процесс деформации осложняется рядом явлений, возникающих в этом процессе и придающих его течению, на отдельных его стадиях, дополнительные особенности.

Как уже отмечалось, механизм пластической деформации состоит в том, что упругая деформация, вызванная той или иной нагрузкой, постепенно закрепляется путем перераспределения частиц в теле и принятия ими нового равновесного расположения. При этом напряжения, возникшие в процессе деформации, постепенно падают до величины, отвечающей пределу упругости. Это рассасывание напряжений называется *релаксацией*. Явление релаксации обуславливает возможность сохранения достигнутых размеров деформации при уменьшении действующей нагрузки. Скорость релаксации зависит от вязкости тела. При малой вязкости релаксация развивается быстрее, чем при большой. С релаксацией связано явление, называемое *ползучестью*, которое заключается в том, что тело получает способность деформироваться непрерывно (увеличивать свою пластическую деформацию) после того как внешние силы превысили некоторый минимум и остались постоянными, а температура является достаточно высокой. Другими словами, ползучесть представляет

собой пластическую деформацию при постоянном напряжении при достаточно длительном времени и достаточно высокой температуре. Зависимость между нарастающей пластической деформацией и временем характеризуется «первичной кривой ползучести» (рис. 31). Кривая делится на три участка: *ab* — затухающей скорости ползучести; *bc* — установившейся (равномерной) скорости и *cg* — нарастающей скорости; последний участок заканчивается разрушением материала в точке *g*. Участок *Oa* представляет деформацию (в основном упругую) в момент нагружения. Участки *ab*, *bc* и *cg*, соответствующие пластической деформации, носят название первого, второго и третьего этапов ползучести. Объясняется ползучесть тем, что в ходе пластической деформации происходит упрочнение, вследствие чего дальнейшая пластическая деформация должна была бы прекратиться. Однако под действием повышенной температуры с течением времени происходит разупрочнение. На первом этапе упрочнение преобладает над разупрочнением. В поликристаллических материалах это обуславливается тем, что напряжения в отдельных кристаллах каждого сечения тела, неодинаковые в момент нагружения, вследствие анизотропии, выравниваются по сечению в процессе пластической деформации. На втором этапе скорости упрочнения и разупрочнения становятся равными, и деформация протекает с приблизительно постоянной скоростью. На третьем этапе, часто начинающемся с образования уплотнения (шейки) в теле или с уменьшения живого сечения в связи с образованием трещин (первоначальное возникновение которых относится обычно еще ко второму этапу), напряжение в ответственных местах быстро увеличивается, что приводит к ускорению деформации и разрушению. Известно и другое объяснение процесса ползучести, когда она рассматривается как простое течение материала, вызываемое относительным перемещением атомов и молекул.

Релаксация и ползучесть по существу отражают один процесс, заключающийся в постепенном уменьшении интенсивности внутренних сил упругости, возникших в теле при приложении нагрузки в связи с развитием пластических деформаций, которое происходит достаточно медленно.

Релаксация и ползучесть играют в геологической обстановке исключительно важную роль, обеспечивая возможность медленного развития в течение миллионов лет крупных пластических деформаций в земной коре под воздействием не слишком больших усилий.

Способность тела деформироваться при его определенных механических свойствах, зависит от ряда условий. Такими условиями в первую очередь являются: характер внешних сил, температура, растворы, всестороннее (гидростатическое) давление, скорость деформации.

Характер внешних сил определяет соотношение касательных и нормальных напряжений, знаки последних. В частности, для пластической деформации сжимающие силы более выгодны, чем растягивающие (сжимаемое тело менее хрупко, чем растягиваемое).

Повышение температуры ведет к увеличению пластичности твердых тел. С высокой температурой связана ползучесть. Повышает пластичность твердых тел (горных пород) также действие растворов и водяных паров. В присутствии жидкой или газовой-жидкой фазы в деформируемых породах особенно энергично происходит перекристаллизация или растворение одних минералов и образование новых.

Всестороннее давление, с одной стороны, повышает сопротивление тела пластической деформации — для достижения одинаковой деформации при большем всестороннем давлении требуются большие напряжения; с другой стороны, увеличивает способность их длительно деформироваться пластически без разрушения. Например, известняк при атмосферном давлении испытывает только упругие деформации и ломается сейчас же за пределом упругости, не успев подвергнуться даже малозаметной пластической деформации. При всестороннем давлении в 10 000 атм тот же брусок известняка пластически растягивается на 50% своей первоначальной длины.

Скорость деформации при увеличении ведет к снижению пластичности (увеличивает хрупкость). Понижение скорости деформации повышает пластичность (текучесть, ползучесть).

Вообще в геологической обстановке на свойства горных пород наибольшее влияние, по-видимому, оказывает фактор времени. Именно он, надо полагать, преобразует явления релаксации, текучести и ползучести в условиях земной коры таким образом, что твердые и хрупкие в обычных условиях песчаники и известняки оказываются способными пластично изгибаться в весьма сложные складчатые комплексы.

**§ 48. Формы разрывных деформаций.** Всякая деформация, при условии, что напряжения достигли необходимой величины, отвечающей пределу прочности данного тела, завершается разрушением тела, т. е. последним этапом деформации — разрывной деформацией.

Выделяются два основных типа разрушения (рис. 32): отрыв и скалывание (срез). *Отрыв* вызывается нормальными растягивающими напряжениями, когда эти напряжения достигли некоторой критической величины (предела прочности). Он выражается в образовании трещины, перпендикулярной к главной оси растяжения (рис. 32, а). *Скалывание* определяется касательными напряжениями и выражается в образовании трещин, ориентированных в направлении максимальных касательных напряжений. Последние наблюдаются на площадках под углом  $45^\circ$  к оси растяжения — сжатия.

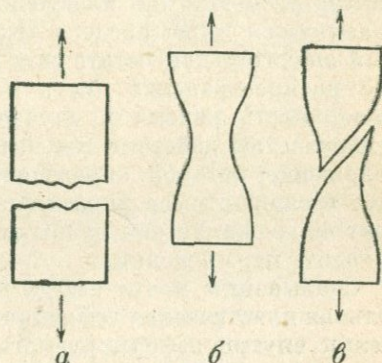


Рис. 32. Разрывные деформации.  
 а — образование трещин отрыва;  
 б — образование шейки;  
 в — образование трещины скалывания

Однако совпадение трещин скалывания с теоретическим направлением максимальных касательных напряжений наблюдается редко. Обычно угол между трещинами скалывания и осью главных сжимающих напряжений бывает меньше. Это отклонение связано с различием теоретически идеального состава и строения горных пород и их реального выражения.

Отрыв не связан непосредственно с пластической деформацией (которая вызывается не нормальными, а касательными напряжениями); он часто происходит непосредственно вслед за упругой деформацией ниже предела текучести, представляя в этом случае *хрупкий отрыв*. Большое значение для характера отрыва имеет, как видно, фактор времени. Для пластичных материалов сопротивление отрыву оказывается выше предела текучести. *Вязкий отрыв*, сопровождаемый значительной остаточной деформацией, должен особенно широкое распространение иметь в глубинных условиях земной коры. Поверхность излома в случае отрыва большей частью совпадает с плоскостью действия максимальных растягивающих напряжений, положение которой определяется видом напряженного состояния. Для трещин отрыва характерны неровные зазубренные бока. В момент образования они открыты (зияют), в это время по ним не происходит перемещений.

Скалыванию почти всегда предшествует более или менее значительная пластическая деформация, сущность которой состоит в скольжении внутри деформируемого тела в направлении максимальных касательных (скалывающих, срезывающих) напряжений. В противоположность отрыву при скалывании редко происходит хрупкий разрыв; обычно имеет место вязкий разрыв, часто с образованием шейки (рис. 32, б, в). Бока трещин скалывания обычно ровные, притертые в результате некоторых перемещений вдоль трещин.

Сколь-нибудь значительные по протяженности трещины отрыва и скалывания обычно не образуются все целиком одновременно. Вначале возникают мелкие «зародышевые» трещины в различных частях деформируемого тела, затем они, постепенно разрастаясь, сливаются в одну общую трещину.

Следует иметь в виду, что часто строгого разграничения между явлениями отрыва и скалывания провести нельзя. Изучение их показывает, что в плоскости действия наибольших касательных напряжений перед разрушением появляются трещины, направление которых указывает на участие в их образовании нормальных напряжений. В одном и том же сечении часто комбинируются участки отрыва и участки скалывания. Это характерно для случаев сложно-напряженного состояния.

§ 49. Складки и их элементы. Складками называются волнообразные изгибы в слоистых толщах, образующиеся при пластических деформациях горных пород. Совокупность складок составляет складчатость, складчатую структуру.

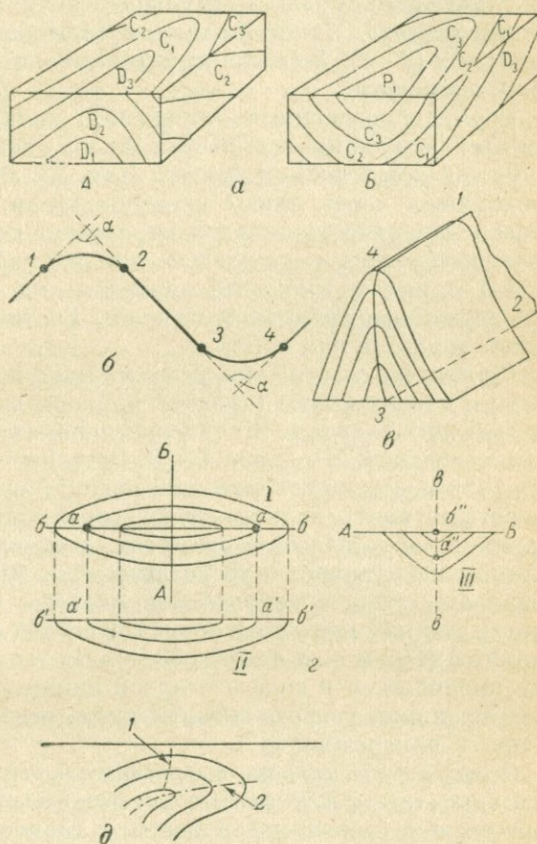


Рис. 33. Складки и их элементы.  
 а — антиклинальная (А) и синклинальная (В) складки;  
 б — крылья и замки складок;  
 в — осевая поверхность складки;  
 г — осевые линии складки: I — в плане; II — в продольном разрезе; III — в поперечном разрезе  
 д — гребень складки: 1 — след гребневой поверхности; 2 — след осевой поверхности

Среди складок выделяются две основные разновидности: антиклинальные и синклинальные складки (рис. 33, а). Антиклинальными складками (антиклиналями) называются изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы относительно их краевых, периферических частей. В синклинальных складках (синклиналях) центральные их части сложены породами более молодыми по сравнению с породами, слагающими их краевые части.

\* В геологической литературе, особенно в старой, складчатые формы иногда именуется *пликативными* (от *plicatus* — лат. — складчатый).

В складке выделяются следующие элементы (рис. 33, б). Часть складки в месте перегиба слоев называется *замком*, или *ядром* (1—2; 3—4). При этом термин «ядро складки» употребляется при характеристике пород, слагающих центральные части складок, как это делалось перед этим при характеристике антиклинальной и синклиналиной складок. При описании формы перегиба слоев используется термин «замок». В случае антиклинали иногда говорят «свод», «седло», а в случае синклинали — «мульда», заменяя этими терминами общий термин «замок». Части складок, примыкающие к замку, называются крыльями (2—3). У смежных антиклинали и синклинали одно крыло является общим.

Угол, образованный линиями, являющимися продолжением крыльев складки, называется *углом складки* ( $\alpha$ ).

*Осевой поверхностью складки* (рис. 33, в) называется поверхность, проходящая через линии перегиба слоев, составляющих складку. Осевая поверхность складки определяет положение других важных элементов складки, служащих для их анализа: шарнира складки, осевой линии в горизонтальном сечении складки и осевой линии в поперечно-вертикальном сечении. Соотношение этих трех осевых линий показано на рис. 33, г.

*Шарниром складки* называется линия пересечения осевой поверхности с поверхностью (кровлей или подошвой) любого из слоев, составляющих складку. Шарнир расположен в складке по линии перегиба слоев в ней (4—1; рис. 33, в). Он характеризует положение складки вдоль ее осевой поверхности, погружение или воздымание складки в соответствии с волнистостью (ундуляцией) шарнира. Положение шарнира определяется азимутом погружения (или воздымания) и углом погружения (или воздымания). Шарнир погружается в направлении расположения более молодых слоев. На геологических картах шарнир выходит в точках перегиба слоев в складке по осевой линии ее (точки  $a$ ,  $a$  на рис. 33, г). На геологических разрезах шарнир проявляется в виде изогнутой линии (точки  $a'$ ,  $a'$  на рис. 33, г) на продольном разрезе складки вдоль осевой поверхности, и в виде точки на поперечном ( $a''$ ).

*Осевой линией складки в горизонтальном сечении* или, как ее часто называют, *осевой линией складки*, или *осью складки* \* является линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью \*\*. Осевая линия складки представляет собой проекцию шарнира по осевой поверхности на горизонтальную плоскость (б—б). Она характеризует ориентировку складки в плане, ее простирание. Положение осевой линии определяется азимутом ее простирания. На геоло-

\* Следует иметь в виду, что в старой геологической литературе всегда, а в новой иногда под осью складки понимается то, что выше изложено под названием «шарнир».

\*\* Иногда в литературе говорится о линии пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа, что является менее приемлемым, так как при наклонной складке линия пересечения осевой поверхности с рельефом получит изгибы, не имеющие отношения к конфигурации складки в плане, которую осевая линия должна отражать, определяя простирание складки.

логической карте осевая линия складки устанавливается путем соединения точек, расположенных в местах перегиба слоев (в центре замка складки). На разрезах положение осевой линии определяется горизонтальной линией ( $b' - b'$ ) на продольном и точкой ( $b''$ ) на поперечном.

*Осевая линия в поперечно-вертикальном сечении* представляет собой линию пересечения осевой поверхности с плоскостью этого сечения ( $e - e$  на рис. 33,  $г$ ). Она характеризует ориентировку складки в поперечном сечении. В зависимости от ее положения мы говорим о складках прямых, наклонных, лежащих.

Рассмотренные осевые линии позволяют нам представить себе складку как трехмерное тело в пространстве, что весьма существенно для ее геометрического анализа. Можно было бы сказать, что эти три линии являются своеобразными координатами, определяющими ориентировку складки в пространстве.

Может иметь место ряд сечений в складке, отличающихся от горизонтального и поперечно-вертикального, и линии пересечения с ними осевой поверхности будут представлять собой осевые линии в этих сечениях. С такими сечениями в ряде случаев приходится иметь дело в геологоразведочной практике.

В антиклинальных складках точка перегиба слоя по осевой поверхности является самой высокой точкой этого слоя в складке. Иногда антиклинальная складка может получить такое положение (рис. 33,  $д$ ), когда точка перегиба слоя в складке окажется гипсометрически ниже некоторых других точек этого слоя на крыле складки. Самая высокая из этих точек обозначит положение так называемого *гребня складки*. Поверхность, проходящая через такие точки нескольких слоев, будет представлять собой *гребневую поверхность*. Представление о гребне и гребневых элементах в антиклинальных складках имеет особое значение в районе с жидкими и газообразными полезными ископаемыми, которые обычно сосредоточиваются в наиболее высоких частях складок.

Размеры складок характеризуются высотой, шириной и длиной их (см. § 55).

**§ 50. Морфологическая классификация складок.** По морфологическим различиям складки, помимо разделения их на антиклинальные и синклинальные, могут по некоторым признакам дать ряд разновидностей.

По соотношению крыльев складок и форме их замка могут быть выделены:

1) *обычные, или нормальные складки* (рис. 34,  $а$ ) с падением крыльев в различные стороны и острым ( $< 90^\circ$ ) или тупым ( $> 90^\circ$ ) углом складки;

2) *изоклинные складки* (рис. 34,  $б$ ) с параллельным расположением крыльев и острой или плавно округлой формой замка;

3) *веерообразные складки* (рис. 34,  $в$ ) с веерообразным положением крыльев и округлой формы замком. Ядра их в присводовых участках

могут оказаться пережатыми, т. е. отделенными от остальных частей складки;

4) *сундучные* (или *коробчатые*) *складки* (рис. 34, *г*) с широкими плоскими замками и крутыми крыльями;

5) *гребневидные* (антиклинальные) и *килевидные* (синклинальные) *складки* (рис. 34, *г*), обычно располагающиеся соответственно между сундучными синклиналями или антиклиналями и имеющие крутые крылья и острые углы замков.

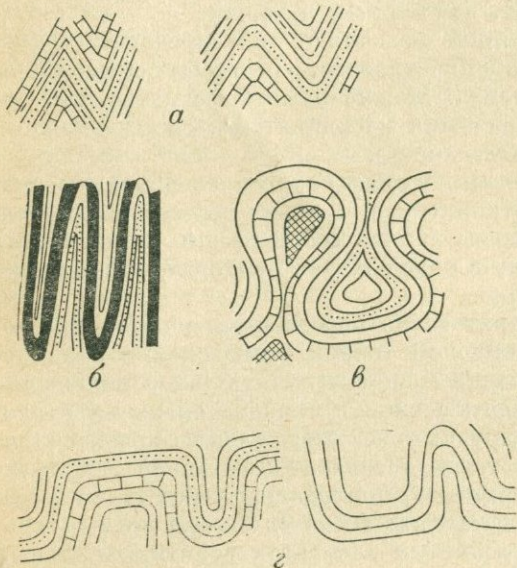


Рис. 34. Разновидности складок по соотношению крыльев и форме замка

5) *перевернутые*, или *ныряющие* — такие складки, в которых осевая поверхность перешла горизонтальное положение и получила обратный наклон (рис. 35, *д*). В этих очень редких случаях замки антиклинальных складок (*А*) по залеганию слоев приобретают видимость синклинальных (по форме вместо сводов получаются мульды), а замки синклинальных складок (*С*) приобретают видимость антиклинальных. Особенно это наглядно выступает, если на крыльях ныряющей или лежачей складки образуются дополнительные складки (рис. 35, *е*).

Такие соотношения, если исходить из того, что антиклинальные складки выпуклы, а синклинальные — вогнуты, определяют возможность ложных представлений о наименовании складок. В определенном сечении веерообразных складок возможны такие соотношения падения крыльев, при которых антиклинальную складку можно принять за синклинальную и наоборот. Такие затруд-

По наклону осевой поверхности (осевой линии в поперечном сечении) и крыльев можно различать складки:

1) *прямые* — осевая поверхность вертикальна и оба крыла наклонены примерно симметрично (рисунки 35, *а*);

2) *наклонные* — осевая поверхность наклонена, а крылья асимметричны (рисунки 35, *б*);

3) *опрокинутые* — наклонные складки, одно крыло которых подвернуто и слои в нем оказались в перевернутом залегании (рис. 35, *в*);

4) *лежачие* — осевая поверхность складки горизонтальна (рис. 35, *г*);

нения возникают и в случае изоклинальных складок как прямых, так и наклонных, когда не видны их замки.

Для решения вопроса во всех этих случаях следует помнить, что ядра антиклинальных складок сложены относительно более древними породами, чем крылья, а синклинальных — более молодыми.

По соотношению мощностей слоев на крыльях в сводах складок выделяются:

1) *подобные складки* (рис. 36, а), у которых мощность слоев на крыльях меньше мощности в сводах, а форма замка не меняется с глубиной; в природе имеют широкое распространение;

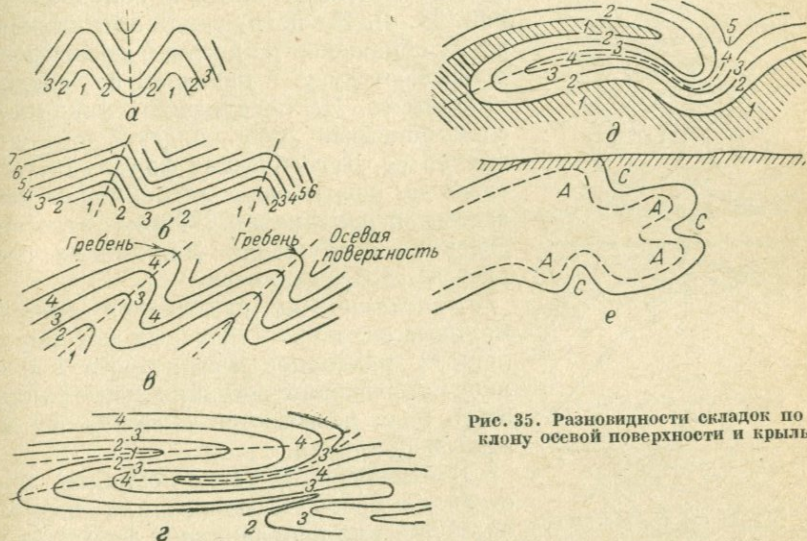


Рис. 35. Разновидности складок по наклону осевой поверхности и крыльев

2) *концентрические* (или параллельные) *складки* (рис. 36, б) с одинаковой мощностью слоев в своде и на крыльях; они быстро выполаживаются вверх и вниз по разрезу; имеют ограниченное распространение в природе;

3) *антиклинальные складки с пониженными мощностями слоев в замках складок* (рис. 36, в); для них характерно увеличение угла падения на крыльях с глубиной;

4) *синклинальные складки с повышенными мощностями слоев в замках* (рис. 36, г); они сопряжены с антиклинальными складками предыдущего типа.

Поскольку среди складок имеется много морфологических разновидностей, характеристика их обычно бывает сложной; в ней приходится отражать различные их особенности. Так, например, складка может быть веерообразной и одновременно наклонной, или остроугольной и одновременно наклонной и т. п.

По соотношению длины складок и их ширины различают:

- 1) *линейные* — такие складки, у которых отношение длины к ширине больше трех;
- 2) складки, у которых это отношение меньше, называются *брахискладками* (брахиантиклиналями и брахисинклиналями).

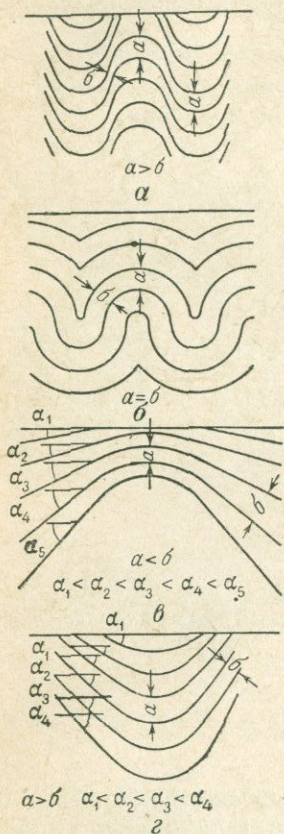


Рис. 36. Разновидности складок по соотношению мощностей слоев на крыльях и в сводах складок

на фоне общего пологого залегания (рис. 37). У флексур в вертикальных разрезах выделяются следующие элементы (рис. 37, а): верхнее или поднятое крыло (АВ), нижнее или опущенное крыло (ВГ), смыкающее крыло (БВ), угол наклона смыкающего крыла ( $\alpha$ ), вертикальная амплитуда смыкающего крыла ( $a$ ).

Флексуры в толщах с наклонным залеганием могут быть согласными и несогласными. В согласных флексурах все крылья наклонены в одну сторону, в несогласных — верхнее и нижнее крылья наклонены в одну сторону, а смыкающее — в противоположную.

Простираение как линейных складок, так и брахискладок не обязательно бывает прямолинейным; встречаются складки дугообразно изогнутые и даже извилистые.

В областях погружения как линейных, так и брахискладок возникают особые формы залегания слоев в складках (см. рис. 33, а). На погружении антиклиналей слои, обнажаясь на дневной поверхности, описывают дугу с падением во внешние стороны ее. На погружении синклиналей слои, описывая дугу, падают по кривой внутрь ее. Дугообразная форма залегания слоев на погружении антиклинали называется *периклиналию*. Форма залегания слоев на погружении синклинали называется *центриклиналию*.

*Куполовидными* называются антиклинальные складки, у которых нет определенных признаков вытянутости в каком либо направлении; синклинальные складки этого вида называются *чашевидными*, или *мульдообразными*.

В отдельности такие складки представляют собой в плане или поднятие округлой или неправильной формы — купол, или прогиб аналогичных очертаний — чашу (мульду).

§ 51. **Флексуры.** *Флексурами* называются коленчатые изгибы в слоистых толщах; выражены они обычно наклонным положением слоев на узком участке при общем их почти горизонтальном залегании или более крутым падением слоев

Изгиб наклонных слоев в горизонтальной плоскости называют *горизонтальной флексурой* (по горизонтальному положению смыкающего крыла).

Флексуры имеют различные формы и размеры и весьма широко распространены на платформах в осадочном чехле, где они при незначительных наклонах крыльев прослеживаются в длину на

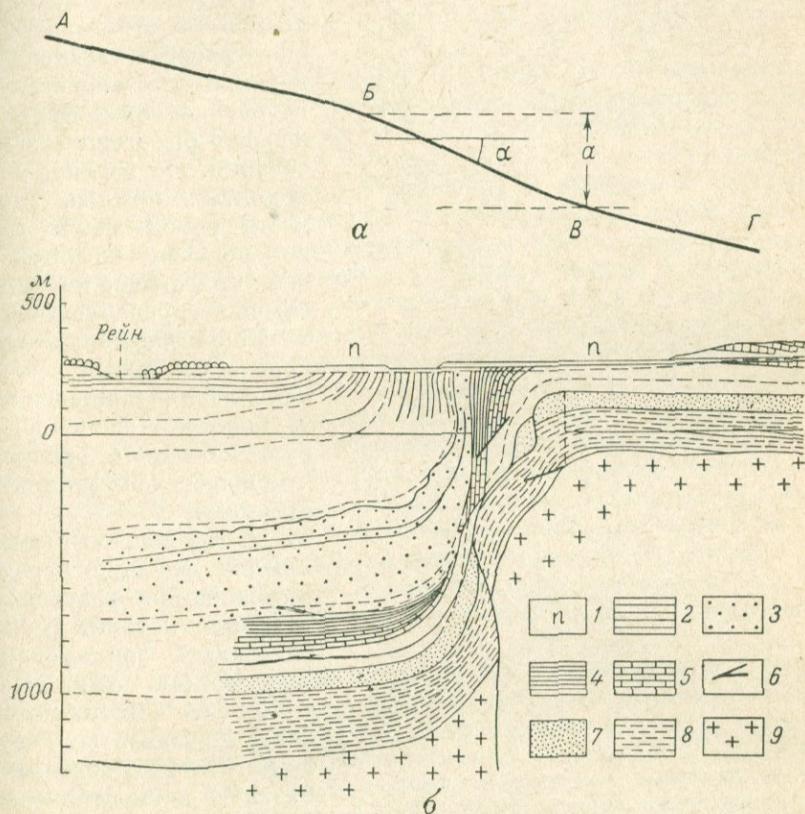


Рис. 37. Флексуры.

*a* — схема строения флексур;  
*b* — флексура в долине Рейна (по А. Гейму): 1 — аллювиальные террасы; 2 — третичные;  
 3 — юра; 4 — верхний триас; 5 — средний триас; 6 — ангидрит и гипс; 7 — нижний триас;  
 8 — пермь; 9 — породы кристаллического фундамента

десятки километров, а вертикальная амплитуда их составляет десятки и сотни метров. Флексуры осложняют строение крыльев синеклиз и особенно широко развиты по окраинам платформ. В складчатых областях флексуры возникают на крыльях складок, имея меньшую протяженность и значительно более крутые углы наклона их крыльев. Обычны здесь горизонтальные и близкие к ним флексуры.

Флексуры могут формироваться на фоне процессов осадконакопления (конседиментационно). Такие флексуры (рис. 37, б) могут

характеризоваться резким различием мощностей и фаций на их крыльях. На опущенных крыльях тогда отмечаются наиболее полные стратиграфические разрезы с наибольшими мощностями и тонкообломочными фациями. На смыкающих крыльях мощности пород наименьшие с выпадением отдельных членов стратиграфического разреза. Смыкающим крыльям свойственны грубообломочные фации и нередко рифогенные образования. На верхних приподнятых крыльях мощности пород значительно меньше чем на опущенных. Слагающие их фации обычно грубообломочные.

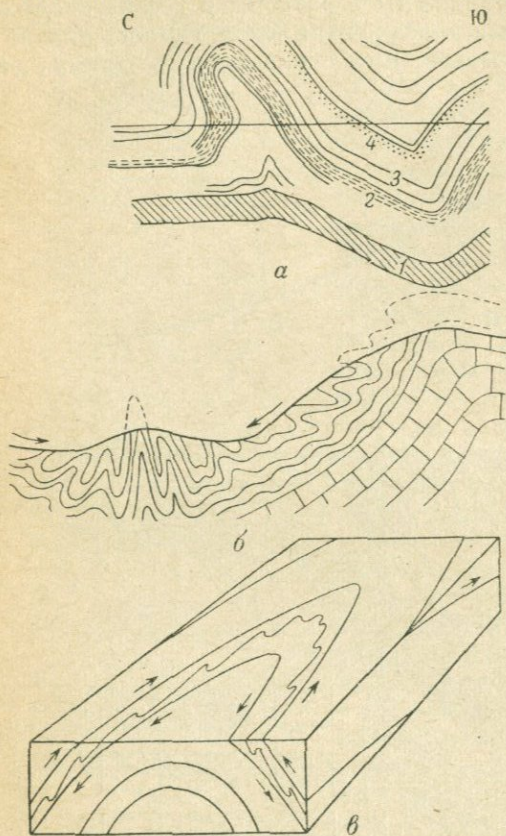


Рис. 38. Дисгармоничные складчатые формы.

а — концентрические и подобные формы складок в различных слоях (по Ситтеру);  
 б — резкая дисгармоничность верхней части стратиграфического разреза и нижней (по Белостоцкому); в верхней части наблюдается сгуживание гравитационных складок к осевой части;  
 в — схема складок волочения (по Невину). Стрелки показывают направления движения непластичных слоев

могут флексуры формироваться и позже осадконакопления (постседиментационно). Такие флексуры не имеют различий в мощностях и фациях на крыльях.

На глубине смыкающие крылья флексур нередко осложняются разрывами, развитие которых может определять формирование флексур (см. рис. 37, б).

§ 52. Дисгармоничность в складчатых структурах. Складки волочения. Развитие концентрических или подобных складок дает нам примеры гармоничной складчатости, когда вся толща изгибается в каком-либо складчатые формы, общие для этой толщи.

Развитие концентрических или подобных складок дает нам примеры гармоничной складчатости, когда вся толща изгибается в какие-либо складчатые формы, общие для этой толщи.

В разрезах толщ различного состава концентрические складки на одном уровне могут сменяться подобными складками на другом и наоборот. Это дает дисгармоничные складчатые структуры.

Дисгармоничной складчатостью называется сочетание одновременных по возникновению и различных по форме складок, развитых в разнородных по составу слоистых породах. Так на рис. 38, а видно как пласты 2, 3 и 4 смяты независимо от пласта 1, который

весьма слабо отражает подобную антиклиналь в верхних слоях, образуя концентрические складки.

На практике часто приходится сталкиваться с проявлениями дисгармоничности в толщах различного состава, когда формы складчатости одной части стратиграфического разреза могут значительно отличаться в своих проявлениях от складчатых форм другой части стратиграфического разреза (рис. 38, б). Наиболее часто дисгармоничные складки возникают при процессах диапиризма и гравитационных перемещениях.

Весьма наглядным примером дисгармоничности являются *складки волочения*, которые образуются в слоях пластичных пород (глины, филлиты), заключенных между слоями жестких. Эти мелкие складки образуются в крыльях более крупных (рис. 38, в) за счет межслоевого проскальзывания, которое приводит к волочению материала более пластичного слоя вслед за перемещающимся более жестким верхним слоем. Складки волочения всегда асимметричны и осевые поверхности их опрокидываются в сторону замков антиклиналей больших складок. В плане осевые линии складок волочения субпараллельны осевым линиям крупных складок. Установлено закономерное чередование в складках волочения длинных и коротких крыльев, которое определяет наличие правого и левого рисунка в морфологии складок волочения. Если, находясь на длинном крыле, смотреть вдоль пласта в направлении погружения складки, то при правом рисунке смежные длинные крылья смещаются вправо, а при левом рисунке — влево. Так, например, левое крыло антиклинали на рис. 38, в характеризуется правым рисунком как в разрезе, так и в плане; правое крыло характеризуется левым рисунком.

Смена правого рисунка на левый или левого на правый означает переход из одного крыла крупной складки в другое, противоположное.

Положение осевых поверхностей складок волочения и характер рисунка их крыльев позволяет ориентироваться в характере складок при опрокинутом залегании, что особенно важно, когда слоистые толщи, участвующие в строении складок, оказываются «немыми», т. е. не содержат остатков фауны или флоры.

Имеются указания (Биллингс, 1949; Николаев, 1957) на то, что в некоторых особых условиях рисунок крыльев складок волочения меняется на обратный. Такие складки называют *складками течения*. Их связывают с явлениями сдавливания в сводах крупных складок, на фоне которых развиваются складки волочения. Складки волочения особенно складки течения, характерны для метаморфических толщ.

§ 53. Соляные купола и диапировые структуры. В ряде районов развития структур пологих изгибов (главным образом в районах так называемых краевых прогибов — промежуточных, переходных областей между областями платформенного и областями геосинклинального развития) в разрез осадочных отложений включаются пласты солей. В этих случаях обычно возникают своеобразные

структуры, определяемые ультрапластическими свойствами соли. Часто в таких случаях говорят о «соляной тектонике», проявления которой обстоятельно рассмотрены Ю. А. Косыгиным (1960).

Как правило, внутри пластов соли возникает внутрислоевое движение вещества, которое приводит к пloyчатости, гофрировке тонких прослоев внутри общей массы соли. В толщах переслаивания соли и нормальных осадочных пород развиваются структуры с более резкими и крутыми изгибами, чем в соседних толщах нормальных осадочных пород, т. е. широко развиваются явления *дисгармонии* структур, когда пачки с пластическими прослоями оказываются более сложно смятыми в сравнении с пачками нормальных осадочных пород.

Обычно наблюдается перемещение вещества соленосных толщ в своды структур пологих изгибов.

В простейших случаях имеет место перемещение пластического вещества соленосной толщи в своды пологих антиклинальных структур (брахиантиклинали, купола) с линзовидным раздувом пласта соленосной толщи в ядрах этих структур и формированием соляных складок (куполов), примером чего является Ельское соляное поднятие в Припятском прогибе Днепровско-Донецкой синеклизы. В Ельской структуре (прослеженной до 55 км в длину) соль образует вздутие, в центре которого мощность на 20—30% больше, чем на крыльях.

В других случаях сосредоточение соленосных масс в ядрах пологих антиклинальных структур ведет к образованию соляных массивов различной, часто штокообразной формы. Эти массивы протыкают слои надсоленосной толщи, образуя формы, известные под названием соляных диапиров, диапировых складок (от греческого «диапиро» — пронзаю, протыкаю).

Классическим примером соляного диапира является, например, Роменская структура Днепровско-Донецкой впадины (рис. 39, а), хорошо изученная благодаря достаточно густой сети скважин. Соленосная толща, как и в предыдущем примере, девонского возраста, сосредоточившись в ядре купола, протыкает вышележащие толщи и образует диапировый соляной купол. Вершина купола и частично бока его окружены образованиями, известными под названием *кепрок*, т. е. «каменная шляпа». Кепрок может быть первичным, когда представляет собой верхнюю (обычно гипс-ангидритовую) часть соленосного комплекса. Кепрок оказывается *вторичным*, когда он образуется путем подземного выщелачивания вершины и боков соляного массива, «слизывания» их на уровне грунтовых вод. В таких условиях происходит накопление над соляным массивом плохо растворимого материала, входившего в состав соленосной толщи в виде включений, прослоев или прожилков. Мощность кепрока в этом случае будет тем больше, чем больший объем соли растворен и чем больше содержалось в ней плохо растворимого материала. Растворение вершины соляного массива может вызвать проседание вышележащих надсолевых пород с возникновением *мульд обрушения*

или оседания. Эти мульды состоят из прогнувшихся или опустившихся по разрывам надсолевых слоев и более молодых накоплений, заполнивших карстовые оседания в рельефе.

Почти плоскую и почти горизонтальную поверхность соляного массива, образовавшуюся в результате подземного его размыва, называют *соляным зеркалом*. Неравномерная нагрузка кепрока на

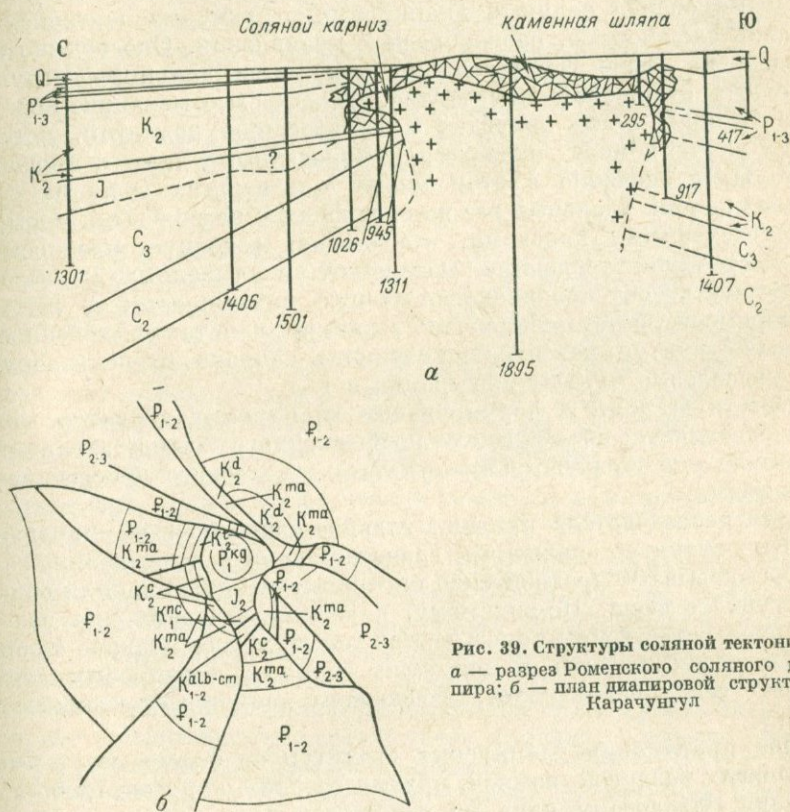


Рис. 39. Структуры соляной тектоники: а — разрез Роменского соляного диапира; б — план диапировой структуры Карачунгул

соляное зеркало ведет к перераспределению соли на вершине соляного массива и к образованию форм *вторичной соляной тектоники*, к числу которых принадлежат *соляные шипы*, представляющие собой небольшие соляные штоки, *соляные ребра*, *соляные карнизы*, появляющиеся в результате бокового выдавливания соли из-под кепрока, и т. д.

Соляные купола, включая и диапировые формы, могут быть *закрытыми*, когда их вершина находится в коренных породах (перекрывается надсолевыми породами), или *открытыми*, когда соляной массив или кепрок выходят на поверхность и перекрываются лишь четвертичными наносами.

Иногда соляные массы используют разрывы (например, соляная структура Флорешти в Румынии и др.), по которым соль перемещается в верхние горизонты, образуя пережимы и раздувы.

Разрывы часто рассекают диапировые структуры, образуя иногда сложную сетку, когда говорят о структуре «разбитой тарелки» или «черепаховой структуре», примером чего может явиться диапировая структура Карачунгул Прикаспийской впадины (рис. 39, б).

Формирование соляных диапировых структур характеризуется большой сложностью, разнообразием проявлений. Оно обычно происходит на фоне формирования конседиментационных структур осадочных отложений многофазно. Иногда само механическое действие соляных масс приводит к образованию поднятий, которые в этих случаях могут оказаться приуроченными даже к прогибам.

Большое значение в этом имеют три важных свойства соли: 1) более низкий удельный вес по сравнению с надсолевыми нормальными осадочными породами, что создает основную предпосылку для постоянной тенденции медленного всплывания; 2) высокая пластичность, обуславливающая общую подвижность; 3) высокая растворимость, с которой связано возникновение таких особенностей соляных структур, как плоские вершины, кепроки, брекчии обрушения, надсолевые мульды проседания и т. д.

Известную роль в формировании диапировых структур может играть увеличение объема гипсов по сравнению с объемом ангидритов, из которых они образуются в результате химического присоединения к ним воды.

Одни исследователи придают главное значение в формировании соляных структур явлениям гравитационного всплывания соли. Другие оказывают предпочтение тектоническим деформациям общего структурного фона. По-видимому, в разных условиях для разных форм преимущественным оказывается то или другое. Однако в общей картине возникновения и развития соляных диапировых структур, по всей вероятности, решающим является тектонический фактор.

Ядра протыкания диапировых структур по форме могут иметь вид пологих раздувов, языков, крутых гребней, конусов, цилиндров и колонн. Интересны ядра протыкания в виде колонн, имеющих несколько километров в высоту при диаметре в несколько сот метров. Такие структуры распространены вдоль побережья Мексиканского залива (Техас, Луизиана, Миссисипи).

В районах соляной тектоники с диапировыми формами выделяется три комплекса пород, отличающихся особенностями залегания. Ведущим является средний комплекс соленосных толщ, своей активностью определяющий диапировые формы. Выше располагается надсолевой комплекс, в той или иной степени приподнятый, изогнутый и разорванный. Ниже — подсолевой комплекс, обычно мало изученный в отношении его особенностей залегания, но, по-видимому, как правило, залегающий спокойно по сравнению с двумя вышележащими.

Помимо соленосных, для формирования диапировых структур иногда аналогичную роль играют толщи глин. Диапировые структуры с глиняным ядром имеют значительно меньшее распространение. Хорошо изучены они на Апшеронском полуострове, где роль пластических масс выполняют майкопские глинистые толщи. С глиняными диапирами иногда (при насыщенности глин водой и газами) бывают связаны грязевые вулканы.

С диапировыми структурами, как соляными, так и глиняными, часто бывают связаны месторождения нефти и газа.

§ 54. Складчатый комплекс и его элементы. Если имеется несколько антиклинальных и синклиналильных складок, можно говорить о складчатом комплексе. Для упрощения рассмотрения такого комплекса мы в дальнейшем будем считать, что он состоит из двух складок противоположного наименования (т. е. антиклинальной и синклиналиной). Следует помнить, что крылья одной складки являются в то же время крыльями двух других складок противоположного наименования. Изображая, например, синклинали, мы тем самым представляем себе наличие двух соседних антиклиналей.

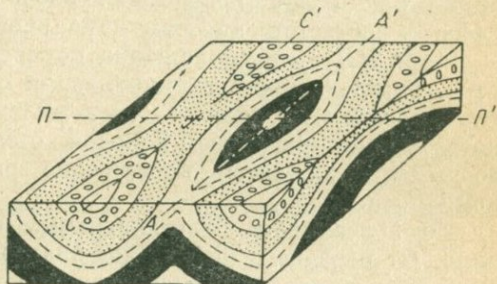


Рис. 40. Блок-диаграмма складчатого комплекса (по Тетяеву)

На блок-диаграммах такого складчатого комплекса (рис. 40) в горизонтальном сечении мы будем видеть то, что изображается на геологической карте; на поперечном вертикальном сечении (передняя стенка на рассматриваемых блок-диаграммах) — то, что изображается на геологических разрезах. Эти горизонтальные и вертикальные срезы в их сочетании позволяют легче представить объемную пространственную структурную картину, которую образует рассматриваемый складчатый комплекс.

В том случае когда шарниры складок складчатого комплекса (а, следовательно, и сами складки) горизонтальны, границы слоев в плане будут представлять собой параллельные прямые линии, расположенные параллельно осевым линиям складок, т. е. в направлении простираения складок.

В случае погружения складки к зрителю (см. рис. 40) границы слоев в горизонтальном сечении в антиклинальных складках дадут расходящиеся от зрителя кривые, тогда как в синклиналиных складках границы слоев будут представлены сходящимися в этом направлении кривыми, которые, сойдясь на осевой линии, образуют замыкание слоев в направлении воздымания шарнира синклинали. Такое замыкание слоев в синклиналиной складке называется центриклиналиным, а получившийся эллиптический контур с падением слоев к центру — центриклиналию.

Если складки будут погружаться от зрителя, то, наоборот, в горизонтальном сечении в синклинали границы слоев будут расходиться в этом направлении, в то время как в антиклинали они будут сходиться, образуя замыкание слоев в направлении погружения антиклинали, называемое периклиналим. Соответственно полученный эллиптический контур с падением слоев от центра называется *периклиналию*.

Общая картина складчатого комплекса при сочетании его погружения с воздыманием в результате поперечного перегиба может быть рассмотрена на блок-диаграмме (см. рис. 40).

В поперечном сечении на передней стенке блок-диаграммы видны две складки: синклиальная и антиклиальная.

В горизонтальном срезе на поверхности блок-диаграммы осевые линии  $CC'$  и  $AA'$  показывают расположение продольных изгибов слоев — соответственно синклиальной и антиклиальной складок, а линия  $PP'$  — расположение поперечного антиклиального перегиба, определяющего в направлении от зрителя вначале (до линии  $PP'$ ) воздымание складчатого комплекса, а затем (за линией  $PP'$ ) погружение. На правой боковой стенке блок-диаграммы видно воздымание, а затем погружение рассматриваемого складчатого комплекса.

На поверхности блок-диаграммы наблюдается следующая картина. От переднего ребра блок-диаграммы, в ее левой части в глубину (т. е. от зрителя), в синклиальной складке, в связи с ее подъемом, границы слоев вначале смыкаются, образуя центриклиналь, и слои по осевой линии  $CC'$  один за другим сменяются все более древними. С приближением к линии поперечного перегиба  $PP'$  границы становятся параллельными друг другу и осевой линии  $CC'$  (на линии  $PP'$  складки, перегибаясь, становятся горизонтальными). Перейдя линию  $PP'$ , границы слоев, в связи с погружением синклинали, начинают расходиться, и по осевой линии  $CO'$  слои сменяются все более молодыми, образуя новую центриклиналь, развернутую в направлении от зрителя.

В антиклиальной складке по ее простиранию контуры слоев располагаются в обратном плане по сравнению с синклиальной складкой. Сначала происходит их расхождение с появлением все более древних (нижних) слоев и образованием периклиального замыкания, развернутого от зрителя. Затем, после перехода линии  $PP'$ , они снова сходятся, образуя новое, обратное, периклиальное замыкание слоев, развернутое в направлении к зрителю. Оба эти противоположно развертывающиеся периклиальные замыкания совместно дают общий эллиптический замкнутый контур поперечного перегиба, внутри которого происходит замыкание границ слоев в форме эллипса, представляющего собой полную периклиналиль.

Из рассмотрения блок-диаграммы могут быть сделаны следующие выводы, характеризующие основные особенности складчатого комплекса (складчатой структуры).

1. Складки (антиклинальные и синклинальные) представляют собой в складчатой структуре *продольные изгибы* (по простиранию осевых поверхностей).

2. Продольные изгибы всегда осложняются *поперечными перегибами* (антиклинальными и синклинальными). Вся сложность конфигурации граничных линий в горизонтальных сечениях складчатых структур и, следовательно, на геологической карте *определяется сочетанием и соотношением* продольных изгибов и поперечных перегибов, которые являются основными элементами складчатого комплекса.

3. Наличие поперечных перегибов вызывает кулисовидное и шахматное расположение полных периклинальных и центриклинальных форм (не складок, а именно этих форм).

4. Периклинальные и центриклинальные замыкания внутри одних и тех же складок могут повторяться неоднократно, благодаря поперечным перегибам складок. Поперечные перегибы складок представляют собой обычное, свойственное складчатости, явление *волнистости (ундуляции) шарниров складок* по простиранию этих складок.

5. Конфигурация границ слоев на поверхности блок-диаграммы характеризует изменение простирания слоев внутри складок. Замкнутость этих контуров (периклиналей и центриклиналей) показывает, что простирание слоя внутри складки может изменяться в пределах от 0 до 360° (при наличии поперечного перегиба складки). Простирание складки при этом (положение осевой линии ее, AA', например) может сохраняться неизменным. Простирание слоев определяется волнистостью шарнира складки в осевой поверхности, простирание складки — волнистостью осевой линии складки в горизонтальной плоскости.

Простирания слоев и складок совпадают на участках горизонтального положения складок, т. е. их шарниров, максимального различия достигая в точках перегиба слоев в погружающихся складках (в точках перегиба на горизонтальных осевых линиях, в точках выхода шарниров), где это различие достигает 90° — здесь на небольших участках простирание слоев и простирание складок взаимно перпендикулярно.

6. Внутри одной и той же складки, по ее простиранию, может быть несколько замкнутых эллиптических контуров слоев (периклиналей или центриклиналей), сопровождающих поперечные перегибы складки, но отнюдь не указывающих на начало или конец складок. Можно говорить о периклинальных или центриклинальных замыканиях слоев в складках, но не о замыкании складок, как это иногда говорится.

Лишь в случае куполовидных форм могут возникнуть такие соотношения, когда периклинальное замыкание слоев в складке совпадает с концом складки, т. е. представляет периклинальное замыкание самой складки, а не только слоев в ней.

7. В зависимости от соотношений между длиной и шириной замкнутого контура какой-либо граничной линии внутри складки,

складки называются *линейными* (длина более чем в три раза превышает ширину), *брахиформными* (длина не более чем в три раза превышает ширину) и *куполовидными* (когда длина примерно равна ширине). Такое разделение является довольно условным, но тем не менее позволяет устанавливать некоторые границы для группировки, классификации складок по их форме в плане. Не следует при таком разделении складок принимать за складки периклинальные или центриклинальные замыкания слоев внутри складок. Внутри одной линейной складки может быть несколько периклиналей или центриклиналей. Обычно соотношение между длиной и шириной в периклиналях и центриклиналях определяется характером волнистости (ундуляции) шарнира в складках. Так, например, если падения шарниров будут иметь углы значительно меньшие, чем углы падения крыльев, мы будем иметь линейные формы. С приближением углов падения шарниров к величинам углов падения крыльев возникают контуры брахискладок. При примерном равенстве углов падения шарниров и крыльев получаем куполовидные формы. В очень редких случаях на шарнирах могут быть углы падения более крутые, чем на крыльях; в этих случаях данный контур периклинали или центриклинали оказывается вытянутым перпендикулярно общему простиранию складки или складчатого комплекса. Иногда в этих случаях говорят о наложении другой складчатости, тогда как это может быть частным случаем положения шарнира в конкретной местной обстановке, т. е. проявлением резкой волнистости шарнира в условиях той же складчатости.

**§ 55. Складки разных порядков.** На геологической карте любого масштаба можно увидеть, что складки имеют различные размеры, в зависимости от которых можно выделить несколько порядков складок. На одной и той же карте обычно удается устанавливать складки 3—5 порядков. Разделение складок по их порядкам лежит в основе любого анализа складчатой структуры. При этом следует иметь в виду, что не существует единой классификации складчатых структур по размерам. Нельзя, определив размеры той или иной складки, сразу отнести ее к определенному (первому, второму и т. д.) порядку). Определение порядка складки в известной степени является условным, относительным, применительно к рассматриваемой карте определенного участка и определенного масштаба. Обычно самые крупные складки на рассматриваемой территории или карте определяются как складки первого порядка, более мелкие — второго и т. д. Взяв другую геологическую карту, иного масштаба, таким же путем можно говорить о складках первого, второго и т. д. порядка, но это будут складки иные, их порядок может не совпадать с порядком складок, рассматривавшихся на первой карте.

Рассмотрение соотношений складок разных порядков в складчатой структуре показывает, что каждая более мелкая складка образуется за счет дополнительного изгибания уже изогнутой кривой поверхности крыла складки более крупных размеров.

Так, например, в поперечном сечении крупной складки (рис. 41, *a*) через точку 1 выступает одна крупная складка первого порядка, в сечении через точку 2 наметится помимо этой крупной уже две дополнительные небольшие складки второго порядка. В сечениях

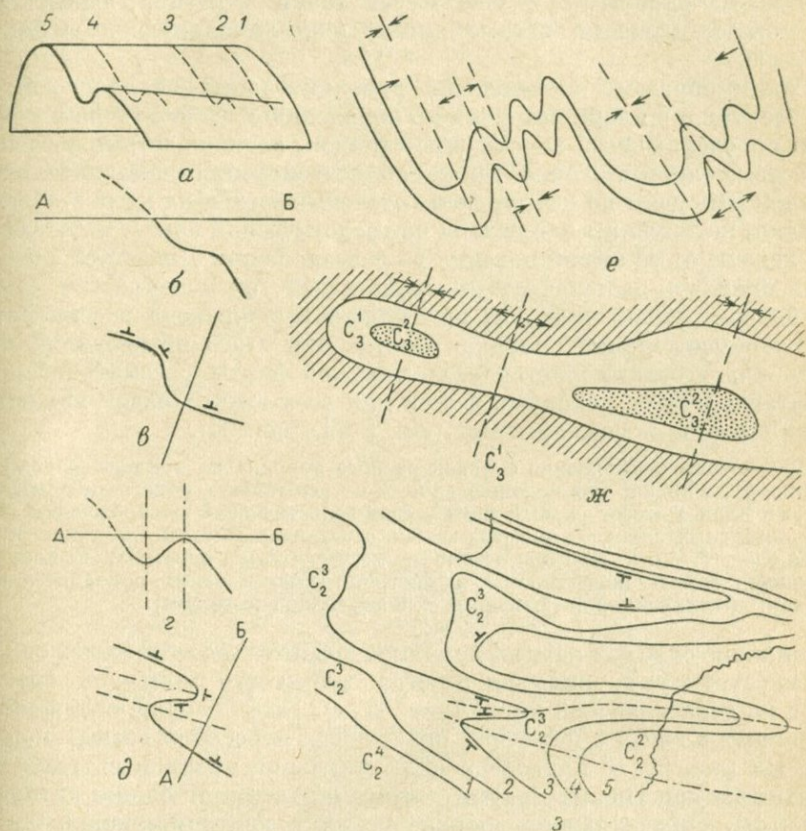


Рис. 41. Соотношения складок разных порядков

- a* — возникновение дополнительных складок на фоне более крупной;  
*б-а* — флексуобразный изгиб в разрезе (*б*) и в плане (*а*);  
*г-д* — изгиб с точками перегиба в разрезе (*г*) и в плане (*д*);  
*е* — зубчатый контур структур, создаваемый продольными изгибами (складками);  
*ж* — осложнение контура складки поперечными перегибами;  
*з* — дополнительные складки на геологической карте (Донбасс)

через точки 3, 4 и 5 складки второго порядка постепенно увеличиваются в своей амплитуде. Так возникают и развиваются более мелкие складки на фоне более крупных. Можно рассмотрение вести наоборот, устанавливая как исчезают, оканчиваются складки. В сечении через точку 5 имеем максимальный размах дополнительных складок. Двигаясь через сечения 4, 3, 2, мы постепенно приходим к зародышевому их состоянию, а от сечения 2 к сечению 1 — к полному их исчезновению.

Можно к этому подойти иначе. На рис. 41, б крыло складки в разрезе по линии *АВ* имеет дополнительный более мелкий изгиб, который является флексуорообразным, но еще не дает дополнительных складок, так как не имеет точек перегиба, что отражает и план (рис. 41, в). Складка на рис. 41, г, д уже имеет точки перегиба, через которые можно провести осевые линии (синклинальную и антиклинальную).

Таким образом, о появлении дополнительных складок как на разрезе, так и в плане мы судим по появлению изгиба с точками перегиба, определяющими зарождение складок, возможность проведения их осевых линий. Точно также об исчезновении дополнительных складок мы судим по исчезновению точек перегиба на изгибе. Любая складка, которую мы наблюдаем на геологической карте, может быть прослежена от ее возникновения до исчезновения. Для этого следует лишь привлечь достаточную площадь изогнутой поверхности крыла той более крупной складки, на которой расположена рассматриваемая дополнительная складка. Иногда для этого потребуются привлечь ряд соседних листов геологической карты рассматриваемого масштаба. Общим исходным фоном для всех этих складок являются антиклинории и синклинории (см. § 99, рис. 96).

Рассмотрим соотношение складок разного порядка на примере Донбасса. На рис. 41, з видно, что подошва слоя 1 не испытывает какого-либо изгиба, подошва слоя 2 имеет слабый изгиб, свидетельствующий о зарождении двух дополнительных складок, которые весьма отчетливое развитие получают к подошве слоев 3, 4 и 5. Проведя осевые линии через точки перегиба, мы получим положение осевых поверхностей, а соответственно и самих дополнительных складок: антиклинальной (южнее) и синклинальной (севернее).

Наличие складок разных порядков значительно осложняет складчатую структуру, вызывая иногда зубчатость контуров границ слоев на геологической карте (рис. 41, е). Еще большие осложнения возникают в связи с наличием поперечных перегибов разных порядков. На рис. 41, ж приведена синклинальная складка с тремя поперечными перегибами (двумя синклинальными и одним антиклинальным), определившими появление двух центральных складок.

Сочетание складок разных порядков с их волнистостью по простиранию, т. е. сочетание продольных изгибов с поперечными перегибами разных порядков, создает чрезвычайно сложную картину конфигурации геологических границ на геологической карте. Прихотливое расположение дополнительных складок разных порядков, а также поперечных перегибов, которые то захватывают несколько складок, то располагаются лишь внутри одной из них, благоприятствует этому осложнению общей картины складчатой структуры.

Для того чтобы разобраться в этой картине, следует сначала выделить складки первого порядка для рассматриваемой территории, затем второго и т. д. То же надо сделать в отношении поперечных перегибов. В результате такого последовательного рассмотрения картина быстро проясняется.

Оперирывая понятиями о складках разных порядков, необходимо свободно ориентироваться в представлениях об их относительных размерах (высота, ширина, длина).

*Высота складки* измеряется величиной отрезка ее осевой линии в поперечном сечении между точками перегиба одной и той же поверхности слоя в смежных антиклинальной и синклиналиной складках одного и того же порядка (рис. 42, а).

*Ширина складки* измеряется кратчайшим расстоянием между осевыми поверхностями соседних складок одного и того же порядка. Ширина складок может измеряться как в поперечном сечении (рис. 42, а), так и в горизонтальном (рис. 42, б). В последнем случае,

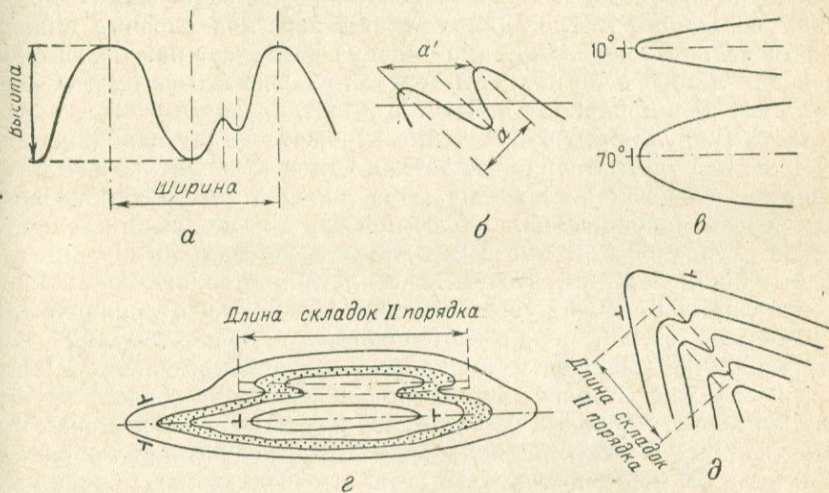


Рис. 42. Размеры складок разных порядков:  
а, б, в — высота и ширина г, д — длина

при наклонных складках, могут быть получены преувеличенные результаты, так как величина  $a'$  не является кратчайшей.

Иногда за ширину складки принимается расстояние между выходом одной и той же поверхности слоя в обоих крыльях складки. При этом упускается из вида, что различная глубина среза приведет к изменению расстояния между границами слоя в обоих крыльях складки. Такое определение ширины складки связано с ошибочным представлением об узких и широких складках на карте. Узкий и широкий контур в плане (рис. 42, в) могут быть получены из одной и той же складки при срезании ее горизонтальной плоскостью при очень пологом погружении шарнира в  $10^\circ$  (узкий контур) и крутом погружении в  $70^\circ$  (широкий контур). Правильное представление о ширине складки будет получаться только в тех случаях, когда мы будем рассматривать ограничивающие ее осевые поверхности соседних складок. Причем всегда следует иметь в виду, что как порядок складок, так и их размеры всегда имеют некоторый относительный,

какой-то средний характер. Если мы начнем рассматривать, скажем, ширину складки по ее простиранию, то она может значительно изменяться. Вблизи своего зарождения складка будет обладать незначительными размерами, резко увеличивая их по простиранию. Размеры характеризуют тот участок, где они получены. На соседнем участке размеры могут быть иными, и с этим приходится считаться.

*Длина складки* \* является важнейшим элементом размеров складки. При одной и той же ширине и высоте складка по длине может отличаться.

Следует признать, что получить правильное представление о длине складок мы сможем лишь в том случае, если за ее длину примем длину ее шарнира, т. е. длину линии перегиба слоев в складке. Действительно, поскольку сама складка возникает как изгиб слоев, имеющий линию перегиба, и исчезает при разворачивании перегиба, постольку длина шарнира на всем его протяжении, с учетом его волнистости (ундуляции), будет точно отражать длину складки.

Чаще нас удовлетворяет не точная длина складки, когда важным является учет волнистости шарнира складки по ее простиранию, а некоторая приближенная, более простая для получения величина. В этих случаях достаточно взять длину осевой линии складки в горизонтальном сечении, что легко сделать по геологической карте. Осевая линия проходит через точки перегиба слоев в складке, продолжаясь до тех пор, пока имеются соответствующие точки перегиба. На рис. 42 даются схемы того, как следует определить на карте длину складок второго порядка, осложняющих более крупные складки первого порядка (длина более крупных складок может быть измерена при рассмотрении большей площади, на которой эти складки выступили бы как дополнительные по отношению к еще более крупным). На рис. 42, *з* показаны дополнительные складки, возникшие на крыле более крупной складки, на рис. 42, *д* — дополнительные складки, возникшие на погружении более крупной антиклинали, на ее периклинали, и образующие как бы разветвление крупной складки, известное под названием виргации.

При этом всегда следует иметь в виду, что обычно величины размеров складок используются для установления относительных порядков структур, а не в их абсолютных выражениях. Так, например, если в рассматриваемом случае (см. рис. 42, *д*) складки второго порядка измеряются, допустим, километрами по длине, то складки первого порядка, очевидно, будут измеряться десятками километров. Это уже дает некоторую картину соотношения величин первого и второго порядка.

**§ 56. Генетическая классификация складок.** Процесс возникновения и развития складок в земной коре весьма сложен и разнообразен.

---

\* В литературе отсутствует сколь-нибудь четкое представление о длине складки. Автор пользуется понятием, выработанным у него в процессе учебной работы.

разен. В настоящее время выяснены далеко не все стороны этого процесса и широким признанием пользуется выделение двух основных групп складчатости: конседиментационной складчатости, развивающейся параллельно с осадконакоплением, и постседиментационной складчатости, возникающей позже образования осадочных толщ и накладывающейся на их конседиментационные формы\*.

*Конседиментационная складчатость.* Характерные признаки, свидетельствующие о конседиментационном развитии некоторых складчатых форм, хорошо устанавливаются на куполовидных структурах. К ним относятся: 1) постепенное увеличение углов падения слоев в крыльях этих структур в более низких стратиграфических горизонтах; 2) уменьшение мощности слоев в направлении от крыльев к своду, доходящее иногда до выклинивания их на своде, с развитием местных угловых несогласий; 3) бóльшая грубозернистость осадка в слоях на своде, чем на крыльях. Не всегда все эти признаки могут встречаться вместе, но каждый из них указывает на конседиментационность развития тех структур, в которых они устанавливаются.

Бóльшая грубозернистость осадков на сводах, уменьшение мощности слоев (и даже выклинивание слоев) на них связано с приближением сводов к уровню действия волн, а в некоторых случаях даже с поднятием их выше уровня воды с соответствующим перераспределением осадка на изогнутой поверхности отложения (§ 23 и 25). При этом на сводах куполов мощность осадков уменьшается, а в межкупольных депрессиях увеличивается за счет сброса материала со сводов. Постепенный рост сводов влечет за собой постепенное наращивание наклона более древних слоев.

Такое развитие характерно для всех конседиментационных форм. Своды конседиментационных структур иногда являются ареной развития таких процессов, которые с несомненностью свидетельствуют о более высоком уровне структур (формирование на них островных угленосных площадей и других континентальных образований, развитие на их окраинах рифовых известняков и др.).

Конседиментационная складчатость дает сравнительно простые формы складок без сколь-нибудь значительной метаморфизации слоев в них (диагенез). В непосредственном своем выражении эти формы наблюдаются на платформах.

*Постседиментационная складчатость.* Постседиментационные структуры обычно развиваются в отложениях, уже деформированных конседиментационной складчатостью. Породы, вовлеченные в постседиментационную складчатость, претерпевают значительный метаморфизм, иногда очень сильный, вплоть до существенного изменения их первичного состава и полной перекристаллизации. Постседиментационная складчатость отличается несравненно большей сложностью и многообразием своих форм, а также многообразием

\* Термины «конседиментационная» и «постседиментационная» складчатости предложены С. С. Шульцем.

причин, обусловивших эти формы. Она характерна для геосинклинальных областей.

К настоящему времени предложено много схем генетической классификации складок, которые непрерывно изменяются под давлением новых поступающих материалов. Ни одна из них не получила общего признания.

Ниже приводятся две из таких классификаций, наиболее полно охватывающих различные типы складок.

Первая из них была предложена В. В. Белоусовым, который выделяет четыре основных типа складчатости: 1) глыбовую, 2) нагнетания, 3) общего смятия и 4) глубинную.

К *глыбовой складчатости* им отнесены *недиапировые прерывистые* (идиоморфные) складки и сундучная (или коробчатая) разновидность *промежуточной складчатости*. Складки эти образуются в результате местных дифференциальных поднятий отдельных небольших участков земной коры. Такие поднятия часто бывают связаны с вертикальным движением отдельных глыб, ограниченных разрывами («штамповые» складки В. В. Бронгулеева).

*Складчатость нагнетания* образуется в результате послойного перемещения материала очень пластичной свиты слоев, залегающей среди других свит, с его оттоком из одних мест и нагнетанием в другие. В тех местах, куда пластичный материал нагнетается, мощность пластичной свиты возрастает, и ее слои нередко сминаются в мелкие складки. Так образуется ядро нагнетания, которое приподнимает вышележащие породы, и в последних образуется антиклинальная складка. Ядро нагнетания может превратиться в ядро протыкания, если его породы, приподымая вышележащий комплекс слоев, разрывают его и проникают в него по образовавшимся разрывам.

К этому типу складчатости относятся диапировые купола, а также гребневидная разновидность *промежуточной складчатости*. Для данного типа складчатости характерно разделение толщи пород на три комплекса. Средний, пластичный, является наиболее активным. Верхний подчиняется в своих движениях и структуре среднему. Подошва среднего комплекса является поверхностью резко выраженной дисгармонии. Нижний комплекс залегаet сравнительно спокойно. Иногда в нем может проявляться глыбовая структура.

Ядра нагнетания и протыкания образуются легче там, где рельеф земной поверхности понижен и где нагрузка на пластичную свиту минимальна (выпучивание на дне долины глины, выжимаемых из-под соседних водоразделов нагрузкой покрывающих пород).

*Складчатость общего смятия* морфологически выражена *полной* (голоморфной) *складчатостью*. Она вызывается местным горизонтальным сжатием некоторой толщи слоев. В качестве одной из причин может оказаться давление на соседние участки приподнятого блока земной коры, расползающегося под влиянием силы тяжести в верхней своей части, а также просто в результате гравитационного стекания материала слоев по склону центрального поднятия. Складки общего смятия возникают также под влиянием раздвигающего воздействия складок нагнетания и глубинных диапиров. Дополнительные усложнения складчатой структуры могут возникать при последовательных движениях блоков земной коры вверх и вниз, когда слои сперва растягиваются, а потом выжудены уместиться на прежней площади (оказываясь слишком длинными) и сминаются в складки; или просто при повторных движениях блоков вверх и вниз.

Все типы складчатости, выделенные В. В. Белоусовым, в конечном итоге связаны с дифференциальными вертикальными движениями блоков земной коры, представляя собой реакцию слоистых толщ земной коры на эти движения.

Глыбовая складчатость лежит в основе и других типов складчатости, в своем чистом виде проявляясь в местах с относительно небольшой мощностью осадочного покрова и с малым размахом вертикальных движений блоков земной коры. Это — условия платформ, некоторых участков передовых и межгорных прогибов с умеренным накоплением осадков, зоны интрагеоантиклиналей.

Складчатость нагнетания требует для своего развития мощных осадочных толщ с серией пластичных пород в их составе и умеренных амплитуд движения блоков. Наиболее благоприятными районами являются передовые и межгорные прогибы с большим накоплением, глубокие синеклизы, области погружения антиклинорий. Ей содействуют разрывы в толще, покрывающей пластичную свиту.

Складчатость общего смятия связана с контрастными движениями блоков, происходящими с большой амплитудой и неоднократно изменяемыми направлениями движения. Такие условия характерны для геосинклиналей и именно для интрагеосинклиналей там, где они наиболее интенсивно прогибаются и потом поднимаются.

Все три типа складчатости, рассмотренные выше, В. В. Белоусовым объединяются в одну группу *поверхностной складчатости*, помимо которой им отмечаются также проявления так называемой *глубинной складчатости*, развитой внутри глубинных диапиров или между гранито-гнейсовыми куполами в зонах глубокого метаморфизма.

Вторая классификация изложена В. Е. Хаиным в переработанном виде (1962) по сравнению с первоначально предложенной в 1954 г.

А. *Глубинные складки*. Разделяются на два подтипа, отвечая глубинной складчатости В. В. Белоусова:

1) *магматогенные складки*. Связаны с механическим воздействием магмы на вмещающие породы. Для наиболее глубоких частей геосинклинальных складчатых сооружений характерна особая разновидность складок данного типа — *гранито-гнейсовые купола*;

2) *метаморфогенные складки*. Возникают в результате увеличения объема пород при их региональном метаморфизме, сопровождающегося течением избыточного материала в направлении пониженных давлений.

Б. *Складки поверхности фундамента и отраженные складки чехла*:

1) *унаследованные отраженные складки*. Возникают в осадочном чехле в результате продолжающегося развития складок и мелких разрывов фундамента. При этом возможны весьма разнообразные случаи сочетания фундамента и чехла. Именно сюда входят глыбовые складки В. В. Белоусова;

2) *надразломные складки*. Простейший способ образования таких складок — опускание одного блока коры относительно другого с возникновением флексуры. Существуют более сложные формы этих складок. Некоторые разновидности их называют также *рубцовыми*, или *шовными*;

3) *приразломные складки*. Возникают в лежачем боку, при взбросовом характере разлома. Разновидностью их являются *присдвиговые складки*;

4) *складки сдавливания (межразломные)*. Образуются при движении блоков меж разломов со сдавливанием этих блоков;

5) *складки общего сжатия*. Возникают при надвигании одних крупных глыб коры на другие в процессе их тангенциального перемещения. Этот механизм особенно необходим для объяснения зон распространения линейных, сильно сжатых, нередко изоклинальных, осложненных кливажем постседиментационных складок, наиболее типичных для геосинклинальных систем, особенно их внутренних зон. Генезис таких складок общего сжатия составляет один из главных

вопросов проблемы происхождения складчатости вообще. В общем они отвечают складчатости общего смятия В. В. Белоусова.

В. *Покровные (эндогенно-экзогенные, вторичные) складки*. Образуются в пределах осадочного чехла (покрова) более или менее независимо от фундамента с участием экзогенных факторов:

1) *складки нагнетания (течения)*. Связаны с наличием пород резко повышенной пластичности. Это складки *пластического перераспределения, соляной тектоники, различных диапировых (соляных и глиняных) форм* (подобно складчатости нагнетания В. В. Белоусова). Особую разновидность складок нагнетания составляют *складки выжимания (раздавливания)*, которые образуются за счет перемещения материала со сводов на крылья;

2) *складки волочения*. Образуются при перемещении материала из крыльев более крупных складок в их своды;

3) *гравитационные складки* (складки свободного гравитационного скольжения) возникают при скольжении осадочных толщ по наклонной поверхности под влиянием собственного веса.

Г. *Поверхностные экзогенные складки*:

1) *складки осадочного облеkania*. Образуются в результате отложения осадков на неровном ложе, с первичным наклоном слоев от выступов рельефа к смежным впадинам;

2) *складки уплотнения*. Образуются в стадию диагенеза, возникая вследствие неравномерного уплотнения пластичных пород, в основном глин, над линзами песков;

3) *складки разбухания*. Возникают при изменении объема пород, в частности при увеличении объема ангидрита в результате его гидратации и превращения в гипс («гипсовая тектоника»), при попеременном увеличении объема воды при ее замерзании и уменьшении при таянии льда (криотурбация) и пр.;

4) *складки выпирания*. Образуются при неравномерном размыве кровли глинистых толщ, главным образом в речных долинах. Локальное уменьшение или снятие нагрузки приводит к течению материала в направлении размыва и его выпучиванию в этом месте;

5) *складки оседания*. Выражаются образованием не положительных, а отрицательных структур. Важнейшие из них развиваются в виде синклиналиных вдавленностей, осложняющих более крупные брахантиклинальные куполовидные поднятия, сопровождаемые грязевыми вулканами. Они образуются вследствие выноса из глубины больших масс опочной брекчии и проседания глин ядра антиклинали под их тяжестью. При этом по периферии за счет притока глинистого материала возникают кольцевые антиклинали;

\* 6) *складки оползания*. Возникают в результате оползневых явлений, развивающихся в различных условиях;

7) *ледниковые нарушения (гляциодислокации)*. Широко распространены во всех областях древнего материкового оледенения и обусловлены напором движущегося ледника на пластичные отложения; они достигают наибольшего развития на участках, где коренные породы оказывались приподнятыми (гипсометрически или тектонически), что создавало сопротивление дальнейшему продвижению ледника.

В классификации В. В. Белоусова можно видеть стремление выделить основные направления путей формирования различных типов складок. В классификации В. Е. Хаина можно усмотреть желание наметить все разновидности складок в зависимости от условий их формирования, известные к настоящему времени, на основе признания многосторонности процессов, приводящих к формированию складок.

Как в этих классификациях, так и во многих других, здесь не приводившихся, по существу еще нельзя найти достаточной характеристики развития основной группы постседиментационных складок, возникающих в геосинклиналиных условиях. Связано это с не-

достаточным еще знанием реальных условий возникновения и развития этих складок. В. В. Белоусов пытается восполнить этот пробел гравитационными складками в группе складок общего смятия, что нельзя признать достаточно оправданным. Вся история изучения постседиментационной складчатости геосинклинальных областей показывает, что характер возникающих там складок, в их полностью выраженной форме (главный — сквозной — кливаж течения, региональный метаморфизм и пр.), не может быть объяснен гравитационными смещениями осадочных толщ, так же как и движением крупных глыб коры друг на друга у В. Е. Хаина. Этот тип складок требует иных явлений сдвигания, сжатия, еще нуждающихся в их объяснении.

§ 57. Изображение складок на аэрофотоснимках. Антиклинальные и синклиналильные складки на аэрофотоснимках (рис. 43) дешифрируются по расположению пластовых фигур (треугольников, полуэллипсов, трапеций), вершины которых в симметричных антиклиналях обращены к оси складки, свидетельствуя этим о падении пластов в стороны от оси складки.



Рис. 43. Аэрофотоснимок складчатой структуры

В симметричных синклиналях вершины пластовых фигур, наоборот, обращены в противоположные стороны от оси складки, показывая этим падение пластов в крыльях ее в сторону оси.

Периклинальные и центриклинальные замыкания слоев в складках позволяют точно наметить их осевые линии, направления погружения шарниров, а при опрокинутых и изоклинальных складках они служат основным дешифрирующим признаком.

§ 58. Изображение складок на геологических картах. Структурные карты и их построение \*. Изображение складок на геологических картах достигается нанесением на карты выделяемых по условиям съемки стратиграфических или литологических подразделений. Конфигурация границ этих подразделений очерчивает складчатые структуры.

В однообразных по составу породах иногда затруднительно достичь необходимой для масштаба данной карты расчлененности стратиграфического разреза. Так, например, таврическая формация Крыма ( $T_3 - J_1$ ) на всех изданных мелкомасштабных картах показана одним индексом, что не отражает ее сложной складчатой структуры.

\* По А. Е. Михайлову с дополнениями.

Для изображения складок широко применяются *структурные карты*. Последними называются карты, на которых с помощью горизонталей пласта изображается положение опорных поверхностей. Таковыми могут явиться кровля или подошва, выделяемых в разрезе стратиграфических горизонтов, резко выделяющегося по составу слоя или пачки слоев, пласты, заключающие полезные ископаемые, поверхности несогласия и др. Наиболее широко используются структурные карты в районах с месторождениями нефти, газа и других полезных ископаемых.

С изображением поверхности пласта в его горизонталях в случае, когда пласт представляет собой плоскость, мы ознакомились при построении выхода пласта (§ 42), так же как и с изображением слабо изогнутой поверхности пласта (§ 42). Здесь предстоит рассмотреть изображение складок.

Наиболее распространенная методика построения структурных карт заключается в следующем. На топографическую или геологическую карту с изображением рельефа в горизонталях наносятся все пункты, позволяющие вычислить абсолютные отметки опорной поверхности. Этими пунктами обычно являются буровые скважины, различные горные выработки и высотные отметки выхода опорного горизонта на дневную поверхность. Для вычисления высот опорного горизонта могут быть также использованы геофизические данные и геологические разрезы.

Для вычисления абсолютных отметок опорного горизонта по данным буровых скважин из буровых журналов берется высота устья скважины и глубина до опорной поверхности. Вычитая из первой вторую, получаем абсолютную высоту поверхности опорного горизонта, которая может быть как положительной, так и отрицательной. Необходимо при этом учитывать искривление скважин для внесения соответствующей поправки.

По вычислении высотных отметок для всех пунктов указывают их значение на карте. Затем все пункты соединяют прямыми линиями, из которых составляется сеть треугольников. При этом необходимо стремиться к тому, чтобы треугольники были по возможности равносторонними. Выбрав сечение горизонталей пласта (вертикальное расстояние между ними), находят (пропорциональным делением сторон треугольников) нужные отметки на сторонах треугольников и соединяют однозначные отметки плавными кривыми линиями — горизонталями пласта (стратоизогипсами). Весь процесс составления структурной карты напоминает изображение рельефа земной поверхности с помощью горизонталей, в связи с чем структурную карту, представляющую собой изображение рельефа пласта на глубине в его горизонталях, иногда называют картой *подземного рельефа пласта*. Интерполяция данных по сторонам треугольников производится с помощью палетки, вычерчиваемой на восковке.

Качество структурной карты во многом зависит от правильно построенной сети треугольников. Стремиться строить равносторонние треугольники необходимо для того, чтобы избежать появления на карте отсутствующих в действи-

тельности изгибов поверхности опорного горизонта, обусловленных только интерполяцией высотных отметок. На рис. 44, а приведены примеры правильной и неправильной разбивки сети треугольников.

Следует внимательно проследить за тем, чтобы стороны треугольников не пересекали участков, на которых отметки поверхности опорного горизонта были бы выше или ниже отметок, указанных на концах соответствующей стороны треугольника. Не учитывая этого, легко пропустить поднятия и прогибы поверхности опорного горизонта.

К построению структурной карты не следует подходить механически, руководствуясь исключительно высотными отметками. Необходимо учитывать данные поверхности о перегибах пластов, о простираании складок в районе. Треугольники пужно строить, не переходя через осевые линии складок, если они известны.

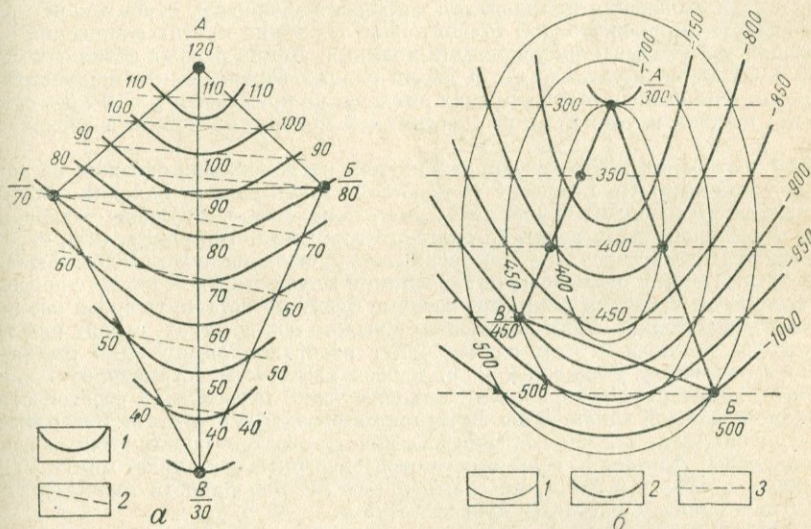


Рис. 44. Построение структурной карты (по Михайлову).

а — с помощью треугольников: 1 — по сторонам треугольников АБВ и АВГ; 2 — по сторонам треугольников АБГ, БВГ. В первом варианте показано поднятие, получившееся за счет неверной интерпретации высотных отметок по линии АВ; б — методом схождения: 1 — стратозогипсы поверхности верхнего опорного горизонта; 2 — стратозогипсы поверхности нижнего опорного горизонта; 3 — изохоры

Если опорный горизонт обнажается на поверхности, то стратозогипсы по линии выхода должны пересекаться с одноименными горизонтами рельефа.

Если вертикальная мощность отдельных пачек толщи постоянна, т. е. слои параллельны, то, имея структурную карту для какого-либо опорного горизонта, можно было бы получить структурные карты и для ряда параллельных горизонтов, изменив лишь отметки стратозогипсы, но не их очертания.

Нередко, имея структурную карту опорного горизонта, приходится строить структурную карту более глубокого горизонта, отделяющегося от верхнего толщей переменной мощности (что характерно, например, для нефтеносных толщ). Для этого пользуются особыми построениями, известными под названием *метода схождения*. Смысл этого метода заключается в том, что, пользуясь структурной картой верхнего горизонта и сопоставляя с ней мощность пород, отделяющих

верхний опорный горизонт от нижнего, строят структурную карту нижнего горизонта.

Рассмотрим на примере (рис. 44, б) такое построение. Структурная карта верхнего опорного горизонта (тонкие линии) показывает, что этот горизонт образует овальную пологую брахиантиклиналь. Скважина А на глубине 940 м вскрыла второй опорный горизонт. Для построения по нему структурной карты необходимо установить мощность промежуточной толщи. Для вычисления ее мощности необходимо из значения глубины залегания нижнего горизонта вычесть значение глубины залегания верхнего горизонта. Вычисленная мощность промежуточной толщи в скважине А равна 300 м, в скважине В — 500 м и в скважине С — 450 м.

Как видно из приведенных цифр, мощность промежуточной толщи не постоянна. Для выяснения направления изменения мощности, строим карту равных мощностей промежуточной толщи пород. На таких картах положение равных мощностей указывается условными линиями. Линии равных истинных мощностей называются *изопахитами*, а линии равных вертикальных мощностей — *изохорами*. При незначительных углах наклона, не превышающих 10°, без существенных ошибок вместо истинных мощностей можно пользоваться вертикальными.

Для построения изохор соединяют пункты расположения скважин на карте прямыми линиями. На сторонах полученного треугольника находят значения мощности промежуточной толщи через интервалы, соответствующие интервалам между стратоизогипсами верхнего опорного горизонта. Например, если стратоизогипсы проведены через 50 м, интервалы между изохорами также должны быть равны 50 м. Точки с одинаковыми значениями мощности на сторонах треугольника соединяют прямыми линиями, которые будут представлять собой изохоры промежуточной толщи. Если количество скважин больше трех, строят ряд треугольников; изохоры в этом случае будут изображаться кривыми линиями.

Построив карту мощностей (т. е. нанеся изохоры на структурную карту верхнего продуктивного горизонта), находим точки пересечения стратоизогипс и изохор. В каждой такой точке вычисляется абсолютная отметка поверхности нижнего горизонта, для чего из значения высоты стратоизогипсы вычитают значение изохоры. Например, если высота стратоизогипсы составляет минус 400 м, а значение изохоры +300 м, абсолютная отметка поверхности нижнего горизонта будет равна:  $(-400) - (+300) = -700$  м.

Вычислив высоты для каждой точки, соединяем одинаковые значения плавными кривыми, которые и будут представлять собой стратоизогипсы опорного горизонта.

Изображение складок на структурных картах отличается большой точностью, что обуславливает широкое использование этих карт при разведке и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, имеющих форму пластовых залежей. Структурные карты позволяют изобразить рельеф складок, скрытых под поверхностью Земли, что выгодно отличается такие карты от карт геологических. Основным недостатком структурных карт состоит в том, что на них изображаются один или два горизонта, а не весь комплекс пород, слагающих изображаемый на карте участок. В этом отношении геологическая карта имеет ряд преимуществ, так как на ней изображаются все горизонты, доступные наблюдению. Однако строение земной коры под ее поверхностью на геологической карте выявляется лишь условно, на основании интерпретации данных, полученных на поверхности.

Отмеченные недостатки в изображении складок на геологических и структурных картах могут быть в известной степени устранены

построением стратозигопис непосредственно на геологической карте— прием, получающий все большее распространение.

§ 59. Связь между горизонтальным и вертикальным срезам в складчатой структуре. Как показывает практический опыт, между горизонтальным и вертикальным срезам существует определенная

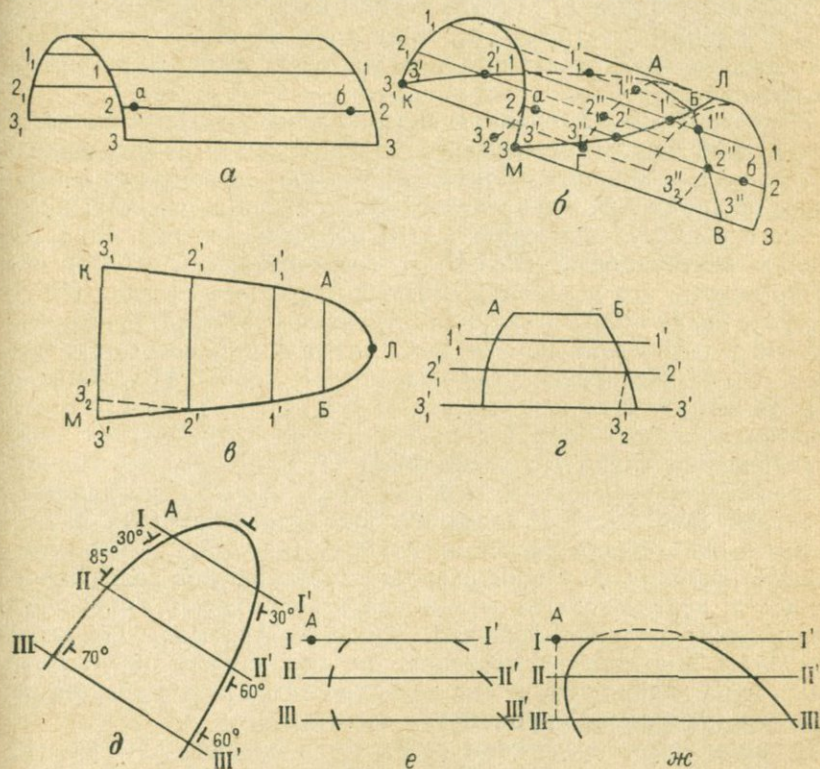


Рис. 45. Связь геологической карты с разрезами.

- а — сечения в горизонтальной складке;  
 б — связь горизонтального (KLM) и вертикального (ГABB) срезов в наклонной складке;  
 в — горизонтальный срез наклонной складки;  
 г — схема построения общего разреза по рис. в;  
 д, е, ж — пример построения общего разреза антиклинальной складки

закономерная связь, позволяющая по элементам одного из них судить об элементах другого.

Такую закономерную связь (без учета рельефа) можно рассмотреть на примере простейшей складки, распространив затем полученные выводы на комплексы складок.

Если прямую симметричную цилиндрическую горизонтальную складку (для простоты рассмотрения выраженную одной поверхностью) пересечь несколькими горизонтальными плоскостями (рис. 45, а), то будут иметь место следующие соотношения: 1) в каждом горизонтальном сечении граничные линии на поверхности будут

параллельны друг другу и осевой линии складки; 2) углы падения по линиям 1—1; 2—2; 3—3 в любой точке на каждой из этих линий будут одинаковы (например, в точках *a* и *b* на линии 2—2).

Если эту складку (ее шарнир) наклонить под некоторым углом к горизонту (рис. 45, б), то очевидно, что углы падения, замеренные по указанным линиям будут одинаковы на всем протяжении каждой из этих линий (в частности, в точках *a* и *b* на линии 2—2). Это дает возможность сделать важные практические выводы, рассматриваемые дальше.

Пересечем такую наклонную складку горизонтальной плоскостью. Полученный горизонтальный срез КЖМ даст нам то, что отразилось бы на геологической карте. Допустим, что нам необходимо построить разрез по линии АБ. Это означает, что необходимо получить представление о вертикальном срезе ГАБВ в складке на рис. 45, б. Сопоставляя вертикальный (ГАБВ) и горизонтальный (КЖМ) срезы, можно видеть, что изменения в падении крыльев складки (АГ, БВ) в разрезе (по линии АБ на глубину) будут соответствовать изменениям падений в горизонтальном срезе от точек А и Б соответственно до точек К и М. Изменения угла падения по разрезу на глубину от Б до 1" те же, что и на поверхности от Б до 1'; от 1" до 2" те же, что на поверхности от 1' до 2' и т. д. Другими словами, построить разрез на глубину по линии АБ через точки 1", 2", 3" это все равно, что построить ряд разрезов (1' — 1', 2' — 2', 3' — 3') по данным поверхности (рис. 45, в) и соединить их последовательно один под другим в один общий разрез на глубину (рис. 45, г). При этом все большую глубину по линии разреза характеризуют разрезы на поверхности, взятые дальше от линии разреза в направлении подъема (воздымания) шарнира складки. Такое соотношение поверхности и глубины в структуре позволяет по поверхности предусмотреть в разрезе на глубину то, что на поверхности по линии разреза не отражается (например, опрокинутое залегание).

В самом деле, представим себе, что в складке (см. рис. 45, б) крыло, очерченное кривой БВ, опрокинуто, начиная с точки, расположенной где-то за точкой 2" на пути к точке 3". Если это так, то все крыло в этой части испытает подворачивание, в результате которого точки 3", 3' переместятся, заняв положение, обозначенное точками 3<sub>2</sub>", 3<sub>2</sub>', а крыло складки на этом участке изогнется, как указано на схеме пунктиром. Тогда, рассуждая так же, как это делалось раньше, мы получим данные относительно опрокинутого залегания, которые и будут подставлены в разрез между точками 2" и 3".

Поясним это при помощи соответствующего примера. Имеем геологическую карту участка с изображением антиклинальной складки (рис. 45, д). По линии I—I' имеем данные о залегании ряда слоев, в обоих крыльях падающих под углом 30°. Требуется по линии I—I' сделать геологический разрез, показав на нем структуру угольного пласта, дающего на карте периклинальное замыкание, и указать, достигнет ли скважина, заданная в точке А, угольного пласта на практически доступной глубине. Для построения разреза следует использовать все данные, имеющиеся на карте.

В соответствии с рассмотренным перед этим построим ряд параллельных раз-

резов складки, беря их последовательно в направлении воздымания шарнира складки (линии I—I', II—II', III—III') и подставляя их один под другой (рис. 45, е). По линии I—I' слои в разрезе имеют одинаковое падение в крыльях (30°). По линии II—II' северо-западное крыло имеет падение 85°, юго-восточное—60°. По линии III—III' северо-западное крыло приобретает опрокинутое залегание под углом 70°, юго-восточное сохраняет свое положение. В сумме три последовательно взятых в горизонтальной плоскости разреза дают общий комбинационный разрез на глубину по линии I—I' (рис. 45, ж), позволяя сделать заключение, что скв. А на практически доступной глубине угольного пласта не достигает, так как он, оказавшись подвернутым, отойдет от скважины.

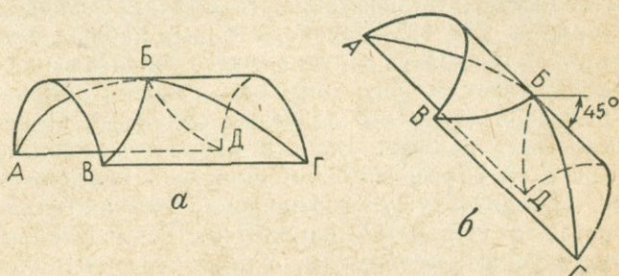
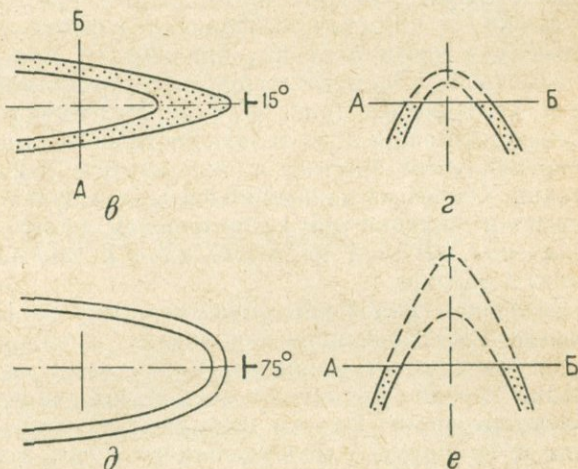


Рис. 46. Изменение видимой мощности слоев в замке складки в зависимости от угла погружения складки.

а, б — взаимоотношения плана и разреза при погружении складки под углом 45°;

в, г — изображение замка складки в плане (в) и разрезе (г) при погружении складки под углом 15°;

д, е — то же, в плане (д) и разрезе (е) при погружении складки под углом 75°



Рассмотренные соотношения относятся к определенным, закономерно построенным складкам. Могут быть и другие случаи, когда изменение характера складки по простирацию происходит без соответствующего изменения в вертикальном разрезе, или наоборот. Но нас интересует некоторая общая закономерность, которая облегчает чтение геологических карт и построение по ним разрезов, и, соответственно, воссоздание в наших пространственных представлениях объемной картины складчатой структуры.

Дополним рассматриваемые закономерности еще некоторыми существенными представлениями. Представим себе горизонтальную складку (рис. 46, а). Из точки Б на ее образующей проведем два сечения (АВВ и ДБГ), симметрично расположенных под 45°

к горизонту и под  $90^\circ$  друг к другу. Эти два сечения равны, являясь зеркальным отражением друг друга. Если эту складку (ее шарнир) наклонить направо, на  $45^\circ$  к горизонту (рис. 46, б), то сечение АБВ займет горизонтальное положение, а сечение ДБГ — вертикальное. Если мы наклоним складку в противоположном направлении — налево, то горизонтальный срез АБВ — окажется вертикальным, а вертикальный срез ДБГ — горизонтальным. Соответственно бывшая горизонтальная осевая линия превращается в вертикальную и наоборот. Эта возможность при определенных условиях (наклон шарнира под  $45^\circ$ ) перехода форм, наблюдаемых на геологической карте, в плоскость вертикального геологического разреза и наоборот заслуживает особого внимания в наших приемах пространственного анализа и синтеза складчатых структур. Можно пойти в этом еще несколько дальше. Если в рассматриваемой складке представить себе слой определенной мощности и наклонить складку под углом  $15^\circ$  к горизонту, то соотношение горизонтального и вертикального срезов в ней резко изменится. Горизонтальный срез (рис. 46, в) будет узким, вытянутым, с резко увеличенной видимой мощностью слоев у замка складки; вертикальный (рис. 46, г) — будет близок по форме к прямому сечению с видимыми мощностями слоев в замковой части складки, близкими к истинным. Если складку наклонить под углом  $75^\circ$  к горизонту, то соотношения в срезах изменятся на обратные (рис. 46, д, е). Исходя из рассмотренных выше положений, можно представить соотношения между горизонтальными и вертикальными срезами в складке при любом наклоне шарнира складки. Одним из важнейших выводов будет такой: чем круче погружается складка на геологической карте, тем большим будет увеличение видимой мощности слоя в замковой части (по осевой линии) в разрезе.

Последнее положение является весьма существенным. Часто при крутопогружающихся складках в обнажениях наблюдаются резко увеличенные мощности в замковых частях складок. Такое явление нередко объясняют послойным движением вещества слоев в замковые части. Однако надо иметь в виду, что это может произойти и при крутом погружении складок, в связи с увеличением видимой мощности в вертикальных сечениях.

**§ 60. Основные принципы построения геологических разрезов складчатых структур. Построение блок-диаграмм.** Как можно было видеть (§ 59), между изображениями складчатой структуры на геологических картах и на разрезах существуют определенные закономерные связи, которыми и приходится руководствоваться при построениях геологических разрезов складчатых структур.

Основная задача, которая решается построением разрезов, заключается в том, что этим облегчается пространственное, объемное восприятие складчатой структуры рассматриваемого на геологической карте района. Это достигается путем мысленной трансформации геологической карты (двухмерного изображения складчатой структуры в горизонтальном срезе) и геологического разреза (двух-

мерного изображения складчатой структуры в вертикальном сечении) в целую трехмерную картину складчатой структуры рассматриваемого участка. Эту же цель преследует построение объемных блок-диаграмм складчатых структур, для которых используются геологические карты и геологические разрезы.

В конечном итоге искусство свободного чтения геологических карт заключается в умении быстро представить себе мысленно геологические разрезы в любом направлении на геологической карте и мысленно же увязать их в виде целой структурной картины с тем, что видно на геологической карте.

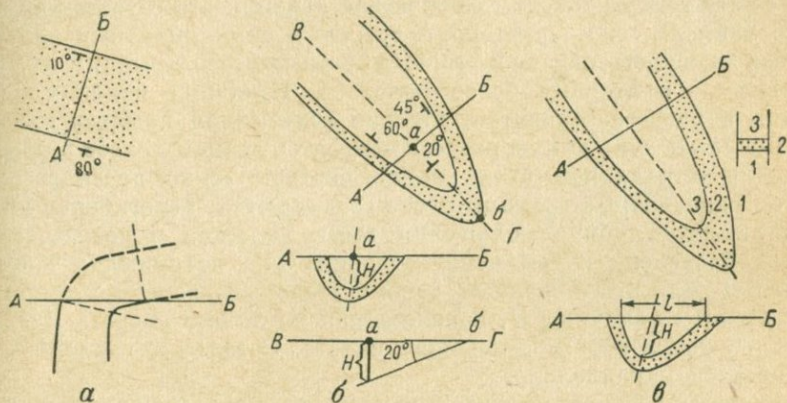


Рис. 47. Построение разрезов простых складок.

*а* — разрез пласта с различным падением кровли и подошвы; *б* — разрез синклинальной складки при наличии всех необходимых замеров залегания; *в* — то же, без замеров залегания

Два пересекающихся разреза обычно позволяют определить структурное положение любой интересующей нас точки на глубине. С понимания этого начинается процесс овладения искусством чтения геологической карты и составления разрезов по ней.

Запомним то, что было сказано в § 59, рассмотрим основные приемы построения разрезов складчатых структур, начиная с простейших их форм.

Рассмотрим вначале построение разреза моноклинально падающего пласта (рис. 47, *а*) с различными углами падения его кровли и подошвы. Для этого построения на линию разреза *АВ* наносим кровлю изображаемого пласта с углом падения  $80^\circ$  и подошву, имеющую падение под углом  $10^\circ$ . Из точки пересечения кровли с линией разреза восстанавливаем перпендикуляр в направлении к подошве пласта. Из точки пересечения с линией разреза подошвы пласта восстанавливаем перпендикуляр в направлении к кровле пласта. На этих перпендикулярах откладываем в масштабе построения известную для пласта мощность и через полученные точки проводим, плавно изгибая, границы подошвы и кровли с сохранением параллелизма и получаем разрез.

Особенностью этого разреза является то, что он сделан в таком сечении, где пласт изгибается, давая резко различное падение кровли и подошвы. Несколько выше и несколько ниже кровля и подошвы имеют уже одинаковое падение.

В качестве другого примера возьмем синклиналиную складку (рис. 47, б), имеющую крылья с разными углами падения и погружающуюся под углом  $20^\circ$ . Требуется сделать разрез по линии  $AB$ . Для построения на линию разреза  $AB$  наносим приблизительное положение осевой линии складки. Для этого на линию разреза переносим точку пересечения ее на карте с осевой линией (точка  $a$ ). Через эту точку проводим след осевой поверхности с учетом возможного наклона ее. Следует помнить, что в синклиналиных складках осевая плоскость падает в сторону более крутого крыла, в антиклиналиных — в сторону более пологого. Величина наклона осевой линии в разрезе зависит от степени асимметрии крыльев складки.

После этого на линию разреза наносятся границы слоев в крыльях складки с наклоном этих границ соответственно падению слоев. Затем однозначные границы слоев соединяются, перегибаясь по осевой линии. Глубина положения точек перегиба в разрезе может быть определена путем использования угла погружения шарнира складки. Для этого сделаем вспомогательный разрез по линии  $ВГ$ . Полученная величина  $H$ , перенесенная на линию разреза  $AB$ , даст глубину точки перегиба подошвы пласта. Остальные границы будут изгибаться параллельно.

Разрезы часто приходится делать без достаточного количества замеров, характеризующих наклоны крыльев и погружения шарниров. И в этих случаях правильно построенные разрезы обычно хорошо отражают особенности складчатой структуры. Для пояснения рассмотрим принципы построения такого разреза на складке предшествующего примера, сняв замеры, точно характеризующие эту складку (рис. 47, в). Построение разреза осуществляется в той же последовательности. Наносим на линию разреза осевую линию, наклоняя ее в сторону  $A$ , в пользу чего говорит меньшая видимая мощность слоя 2 в юго-западном крыле, что свидетельствует о большей крутизне его. Затем наносим границы слоев, относительно более крутые в юго-западном крыле, чем в северо-восточном. Соединяем однозначные границы, перегибая их по осевой линии. Здесь следует отметить одно весьма важное положение: перегиб слоев в складке по осевой линии может быть сделан на различной глубине, в зависимости от наклона слоев принятых в разрезе. Поэтому, при построении разрезов по структурам, не имеющих замеров, принято следующее эмпирическое правило: точка перегиба пластов определяется по формуле  $H = \frac{l}{2}$ , где  $l$  — расстояние между точками пересечения подошвой пласта линии разреза.

Так приходится рассуждать в случае концентрических складок с параллельным положением границ слоев по осевой линии в разрезе и пологим погружением шарниров. В случае крутых погружений

складок (§ 59) или подобных складок (§ 50) мощности слоев по осевым линиям в разрезах могут увеличиваться по сравнению с мощностями в крыльях.

Общее значение имеет следующий пример (рис. 48), который практически отвечает на все вопросы, возникающие при построении разрезов любых складчатых структур. Имеем антиклинальную складку, осложненную в восточной части одной синклинали и двумя антиклинальными складками второго порядка. Для выяснения всех сторон построения разрезов, создающих затруднения для начинающих, построим последовательно с запада на восток пять разрезов, каждый из которых имеет свои особенности.

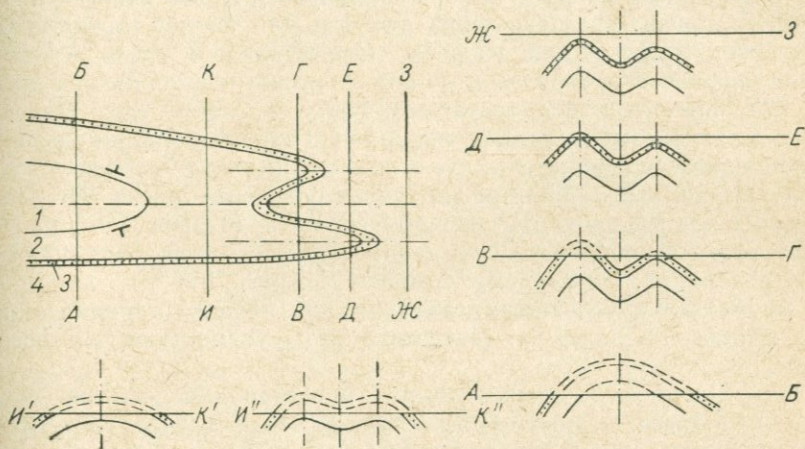


Рис. 48. Общий случай построения разрезов складчатой структуры

Прежде чем приступить к построению разрезов, следует условиться о постоянных правилах их построения, которых полезно придерживаться всегда при этой работе.

1. На линию разреза (для упрощения в начале работ мы принимаем ее за прямую; при учете рельефа она будет представлять собой топопрофиль) нанести осевые линии тех складок, которые могут отразиться по линии разреза.

Для того чтобы решить, какие складки могут отразиться по линии разреза, необходимо разобраться в складчатой структуре по обе стороны линии разреза, т. е. прочесть геологическую карту вдоль этой линии.

2. На линию разреза нанести границы слоев, пересекаемые линией разреза, в соответствии с углами их падения.

3. Однозначные границы соединить, перегибая их по осевым линиям: ниже линии разреза сплошными линиями, выше линии разреза пунктирными (восстанавливая размытые части складок, а в ряде случаев уточняя этим соотношения слоев и структур). В дальнейшем можно наносить только те пунктирные линии, которые подчеркивают структурные соотношения.

В разрезе по линии АБ мы имеем антиклинальную складку первого порядка. В разрезе по линии ВГ она осложнена тремя (одной синклинали и двумя антиклинальными) складками второго порядка;

они устанавливаются по наличию замков их с точками перегиба, через которые проводятся осевые линии в горизонтальном сечении. Характер складок (антиклинальная или синклинали) устанавливается по более молодому возрасту слоя внутри изгиба (слой 4) для синклинали и по более древнему возрасту слоя внутри изгиба (слой 2) для антиклинали. В этом разрезе следует понимать, что точка перегиба одной и той же границы в разрезе будет выше для южной антиклинали, чем для северной; это определяется большей ее отдаленностью от линии разреза в плане. В разрезе по линии *ДЕ* считается, что структуры сохраняются те же, что и по линии *ВГ*, причем все имеющиеся границы для северной антиклинали опускаются ниже линии разреза. То же сохраняется и для разреза по линии *ЖЗ*, причем здесь границы слоев и для южной антиклинали опускаются ниже линии разреза. Существенным здесь является предположение, что складки и их осевые линии продолжают до линии *ЖЗ*. Ничего противоречащего этому на плане нет. Подошва пласта 4 изгибается, описывая три складки второго порядка; имеются все основания предполагать, что и кровля пласта 4 будет вести себя также. Несколько особняком выступает разрез по линии *ИК*. Здесь возможны два варианта. По первому варианту (разрез *И'К'*) на этой линии еще сохраняется структура, видимая слева: антиклиналь первого порядка. По второму варианту (разрез *И''К''*) по линии *ИК* уже проявляется осложнение антиклинали первого порядка складками второго порядка и соответственно учитываются их осевые линии.

Наибольшие затруднения обычно представляют разрезы складчатой структуры с опрокинутым залеганием, хотя при соблюдении рассмотренных ранее правил они трудностей представлять не должны.

Рассмотрим сначала более простой пример (рис. 49, а). Имеются две (антиклинальная и синклинали) опрокинутые складки, о чем свидетельствует падение всех крыльев их в одну сторону. Характер складок (антиклинальные, или синклинали) при опрокинутом залегании устанавливается или по отношению к возрасту слоев в ядрах складок, или по замеру на шарнире, где в направлении падения всегда находятся более молодые слои. На линию разреза *АВ* наносим наклонные осевые линии, затем границы слоев с их наклоном, пересекаемые линией разреза. В заключение, соединяем имеющуюся границу между слоями сплошной линией ниже линии разреза, пунктирной выше, перегибая ее через осевые линии в соответствии с наметившимися структурами.

Второй случай более трудный (рис. 49, б). Опять имеются две такие же опрокинутые складки. Но отсутствует один промежуточный замер, что для многих весьма затрудняет решение задачи. Особые затруднения вызывает расположение линии разреза, когда граница слоев пересекается с ней лишь в одном месте и перегибы ее по осевым линиям происходят над линией разреза. Между тем пунктуальное выполнение последовательности операций по постро-

ению разрезов, рассмотренное ранее, позволяет и в данном случае сделать разрез по линии *АВ* без особых затруднений. После внимательного рассмотрения этих двух примеров опрокинутое залегание трудностей представлять уже не будет.

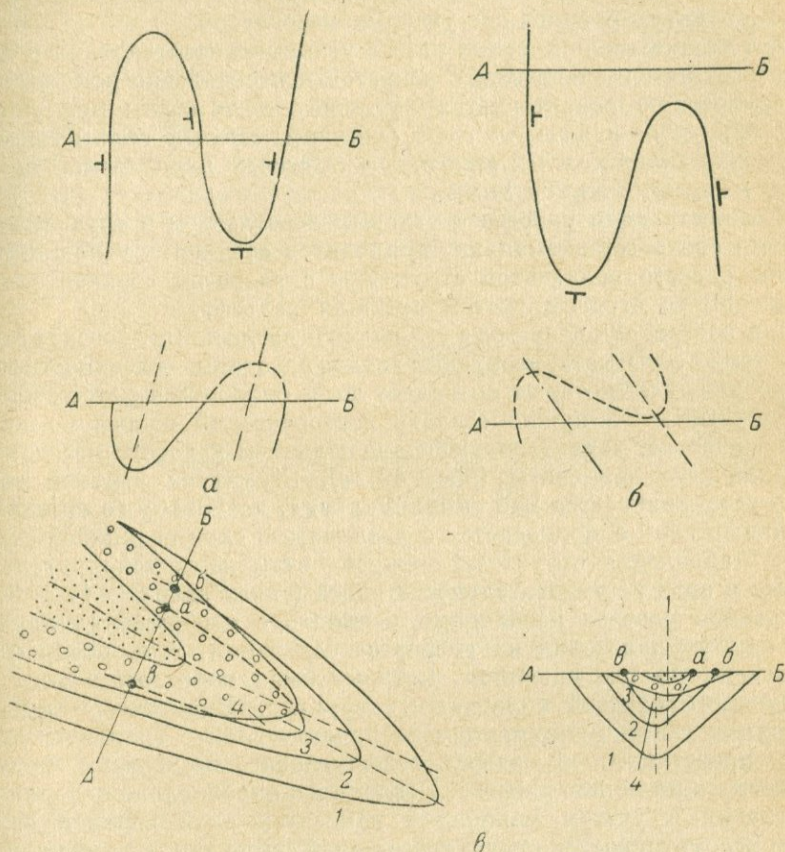


Рис. 49. Особые случаи построения разрезов складок:

- a* — разрез складок с опрокинутым залеганием при наличии всех необходимых замеров;
- б* — то же, с недостаточными замерами залегания;
- в* — разрез складчатой структуры со стратиграфическим угловым несогласием

В заключение следует отметить, что для начинающих характерной является одна весьма существенная ошибка, допускаемая при построении разрезов складчатых структур по геологическим картам. Заключается она в некритическом переносе контура складчатых форм с геологической карты на разрез. Острые или плавные изгибы слоев в замках складок в плане часто такими же изображаются в разрезе. Однако на самом деле обычно должно получаться наоборот (см. § 50); лишь при погружении шарниров складок под  $45^\circ$

контуры их в плане совпадают с контурами в разрезе. Только в случае подобных изоклиналильных сильно сжатых складок, особенно в метаморфических толщах, мы имеем существенное совпадение характера контура складок, как в плане, так и в разрезе.

Некоторыми особенностями отличается построение разрезов складчатых структур с наличием угловых несогласий.

При чтении геологических карт с угловыми несогласиями и построении по ним геологических разрезов целесообразно использовать геометрическую характеристику углового несогласия: *при угловом несогласии один и тот же слой (нижний) верхней свиты залегает на разных слоях нижней свиты, располагаясь параллельно поверхности несогласия между ними.*

При построении разреза с угловым несогласием в случае, когда верхняя свита горизонтальна, приходится соединять условия построения разреза складчатой структуры с разрезом горизонтальных отложений со строгим учетом профиля рельефа.

При построении разрезов с угловыми несогласиями, когда верхняя свита также складчатая, необходимо знать некоторые особенности этого построения, учет которых позволяет легче справиться с этой задачей.

Допустим, что нужно сделать геологический разрез по линии *АВ* на участке, характеризующемся наличием углового несогласия, разделяющего две свиты (рис. 49, *в*). Структура верхней свиты легко устанавливается как синклиналильная, поскольку ее нижний — базальный слой соприкасается с различными слоями нижней свиты. Для установления структуры нижней свиты даны дополнительные данные в виде последовательности слоев (снизу вверх — 1, 2, 3, 4). Построение разреза необходимо начинать с изображения верхней свиты путем нанесения на разрез ее основания, т. е. поверхности несогласия по тем правилам, которые были перед этим даны для построения разрезов складчатых структур. Практически нижняя и верхняя свиты принимаются за простые слои с границей между ними, представленной поверхностью углового несогласия, которая и наносится на линию разреза. После этого параллельно поверхности несогласия с учетом мощностей наносятся слои верхней свиты. Затем рассматривается структура нижней свиты так, как она должна выглядеть под поверхностью несогласия, и по указанным выше правилам эта структура подстраивается ниже поверхности несогласия. При этом границы слоев нижней свиты прослеживаются на карте под поверхностью несогласия, в местах перекрытия их верхней свитой, до точек пересечения их с линией разреза (точки *а*, *б* и *в* на рис. 49, *в*). На разрезе осевые линии складок нижней свиты, как и границы слоев в ней, обрываются у поверхности несогласия, подчеркивая этим явления размыва структур нижней свиты перед отложением слоев верхней свиты.

При изображении структур нижней свиты под поверхностью несогласия необходимо соблюдать следующее: 1) границы слоев нижней свиты, прослеженные по простиранию на карте под образованиями верхней свиты, в разрезе прослеживаются по падению (пунк-

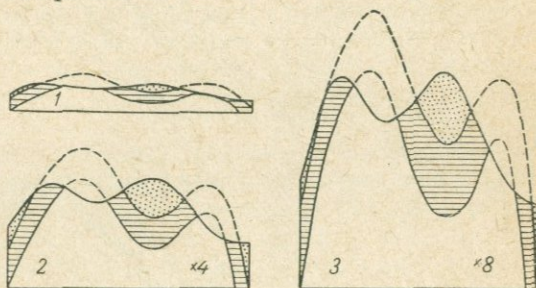
тир) до поверхности несогласия, ниже которой и начинают изображаться (сплошные линии); 2) мощность верхнего размываемого слоя в складках нижней свиты, максимально сохранившейся, показывается в ядрах синклиналией, а минимально — в ядрах антиклиналей (по их осевым линиям), что вытекает из соотношения этих складок с поверхностью размыва (поверхностью несогласия).

Если в строении складчатой структуры имеется не одно, а два и больше угловых несогласий, с соответствующим количеством структурных этажей, то всегда построение разреза следует начинать со структуры более верхнего этажа.

Разрезы через складчатые структуры, как правило, строятся вкрест простираения складок при одинаковом горизонтальном и вертикальном масштабе. В случае отклонения от этого необходимо вводить соответствующие поправки на косое сечение и увеличение

Рис. 50. Геологические разрезы с различными вертикальными масштабами:

1 — вертикальный масштаб равен горизонтальному; 2 — увеличен в 4 раза; 3 — увеличен в 8 раз



вертикального масштаба (§ 43). Особенно следует избегать увеличения вертикального масштаба, которое вносит резкое увеличение углов наклона слоев и мощностей слоев в замках складок (рис. 50).

Разобранные выше приемы дают возможность строить более или менее схематические разрезы складчатой структуры на ту или иную глубину. В ряде случаев, особенно когда мы имеем дело с полезными ископаемыми, возникает необходимость составления более точных разрезов. В таких случаях широко применяется *метод радиусов* (рис. 51).

На разрез с вычерченным профилем рельефа наносят все точки пересечения линии разреза с геологическими границами. Отмечают на линии рельефа все точки с замерами элементов залегания (такие точки могут быть по простираению перенесены на линию разреза со стороны с учетом возможных изменений).

При плавном изменении угла падения в точках измеренных падений 1, 2, . . . 7 (рис. 51, а) проводим к линиям падений перпендикуляры и получаем точки их пересечений *a, b, c, d* и *e*, из этих точек, как из центров, проводим дуги границ тех горизонтов, которые вынесены на разрез с карты. *Дуги проводятся только между перпендикулярами*, от пересечения которых были получены эти центры. Смотря по тому, сходятся ли сверху линии падения (между точками 1—2, 3—4, 6—7) или расходятся (между точками 2—3, 5—6), мы получим центры дуг сверху или снизу.

В своду складки продолжаем две каких-либо одинаковых границы с теми падениями, которые мы имеем на ближайших к своду перпендикулярах, и, соединяя точки пересечения, получим проекцию

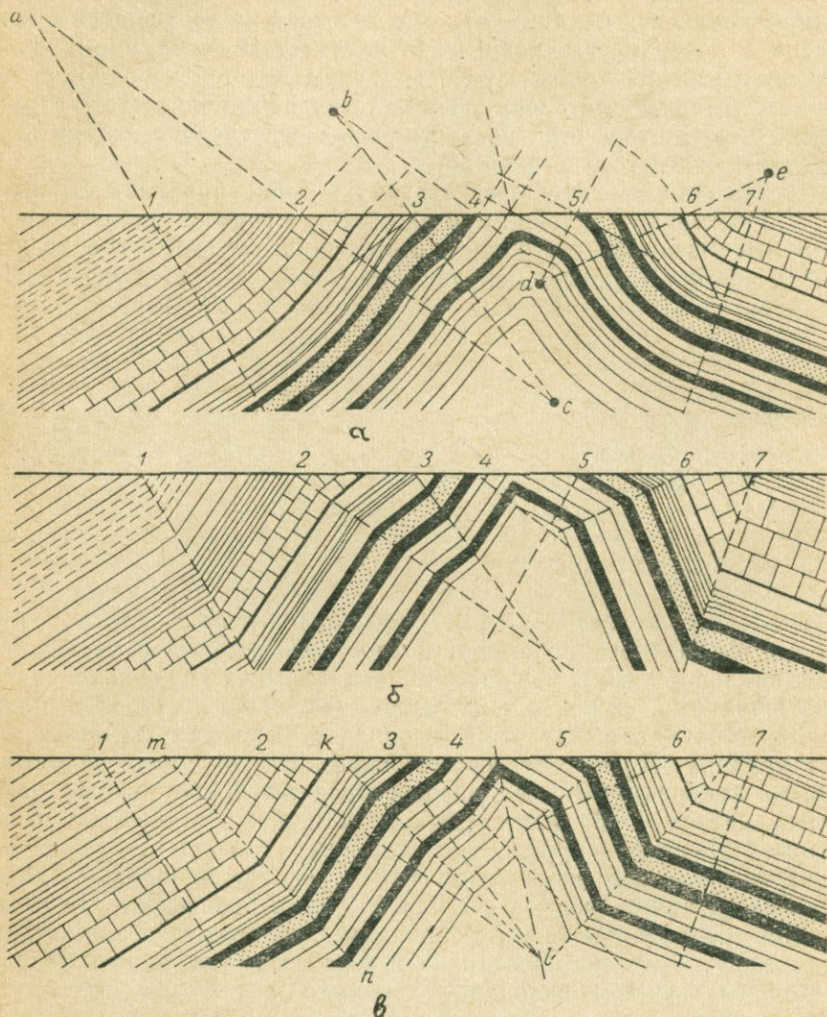


Рис. 51. Построение геологического разреза методом радиусов (по Веберу):

*a* — в предположении постепенного изменения падения; *b* — в предположении, что падение меняется резко в точках измерения залегания; *e* — в предположении, что пласты меняют падение по биссектрисам (*mn*, *kl* и др.) между перпендикулярами к линиям падений. В верхнем и нижнем построениях мощности постоянны

осевой поверхности на плоскости разреза (между точками 4 и 5), около которой загибаем пласты циркулем или по лекалу произвольными дугами, так как истинного радиуса кривизны мы не знаем.

При резком изменении угла падения (что иногда имеет место в действительности с зигзагообразными формами границ) в местах измеренных падений 1, 2, . . . 7 (рис. 51, б) мы принимаем, что до точки 1 падение было такое, какое было смерено в этой точке, от 1 до 2 падение сохранялось таким, какое было смерено в точке 2, и т. д. Проводим к линиям падений перпендикуляры, как это делалось перед этим, но вместо дуг проводим прямые линии одинаковых падений. При втором построении мы на разрезе получили различные мощности для одних и тех же горизонтов в различных частях разреза (сравните, например, известняки на обоих крыльях или между точками 6 и 7 и правее точки 7). Это говорит о том, что на данном участке имеет место плавное изменение падения.

Если мы разделим пополам углы между проведенными нами перпендикулярами к замеренным падениям в точках 1, 2 . . . 7 (рис. 51, в; точечный пунктир *mn*, *kl* и др.) и дадим излом пластов по этим биссектрисам, то сохраним такие же мощности, как и в первом варианте разреза. Такое построение разреза, по-видимому, будет более правильным, чем предыдущее, с изломами на перпендикулярах.

В общем очевидно, что, считаясь с фактическими данными, следует комбинировать указанные приемы, добываясь результата, наиболее отвечающего действительным изменениям падения и мощности.

**Построение блок-диаграмм.** Для объемного изображения геологических структур часто прибегают к помощи блок-диаграмм. Сплошь и рядом при построении блок-диаграмм, преследуя лишь наглядность изображаемых соотношений, не соблюдают правил перспективы, хотя только применение последней дает наиболее правильное наилучшим образом воспринимаемое нашим зрением объемное, трехмерное изображение. Существует много способов построения блок-диаграмм по геологическим картам (Поршняков, 1956). Ниже рассматривается один из способов построения одноточечной перспективной блок-диаграммы (рис. 52).

Проводим горизонтальную линию *AE*, к которой из точки *E* восстанавливаем перпендикуляр *FG*. В этом перпендикуляре отрезок *EF* = 1,75*a* и отрезок *EG* = 2,5 *a*, где *a* представляет собой ширину изображаемого на блок-диаграмме участка.

На линии *AE* в картинной плоскости строим квадрат *ABCD* (участок геологической карты, подлежащий изображению в виде перспективной блок-диаграммы). Сторона квадрата *AD*, равная *a*, представляет собой величину, используемую в построении. *AD* удобно взять на расстоянии 1,5 *a* от линии *FG*.

Проводим лучи зрения перспективной проекции *AF* и *DF*. Точка *F* является точкой схода для лучей, идущих в перспективе от изображаемого квадрата *ABCD* к горизонту (горизонтальной линии, проходящей через точку *F*) и определяющих элементы блок-диаграммы по горизонтали. Поверхность *AFD*, лежащая в предметной плоскости, представляет собой горизонтальную плоскость, в которой

располагается поверхность блок-диаграммы. Точка  $G$  служит точкой схода лучей, определяющих элементы блок-диаграммы по вертикали. Проводим линию  $GC$ . Пересечение ее с лучом  $DF$  дает точку  $C'$ , которая отмечает положение заднего правого угла поверхности блок-диаграммы.

Через точку  $C'$  проводим линию, параллельную основанию  $AD$ , пересечение которой с лучом  $AF$  в точке  $B'$  дает полный контур

$AB'C'D$  поверхности блок-диаграммы — изображение квадрата  $ABCD$  в перспективе.

Для построения боковых граней блок-диаграммы с геологическими разрезами на них делаем следующее. Параллельно переднему ребру  $AD$  блок-диаграммы проводим линию  $A_1D_1$  на расстоянии высоты геологического разреза, в котором изображение не имеет искажения. Через точку  $D_1$  проводим луч  $D_1F$ . Поверхность  $DFD_1$  определяет положение боковой вертикальной грани блок-диаграммы в перспективе. Проведя из точки  $C'$  вертикаль до пересечения ее с лучом  $D_1F$  в точке  $C_1$ , получим правую боковую грань  $DC'C_1D_1$  блок-диаграммы с ее искажениями в перспективе.

Для переноса отдельных точек, расположенных внутри квадрата, используются следующие приемы. Допустим, в левой

Рис. 52. Построение блок-диаграммы в одноточечной перспективе

верхней четверти квадрата  $ABCD$  имеется точка  $b$ , которую следует перенести на поверхность блок-диаграммы. Опускаем из точки  $b$  перпендикуляры на линии  $AD$  и  $CD$ , на концах которых получаем соответственно точки  $b_1$  и  $b_2$ . Проводим лучи  $b_1F$  и  $b_2G$ ; пересечение последнего с линией  $C'D$  даст положение точки  $b_3$ . Проведя через точку  $b_3$  линию, параллельную  $AD$ , на пересечении ее с лучом  $b_1F$  получим точку  $b'_3$ , соответствующую положению точки  $b$  на блок-диаграмме.

Для определения положения точки  $b$  на блок-диаграмме по высоте с соответствующим перспективным искажением, делаем следующее построение. На вертикальной линии  $bb_1$  откладываем высоту точки  $b$  в масштабе изображения и получаем точку  $b_4$ . Соединяем эту точку лучом с  $F$ . Из точки  $b'$  на блок-диаграмме восстанавливаем перпендикуляр до пересечения с лучом  $b_4F$  и получаем искомого положение точки  $b$  по высоте на блок-диаграмме в точке  $b'_4$ .

Изображаемая площадь блок-диаграммы может иметь любую форму и на практике для облегчения переноса необходимой геологической ситуации на блок-диаграмму на нее наносят сетку необходимой частоты. Методика ее построения ясна из приведенного примера.

В случае необходимости блок-диаграмма может быть рассечена по горизонтали и вертикали на несколько блоков, которые, раздвигаясь по линии  $AE$  и по линиям схода в точке  $F$ , могут дать дополнительные разрезы и срезы в любой представляющей интерес плоскости.

Для упрощения построения выше было принято, что угол  $FAE$ , определяющий положение блок-диаграммы в пространстве, равен  $35^\circ$ . Практически этот угол можно брать в пределах от  $30^\circ$  (наиболее укороченная поверхность блок-диаграммы в направлении к точке  $F$ ) до  $40^\circ$  (наиболее удлиненная поверхность блок-диаграммы в этом же направлении). При построении блок-диаграммы линия  $AE$  берется, как и в разобранном примере, равной  $2,5 a$ . Точка  $F$  получается пересечением линии  $AF$ , наклоненной под принятым углом, с перпендикуляром к линии  $AE$ , проведенном из точки  $E$ . Положение точки  $G$  определяется из формулы

$$\frac{FE}{EG} = \operatorname{tg} \alpha,$$

где  $\alpha$  — угол, принятый при построении.

## Глава XI. РАЗРЫВЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ БЕЗ СМЕЩЕНИЙ — ТРЕЩИНЫ

§ 61. Общая характеристика трещин, их классификация. Горные породы обычно расчленены сетью трещин, располагающихся самым различным образом. Совокупность трещин называется *трещиноватостью*.

По степени раскрытия могут быть выделены трещины скрытые, закрытые и открытые. *Скрытые трещины* непосредственно не видны. Они обнаруживаются, например, при разбивании пород молотком во время взятия образцов. *Закрытые трещины* видны невооруженным глазом, но не имеют заметной полости. *Открытые трещины* обладают некоторой полостью.

Трещины могут развиваться в пределах отдельных слоев — *внутрислоевые трещины*; могут они расчленять целые толщи независимо от слоев, эти толщи составляющих, — *сквозные секущие трещины*.

По форме трещины могут быть прямыми, ломаными, изогнутыми; края у них бывают гладкие, неровные и зазубренные.

Положение трещин в пространстве определяется их простиранием и падением, измеряемыми так же, как и у пластов. По углу падения трещины могут быть вертикальными (углы падения  $80-90^\circ$ ), крутыми ( $45-80^\circ$ ), пологими ( $10-45^\circ$ ), слабо наклоненными

и горизонтальными ( $0-10^\circ$ ). В одних случаях требуется представлять положение трещин по отношению к залеганию слоев; трещины тогда могут быть пластовыми (параллельными слоистости), продольными (параллельными по простиранию, но согласными или несогласными по падению), диагональными (секущими слоистость по направлению любого наклона, т. е. проходящими под углом к простиранию и направлению падения) и поперечными (секущими слоистость перпендикулярно простиранию ее). В других случаях необходимо иметь ориентировку трещин относительно складок. По отношению к простиранию линейных складок трещины могут быть продольными, поперечными и косыми. По отношению к куполовидным формам, кроме перечисленных видов, приходится говорить о трещинах радиальных и концентрических.

Трещины близкой ориентировки объединяются в «системы» («ряды»). Пересекающиеся системы часто группируются в закономерные сочетания. Обычно такие сочетания образуются тремя системами трещин.

Частота внутрислоевых трещин (кратчайшее расстояние между плоскостями трещин) зависит от состава слоев и их мощности. Частота секущих трещин определяется общей характеристикой всей толщи и условиями проявления их (степень хрупкости или пластичности горных пород, характер тектонических процессов, генетический тип трещин и др.). Частота трещин измеряется величиной от долей миллиметра до десятков сантиметров, а иногда и метров.

Пересекающиеся трещины расчленяют породы на блоки (части, куски, глыбы) той или иной формы и того или иного размера (в слоистых породах одна из систем трещин часто располагается в поверхности напластования). Такие части называются *отдельностями* горной породы. Существуют весьма разнообразные наименования отдельных частей (прямоугольная, кубическая, параллелепipedальная, призматическая, шаровая, глыбовая, плитчатая и др.).

Иногда трещины группируются в своеобразные комплексы, получающие особые названия. В первую очередь здесь могут быть упомянуты *кулисообразные* и *ветвящиеся* трещины.

При кулисообразных трещинах в некоторой полосе развиваются серии параллельных, относительно коротких трещин, простирания которых под косым углом к направлению полосы. Ряды кулисообразных трещин в плане могут быть разделены на левые и правые. В левых рядах (рис. 53, б) трещины (если смотреть в плане вдоль полосы с трещинами) уходят влево вверх, в правых (рис. 53, а) — вправо вверх.

При ветвлении трещин образуются пучки их, которые при разветвлении в одну сторону создают так называемые структуры конского хвоста (рис. 53, в). Иногда трещины после разветвления вновь объединяются.

В ряде случаев возникновение трещин и их ориентировка обуславливаются делимостью горных пород. Под *делимостью* понимается способность горной породы легко раскалываться по определенным

поверхностям. Поверхности делимости не выражены скрытой трещиноватостью, а совпадают с направлениями спайности и определенной преимущественной ориентировки минералов и других составных частей горных пород. Такая ориентировка может возникать, например: 1) при осаждении осадочного материала во время образования слоев, 2) при различных тектонических деформациях с явлениями течения вещества деформируемых горных пород, его перекристаллизации, 3) при процессах метаморфизма с развитием сланцеватости.

Для рассмотрения трещин можно воспользоваться генетической классификацией их, предложенной А. Е. Михайловым (1967), в которой выделяются следующие типы и виды трещин.

**Нетектонические:** 1) первичные; 2) трещины выветривания; 3) трещины оползней, обвалов и провалов (гравитационные); 4) трещины расширения пород при разгрузке.

Рис. 53. Кулисообразные (б — левые, а — правые) и ветвящиеся (в) трещины



**Тектонические:** 1) трещины отрыва и скалывания, трещины сплющивания\*, 2) кливаж.

Следует отметить, что понятие о трещинах как о разрывных нарушениях без смещения является в известной степени условным, так как разрывных нарушений совершенно без всякого смещения не существует. В природных условиях всегда наблюдается хотя бы незначительное смещение или в форме раздвигания краев трещины, или их относительного скольжения параллельно друг другу.

**§ 62. Нетектонические трещины. Первичные трещины.** Возникают главным образом при процессах диагенеза, т. е. процессах превращения осадка в горную породу, когда осадок теряет влагу и уплотняется. Тело слоя не стягивается целиком в процессе уменьшения своего объема, а разделяется на большое число небольших блоков, в пределах каждого из которых и происходит стяжение (Белосов, 1961) с разделением их трещинами (в известном смысле, аналогично трещинам усыхания на дневной поверхности). Трещины эти являются, как правило, трещинами отрыва, внутрислоевыми, обычно перпендикулярными к напластованию, а также более слабо

\* Добавлены автором.

выраженными параллельно напластованию. Частота этих трещин тем меньшая, чем жестче породы и чем больше их мощность.

*Трещины выветривания.* Возникают в процессе выветривания пород, когда раскрываются и расширяются уже существовавшие различные трещины и образуются новые — собственно трещины выветривания. Трещины выветривания широко используют делимость горных пород. Отличить собственно трещины выветривания от других зачастую бывает затруднительно.

*Трещины оползней, обвалов, провалов* (гравитационные). Имеют достаточно широкое распространение в соответствии с явлениями, с которыми они связаны. Возникают в основном в результате действия силы тяжести. Весьма широко используют любые виды существующих трещин, так что практическое выделение собственно

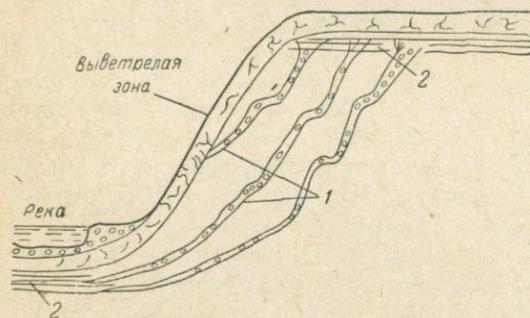


Рис. 54. Схема расположения трещин бортового отпора (1) и трещин отслаивания (2), по А. Г. Лыкошину, упрощено

гравитационных трещин весьма затруднительно, хотя существование их не вызывает сомнений. По этим трещинам, в отличие от других, часто происходят смещения.

*Трещины расширения пород при разгрузке.* Представляют собой группы трещин сложного происхождения, изучаемых специальной наукой о горном давлении. Известно, что горные породы в земной коре находятся в сильно сжатом (напряженном) состоянии. Основной причиной этого считается сила тяжести — вес горных пород. Другая важная причина заключается, по-видимому, в тектонических напряжениях, связанных с другими, помимо силы тяжести, причинами, порождающими напряжения в земной коре, требующими еще выяснения. Оставляя вне рассмотрения трещиноватость, наблюдаемую в глубоких горных выработках, остановимся здесь на поверхностных проявлениях разгрузки в виде трещин отслаивания и трещин бортового отпора (рис. 54).

Трещины отслаивания образуются параллельно обнаженной поверхности. Они часто и хорошо выражены вблизи нее, но становятся более редкими и менее ясными с глубиной. Трещины бортового отпора (отседания, откоса) развиваются в бортах оврагов и долин рек, врезанных в твердые породы. Они бывают наклонены под углом  $30-50^\circ$  в сторону долины и распространяются до уровня дна рек и оврагов.

Нетектонические трещины часто весьма трудно характеризовать достаточно убедительно для их выделения. Особые затруднения представляет решение вопроса об установлении и выделении первичных (диагенетических) трещин, особенно когда на них накладываются тектонические деформации. Даже в платформенных условиях исследователям приходится сталкиваться с большими трудностями при попытках разделить трещины на диагенетические и тектонические.

**§ 63. Тектонические трещины.** Тектонические трещины появляются в горных породах в результате деформаций разрыва (§ 47 и 48) под влиянием тектонических сил, развивающихся в условиях земной коры.

Основными видами тектонических трещин являются трещины отрыва и трещины скальвания (рис. 55). Первые отражают явления растяжения, вторые — сжатия. Но это в первом, грубом приближении. Как отмечалось при рассмотрении процесса деформации (§ 48), в определенных условиях и при растяжении могут возникать трещины скальвания, а при сжатии — трещины отрыва, т. е. при каждом из этих видов деформации могут возникать оба вида трещин. Иногда возникают трещины сплющивания.

*Трещины отрыва* (раскалывания). Обычно характеризуются наличием той или иной величины полости, часто заполняемой в дальнейшем различными образованиями (гидротермальными, магматическими, иногда кластическими). Поверхности их неровные, иногда зазубренные. Гальки и крупные минеральные зерна, при их пересечении поверхностью отрыва, могут выдергиваться и отходить с одной стороны, оставляя соответственные выемки на другой. Трещины отрыва могут иметь как региональный, так и локальный характер на платформах и в складчатых зонах, часто определяя макро- и особенно микрорельеф, что хорошо иллюстрируется аэрофотоснимками.

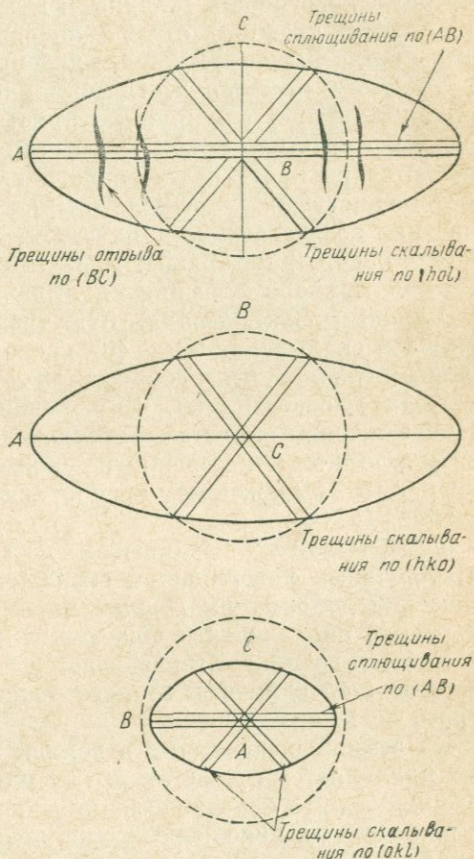


Рис. 55. Схема ориентировки генетических систем трещин относительно главных осей деформации

Наблюдается определенная их ориентировка при наложении на складчатые формы. При линейных складках они располагаются параллельно им и особенно часто поперек. При куполовидных поднятиях характерно радиальное и концентрическое их расположение. Отмечается предпочтительная приуроченность их к участкам перегиба структур (места продольных изгибов в флексурах и складках, поперечных перегибов в складках), где развиваются явления растяжения. Часто трещины отрыва опережают трещины сбросов, которые сами иногда используют более древние трещины отрыва.

*Трещины скалывания.* Обычно плотно сжаты, имея ровные поверхности. Гальки и крупные кристаллические зерна, попадающие на линию разрыва, срезаются. Трещины скалывания хорошо выдерживаются по простиранию и падению, часто обладая значительной протяженностью. Благоприятными для их развития являются участки, подвергающиеся явлениям сжатия. Трещины скалывания обычно опережают поверхности надвигов, взбросов и сдвигов. Выразительным примером трещин скалывания является кливаж разлома.

*Трещины сплющивания.* Эти трещины, в отличие от трещин отрыва и скалывания (см. § 48), располагаются в плоскостях, параллельных главным осям деформации *A* и *B*, т. е. в плоскостях, параллельных плоскости *AB*. Они развиваются в результате пластического течения вещества в твердом состоянии, в направлении, перпендикулярном к линейным сжимающим тектоническим силам. Наглядным выражением трещин сплющивания является кливаж течения (§ 64).

**§ 64. Кливаж\*.** Кливажем называется совокупность частых параллельных поверхностей скольжения, развивающихся при пластической деформации горных пород и расчленяющих эти породы на тонкие параллельные пластинки и плитки.

Кливаж возникает и развивается в горных породах в связи с процессами постседиментационного складкообразования, вне зон которого он не наблюдается.

На земной поверхности и вблизи нее в зоне выветривания кливаж проявляется в виде открытых или закрытых трещин с ровными поверхностями и нередко следами скольжения и притирания (рис. 56). В породах, расположенных вне зоны выветривания, поверхности кливажа выражены скрытыми трещинами, которые могут быть замечены только по относительному перемещению по поверхностям скольжения и особенно по смещению границ между слоями.

Длительное время выделяли две разновидности кливажа: кливаж разлома и кливаж течения.

Особенности проявления кливажа в различных условиях привели к попыткам более развернутой систематики его разновидностей. Наиболее полная классификация была предложена В. В. Белоусовым, который выделил следующие разновидности кливажа (рис. 57):

\* Clivage — фр. — раскалывание, расщепление, расслаивание.



Рис. 56. Кливаж, развитый в аргиллитах (а) верхнего девона под углом к слоистости (Центральный Казахстан). По А. Е. Михайлову

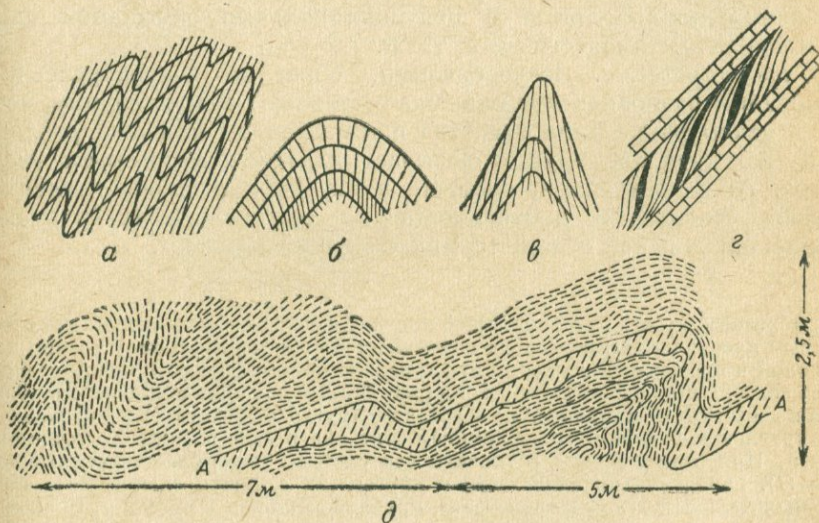


Рис. 57. Разновидности кливажа (по Белоусову).

*а* — «главный» кливаж; *б—г* — кливаж разлома (*б* — веерообразный, *в* — обратный веерообразный, *г* — S-образный); *д* — послойный кливаж (кристаллизационная сланцеватость). В слое *А* сохранились реликты кливажа течения — видна параллельность кливажа осевым плоскостям складок (по П. В. Соколову)

*послойный кливаж*, развивающийся параллельно слоистости;  
*веерообразный кливаж*, располагающийся под острым углом к осевой поверхности и ориентированный таким образом, что он сходится под антиклиналями и над синклиналями, т. е. веерообразно относительно осевой поверхности складок;  
*обратный веерообразный кливаж* — поверхности кливажа сходятся над антиклиналями и под синклиналями;  
*S-образный кливаж* — выражается в S-образном изгибе кливажных поверхностей внутри отдельных слоев;  
*главный кливаж течения* — развивается параллельно осевым поверхностям складок.

*Послойный кливаж (слоевой кливаж у Г. Д. Ажгирей)* возникает благодаря послойному течению, когда удлиненные минералы поворачиваются в положение, параллельное слою, т. е. «по течению». В результате создается послойная ориентированная текстура (называемая также динамическим кливажем). Она особенно характерна для сильно метаморфизованных толщ; в таких случаях эту разновидность кливажа часто называют *кристаллизационной сланцеватостью*. Послойный кливаж может возникнуть на ранней стадии пластической деформации, но часто он развивается, накладываясь на все остальные формы кливажа, в условиях сильного прогресса деформируемых пород и массового новообразования минералов при перекристаллизации метаморфизируемых пород (рис. 57, *д*). Важной особенностью послойного кливажа является то, что его поверхности скольжения, располагаясь параллельно поверхностям напластования, огибают периклинальные и центриклинальные замыкания слоев в складках метаморфических толщ.

*Кливаж разлома*. Веерообразный, обратный веерообразный и S-образный разновидности кливажа составляют общую группу, которая в целом ранее была известна под названием кливажа разлома. Г. Д. Ажгирей эту группу называет *кливажем межслоевого скольжения*. А. Е. Михайлов, включая в эту группу также и главный кливаж течения, и противопоставляя ее послойному кливажу, предложил для нее общий термин «секущий кливаж».

Образование всех разновидностей кливажа разлома обычно связывают с межслоевым проскальзыванием вдоль поверхностей слоистости. В силу трения каждый слой в процессе скольжения относительно покрывающего и подстилающего слоев подвергается действию пары сил (рис. 58). Из них одна приложена к кровле слоя и действует по направлению востанова, другая же действует в подошве слоя в направлении падения. Под влиянием этих сил в слое возникает деформация сдвига. При этом должны возникать две системы поверхностей скалывания: одна (1), параллельная слоистости и другая (2), секущая слой горных пород под значительным углом к слоистости, приближающимся к прямому. Поскольку первая система плоскостей скалывания параллельна слоистости, обычно представляющей в горных породах направление слабости, скалывание почти полностью осуществляется по поверхности слоистости, и порода внутри слоя редко расчленяется параллельными слоистости трещинами. Иначе обстоит дело со второй системой плоскостей скалывания. Вдоль нее деформация может произойти только за счет образования в породе трещин, которые располагаются в складчатой структуре веером, сходящимся под антиклиналями, образуя так называемый веерообразный кливаж (см. рис. 57, *е*).

Кливаж разлома проявляется в каждом слое по-разному, в зависимости от состава слоев. Его частота меняется при переходе от слоя к слою, так же как и углы, составленные поверхностями кливажа и напластования (рис. 59, а). Частота трещин кливажа от долей миллиметра в пластичных слоях (например, в глинах) изменяется, в равных условиях развития, до сантиметров в хрупких слоях (например, в песчаниках). Острые углы между наслоением и кливажем, обращенные в направлении межслоевого движения, изменяются от почти прямых в хрупких

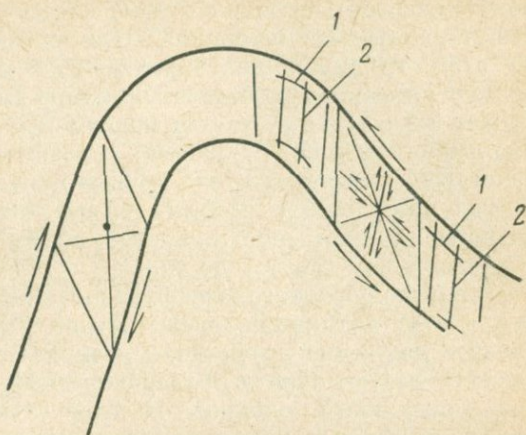


Рис. 58. Схема образования кливажа при межслоевом проскальзывании

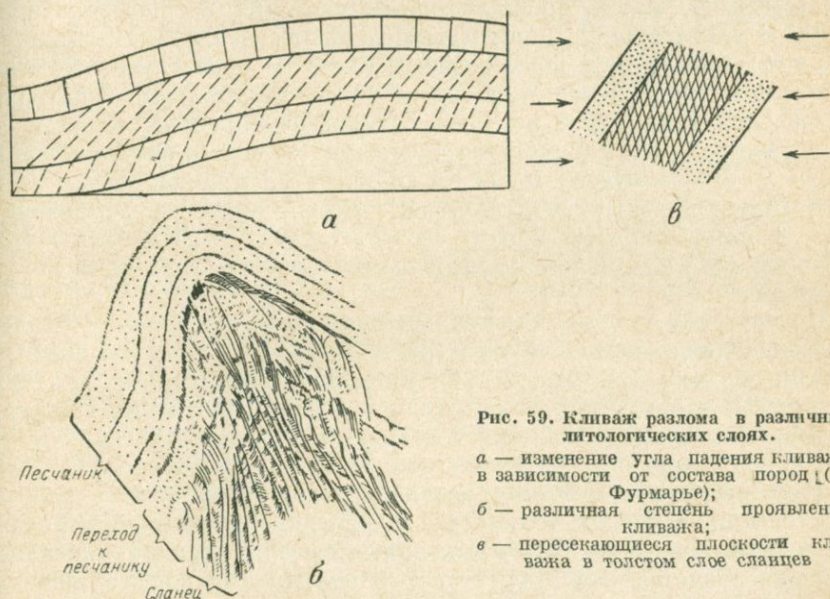


Рис. 59. Кливаж разлома в различных литологических слоях.

а — изменение угла падения кливажа в зависимости от состава пород (по Фурмарье);  
 б — различная степень проявления кливажа;  
 в — пересекающиеся плоскости кливажа в толстом слое сланцев

породах до весьма острых в пластичных.

В отдельных случаях кливаж в более жестких слоях может не проявиться. Хорошо это видно на зарисовке образца породы (рис. 59, б) в глинистой части которого резко выражен кливаж разлома, в песчано-глинистой он постепенно вырождается, а в песчаной исчезает полностью.

По поверхностям трещин кливажа разлома скольжение может не происходить, и тогда непосредственно вдоль плоскостей трещин могут наблюдаться лишь слабые следы параллельной переориентировки некоторых минералов. При развитии явлений скольжения по этим трещинам переориентировка минералов вблизи поверхностей кливажа приобретает заметное выражение, хотя и не захватывает значительных частей породы между трещинами. Для такого проявления кливажа разлома, связанного с явной ориентировкой некоторых минералов вдоль трещин кливажа на некоторую глубину, иногда применяется особый термин — *кливаж скальвания*, оставляющий за собственно кливажем разлома проявления слабой ориентировки или отсутствие ее.

В случае обратного веерообразного кливажа в сводах и присводовых частях антиклинальных складок нередко наблюдается внутрислоевое движение вещества и возникают складки волочения. Они также образуют обратный веерообразный пучок по отношению к осевой поверхности складки. В этом случае кливаж располагается параллельно осевым поверхностям складок волочения и практически оказывается кливажем течения.

S-образный кливаж обычно возникает в пластичном слое при проскальзывании более прочных перекрывающих и подстилающих слоев. В этих случаях концы трещин кливажа изогнуты в направлении проскальзывания более жестких слоев. В ряде случаев отмечалась связь S-образного кливажа с более пластичным характером частей слоя у кровли и подошвы (например, большая глинистость) в сравнении с центральной частью слоя (большая песчанистость).

По В. В. Белоусову (1962 г.) «S-образный кливаж проще всего объясняется как главный кливаж, подвергшийся в дальнейшем как бы разрезанию на куски, соответствующие отдельным слоям, и искривлению в связи с возобновившимся скольжением между слоями».

В глинистых сланцах кливаж разлома иногда развивается по двум пересекающимся направлениям (рис. 59, в), образуя своеобразную угловатую щербенку. Такой вид трещиноватости, по де Ситтеру, характерен для толстых слоев глинистых сланцев, которые испытывали вращение при изгибании подстилающих и покрывающих прочных пород в процессе развития поверхностей скальвания.

*Главный кливаж течения* развивается на фоне общего сжатия уже смятой в складки толщи, когда она деформируется однородно без явлений межслоевого скольжения, определявшего формирование кливажа разлома. Эта стадия общего смятия или общего течения, хотя она и наступает после изгибания слоев в складки, связана со складкообразованием и является его непосредственным продолжением и развитием, что видно из тесной связи залегания кливажа с положением осевых поверхностей складок, позволяющей многим исследователям называть кливаж течения *кливажем осевой плоскости*.

При кливаже течения минеральные зерна в породах приобретают ориентировку в результате сплющивания в направлении оси сжатия

и удлинения в направлении оси растяжения (см. рис. 57, *д*). При этом каждое зерно породы деформируется как и вся порода между трещинами кливажа. Таким образом, если кливаж разлома являлся кливажем скалывания, то кливаж течения является кливажем сплющивания.

Кливаж течения может рассекать всю толщу пород. При этом трещины кливажа являются секущими, сквозными, т. е. пересекают границы напластования пород независимо от состава различных слоев.

Кливаж течения приводит к образованию тонкоплитчатой, иногда листоватой отдельности по трещинам кливажа, которую нередко принимают за отдельность слоистости, хотя на пластинках этой отдельности часто удается рассмотреть следы слоистости (по чередованию слоев различного литологического состава). Особенно эффектно слоистость выступает в образцах, взятых в замковой части складок, по осевой плоскости их, где кливаж сечет границы слоев (в плане) перпендикулярно к ним.

В крыльях изоклиальных складок и в опрокинутых крыльях других складок положение кливажа течения может оказаться параллельным слоистости.

Следует остерегаться принятия кливажа за слоистость со взятием ложных замеров элементов залегания слоев.

Кливаж течения в связи с его параллелизмом осевым поверхностям складок может оказать большую помощь при изучении складчатых структур.

Как уже отмечалось, углы падения кливажа течения в нормальных складках на их крыльях в поперечных сечениях всегда круче падения пород. В изоклиальных складках углы падения кливажа и слоев на крыльях совпадают. В опрокинутых складках на подвернутых крыльях наклон кливажа положе падения слоев (рис. 60, *а*).

В плане простираение кливажа совпадает с простираением осевых линий складок. По отношению к простираению слоев в крыльях складок кливаж или параллелен им, либо сечет их под острым углом. В замках складок по осевым линиям их, как в плане, так и в разрезе, кливаж располагается под прямым углом к слоистости. Наклон слоистости на поверхности кливажа указывает на направление

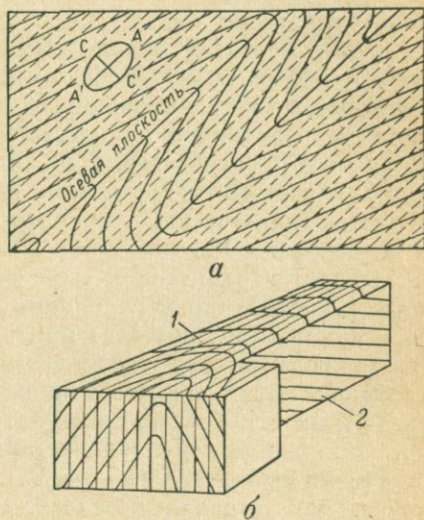


Рис. 60. Определение положения складки по кливажу течения.

*а* — соотношение кливажа и границ слоев в поперечном сечении (по Виллингсу);

*б* — то же, в продольном сечении: 1 — пересечение плоскостями кливажа периклиналиного окончания антиклинали, 2 — наклон оси (шарира) антиклинальной складки

погружения шарнира (рис. 60, б), угол которого может быть измерен. Наблюдения кливажа течения необходимо производить и в кернах буровых скважин.

Кроме описанных форм А. Е. Михайлов выделяет *приразрывный кливаж*, который развивается параллельно сместителю крупных разрывов и позволяет определить ориентировку сместителя.

Условные обозначения кливажа на геологических картах приводятся в прил. 3.

§ 65. Полевые наблюдения над трещиноватостью в горных породах. Методы графического изображения замеров трещин. Изучение трещин должно проводиться на основе выделения их генетических типов и разновидностей внутри каждого типа, их соотношений во времени и пространстве. Необходима достаточно полная характеристика поверхности трещин, а также заполнения их материальных полостей (кластогенное, магматогенное; особенности минерализации, обводнения).

Следует стремиться к выяснению общей картины для всей площади исследования. Углубленные исследования могут производиться на специальных, наиболее пригодных для этого участках.

Наблюдения над трещинами необходимо вести таким образом, чтобы они могли дать ответ на особенности проявления их в условиях различных структурных элементов складок (крылья; замок — свод, мульда; области пери- и центриклиналей) с различным их залеганием (крутизна падений, изгибов и т. п.), а также в зависимости от состава пород как отдельных слоев, так и их комплексов, вплоть до отдельных структурных этажей. Важным является установление зональности в распределении различных форм трещин на площади.

По каждому структурному элементу набирается такое количество замеров трещин, которое позволяет провести необходимые построения и сделать соответствующие выводы. Трудно указать, какое именно количество замеров трещин необходимо сделать, чтобы иметь право сказать, что оно достаточно характеризует тот или иной тип, ту или иную разновидность. Все зависит от ясности получаемых данных. Иногда картина выясняется в результате буквально единичных замеров в прекрасно выраженных рядах или системах. В других случаях необходима статистическая обработка полученных данных графическими построениями. В этих случаях обычно требуется по крайней мере около 100—200 замеров и более.

Замеры той или иной разновидности трещин могут быть использованы для графических построений, которые оттеняют количественные или качественные их особенности, или те и другие одновременно. Существует ряд таких построений. Здесь будут рассмотрены два из них, наиболее простые.

*Розы-диаграммы.* Являются самыми простыми из построений. На них хорошо выделяются преобладающие простирания трещин, азимуты и углы падения их. Недостатком роз-диаграмм является то, что для характеристики каждого из этих элементов залегания трещин необходимо отдельное построение.

Для примера приводится построение розы-диаграммы азимутов линий простирания. На полукруге произвольного размера проводятся радиусы — меридианы (рис. 61, а). Интервалы между меридианами могут быть различными, в зависимости от желаемой точности построения. На концах радиусов проставляется соответствующее градусное значение в северных румбах. В качестве масштаба берется отрезок, равный радиусу, и делится на равные части, количество которых соответствует принятому числу замеров или отдельному замеру. Единичный отрезок (соответствующий одному или нескольким замерам, в зависимости от избранного масштаба) откладывается столько раз от центра полукруга по данному радиусу, сколько имеется трещин с простираниями данных азимутов. В рассматриваемом примере радиусы проведены через  $10^\circ$ , но построение сделано исходя из расстояний между ними в  $5^\circ$ , т. е. берутся и учитываются точки на предполагаемых промежуточных радиусах через  $5^\circ$ . После нанесения всех данных конечные точки, отложенные на всех радиусах, соединяются прямыми, а образовавшийся контур затушевывается.

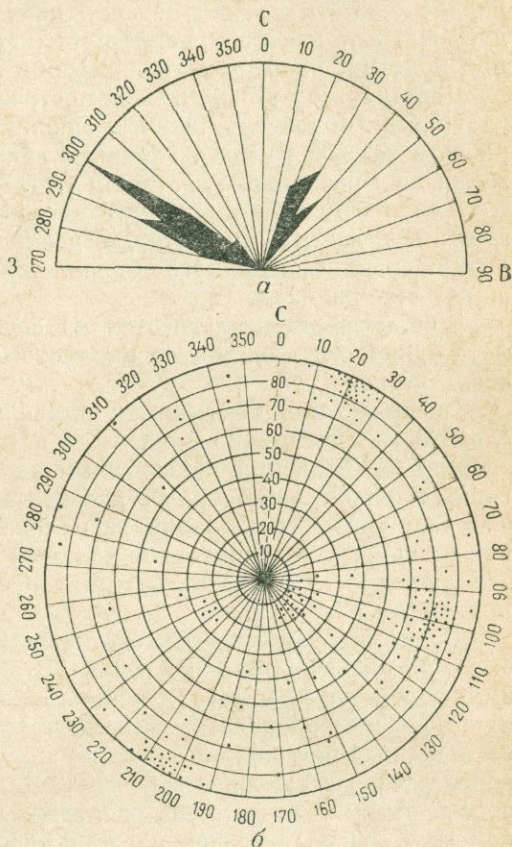


Рис. 61. Построение диаграм трещиноватости. а — роза-диаграмма простираний; б — точечная круговая диаграмма

Точечная круговая диаграмма (рис. 61, б). Для построения сетки точечной круговой диаграммы берется круг произвольного радиуса. На круг наносится сетка, состоящая из радиусов и концентрических окружностей. Радиусы служат для нанесения азимутов падения трещин. Концентрические окружности используются для отсчета углов падения. Для удобства построения рекомендуется принимать круг радиусом 9 см (каждые  $10^\circ$  соответствуют 1 см) или кратным девяти.

На построенной таким образом сетке точками наносятся замеры. Положение точки в круге зависит от азимута падения и угла падения

и дает возможность легко определить простирание трещины. При одинаковых градусных интервалах величины площадей на сетке у центра круга и на его периферии резко различны. Чтобы не произошло чрезмерного сгущения точек, следует при преобладающих в районе крутых углов падения концентрические окружности градуировать от центра к периферии (как это сделано на рис. 61, б), при пологих, наоборот, от периферии к центру.

Достоинством этого способа построения является то, что на одну диаграмму, пользуясь разными знаками (особенно цветными), можно нанести замеры трещин, элементы залегания пород, элементы залегания жил различного состава и т. д. и сопоставлять их.

Для изображения трещин часто используются *круговые диаграммы в изолиниях*, которые дают возможность количественной оценки трещин различного направления и сравнения их особенностей в разных районах.

**§ 66. Изображение трещин на аэрофотоснимках.** При хорошей фотогеничности трещины на аэрофотоснимках могут быть выражены очень четко.

Трещины, и в особенности кливаж, могут сильно маскировать слоистость и их можно принять за направление простирания пород.

При изображении на аэроснимках разновозрастных комплексов горных пород, разделенных несогласиями, каждый из комплексов обладает различным планом расположения трещин. При этом древние комплексы в значительно большей степени покрыты трещинами, чем молодые, что может служить существенным дешифрирующим признаком.

Дешифрирование трещиноватости с достаточной полнотой может быть произведено только в условиях хорошей обнаженности коренных пород на хорошего качества аэроснимках масштаба 1 : 25 000 и крупнее. Признаками для дешифрирования трещин является их линейный рисунок на аэроснимке, подчеркиваемый формами микрорельефа, растительностью (особенно хорошо развитой вдоль водоносных трещин) и, наконец, распределением мелкой овражной и речной сети, располагающейся вдоль трещин.

Нередко в песчано-сланцевых толщах удается уверенно дешифрировать проявления главного кливажа, зоны которого иногда прослеживаются по аэроснимкам на протяжении десятков километров.

## Глава XII. РАЗРЫВЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ СО СМЕЩЕНИЕМ \*

**§ 67. Общая характеристика и классификация разрывов.** К настоящему времени в геологической практике утвердилось выделение следующих основных групп разрывных смещений: сбросы, взбросы,

\* Иногда их называют дизъюнктивами (от лат. *desjunctio* — разъединение), дизъюнктивными нарушениями, дизъюнктивными дислокациями, хотя термин «дизъюнктивная дислокация» был введен в свое время для обозначения всех разрывных нарушений, включая и трещины, и разрывные смещения.

сдвиги, раздвиги, надвиги и покровы. В каждой из этих групп по тем или иным признакам могут быть выделены дополнительные разновидности разрывов (рис. 62), как это частично будет сделано дальше при их рассмотрении.

Приведенное разделение разрывов представляет собой в основном морфологическую классификацию, но в то же время это разделение учитывает некоторые генетические особенности разрывов, отражая условия их возникновения. Рациональная классификация разрывов должна была быть в основном генетической, но к настоящему времени условия для ее разработки и применения еще не являются благоприятными,

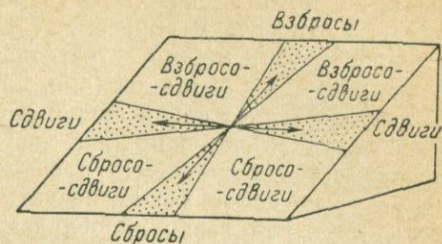


Рис. 62. Некоторые разновидности разрывов в зависимости от направления смещения (по Михайлову)

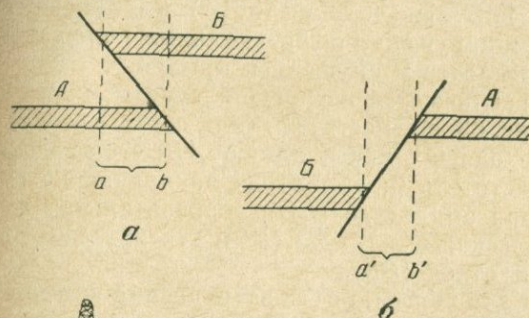
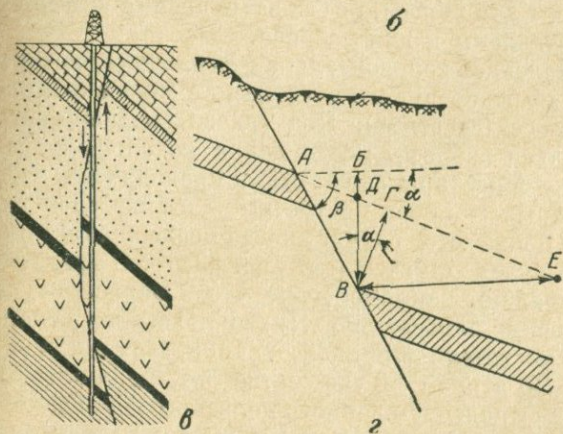


Рис. 63. Сбросы и вибросы; их элементы.

а — виброс; б — сброс; а — изменение направления падения сместителя разрыва с глубиной; а — различные виды амплитуды сброса в вертикальном разрезе. а — б — сдвоение; а' — б' — зияние



что связано с недостаточным знанием глубинных тектонических процессов.

§ 68. Сбросы и вибросы. Исходя из геометрических соотношений элементов разрывов, сбросами называют нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону опущенных пород (рис. 63, б).

*Взбросами* называются нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону приподнятых пород (рис. 63, *а*). Нарушения, у которых поверхность разрыва расположена вертикально, принято относить к сбросам.

Практически можно встретиться со случаями изменения поверхности разрыва с глубиной (рис. 63, *в*). В верхней части разреза разрыв представляет собой сброс; в средней части — поверхность разрыва вертикальна; в нижней части — этот разрыв по соотношению поверхностей может быть назван взбросом. В данном случае всю структуру в целом можно назвать сбросом, так как сбросовые соотношения в ней резко преобладают. В том случае, если в разрыве будут преобладать взбросовые соотношения, разрывную структуру в целом пришлось бы назвать взбросом. Этот пример показывает несовершенство, известную условность чисто морфологической классификации разрывов, как это очевидно станет дальше.

В сбросах различают (см. рис. 63, *а*) приподнятое или лежащее крыло (*А*) и опущенное или висячее крыло (*Б*); в взбросах (см. рис. 63, *б*) — опущенное или лежащее крыло (*А*) и приподнятое или висячее крыло (*Б*). При нарушении с вертикальным положением разрыва различается приподнятое и опущенное крылья\*.

В сбросах и взбросах различаются и другие элементы, имеющие общий для них характер (рис. 63, *в*): сместитель (или сбрасыватель) — поверхность разрыва, проходящая через линию *АВ*; угол падения слоев  $\alpha$ ; угол падения сместителя  $\beta$ ; амплитуда наклонная по сместителю (*АВ*), вертикальная амплитуда (*ВВ*); горизонтальная амплитуда (*АВ*); стратиграфическая амплитуда (*ГВ*); вертикальный отход (*ДВ*); горизонтальный отход (*ВЕ*).

Элементы эти показаны для сброса, но без затруднений они могут быть по аналогии представлены и для взброса.

Особое внимание привлекает горизонтальная амплитуда, которая дает величину растяжения разорванного участка при сбросе (зияние) и сокращения при взбросе (сдвоение). Под сдвоением понимается такое соотношение крыльев взброса, когда дойдя по слою до разрыва и восстановив перпендикуляр к слою, мы на продолжении этого перпендикуляра за разрывом снова встретим этот же слой (см. рис. 63, *а*). Под зиянием понимается случай, когда после аналогичной операции такой слой не будет встречен (см. рис. 63, *б*). С практической точки зрения это важно, например, тем, что в первом случае может иметь место удвоение запасов пластового полезного ископаемого в полосе вдоль сместителя шириной, равной величине горизонтальной амплитуды. Во втором случае соответствующая площадь будет характеризоваться выпадением данного полезного ископаемого.

*Классификация сбросов и взбросов.* По углу падения сместителя сбросы и взбросы могут быть: пологими — с углом падения сместителя до  $30^\circ$ ; крутыми — от  $30^\circ$  до  $80^\circ$  и вертикальными — от  $80^\circ$  до  $90^\circ$ .

\* Часто вместо термина «крыло» употребляется термин «бок».

По отношению к простиранию нарушенных пород различаются продольные сбросы и взбросы, у которых общее простирание сместителя совпадает с простиранием нарушенных пород; косые (диагональные) — сместитель которых ориентирован под углом к простиранию пород, и поперечные — направленные вкрест простирания пород.

По соотношению наклонов сместителя и нарушенных пород выделяются согласные и несогласные сбросы и взбросы. У согласных сбросов и взбросов наклон пород и сместителя направлен в одну и ту же сторону; у несогласных — породы и сместитель наклонены в противоположные стороны.

Следует иметь в виду, что классификация разрывов по отношению к простиранию пород и их падению в тех случаях, когда разрывами секутся складки, может иметь применение для некоторых ограниченных участков. Один и тот же разрыв может пересечь складку параллельно ее крыльям, т. е. быть параллельным, а в замкнутой части оказаться косым или поперечным, так же как косой сброс, пересекая складку, для одного ее крыла будет согласным, а для другого — несогласным.

По взаимному расположению сбросов и взбросов в плане различают параллельные, радиальные, концентрические и перистые сбросы и взбросы. В параллельных сбросах и взбросах поверхности сместителей в плане и разрезе параллельны, и смещение по таким разрывам носит нередко ступенчатый характер. Радиальные сбросы и взбросы расходятся от одного центра по радиусам. Концентрические сбросы и взбросы располагаются вокруг некоторого центра по окружности (иногда неполной), являясь в одно и то же время параллельными. Радиальные и концентрические сбросы и взбросы могут возникать на периклиналях и центриклиналях складок или на сводах куполов. Перистые сбросы и взбросы образуют ветвящуюся сеть, в которой обычно выделяется основной наиболее крупный разрыв и ответвляющиеся, более мелкие.

По направлению движения крыльев выделяются четыре вида сбросов и взбросов: прямые, обратные, шарнирные и цилиндрические.

В прямых сбросах висячее крыло перемещается вниз, а в прямых взбросах — вверх; в обратных сбросах лежачее крыло перемещается вверх, а в обратных взбросах — вниз. В шарнирных сбросах и взбросах крылья поворачиваются в разные стороны или в одну и ту же сторону вокруг оси, перпендикулярной к простиранию сместителя и расположенной у конца разрыва (рис. 64, а) или в средней его части (рис. 64, б). В цилиндрических сбросах и взбросах движение происходит по дуге или искривленной поверхности, близкой к дуге, вокруг оси вращения, расположенной в стороне от сместителя (рис. 64, в).

Во временном отношении сбросы и взбросы делятся на конседиментационные и постседиментационные (наложенные). В конседиментационных разрывах на поднятых крыльях нередко мощности пород оказываются сокращенными, и отдельные стратиграфические гори-

зонты выпадают из разреза. В противоположность этому, на опущенных крыльях мощности пород увеличиваются, наблюдаются полные стратиграфические разрезы и относительно более мелкозернистые и глубоководные фации. В постседиментационных разрывах мощности слоев и фации на разных крыльях различий не имеют.

*Строение сместителей (сбрасывателей).* Поверхность сместителя не всегда бывает ровной и может быть изогнута по ломаной или плавной линии. При перемещении крыльев вдоль изогнутого сместителя между ними нередко возникают полости, которые могут впоследствии заполняться жильными (магматическими, гидротермальными и др.) образованиями, часто с рудными минералами, или водой.

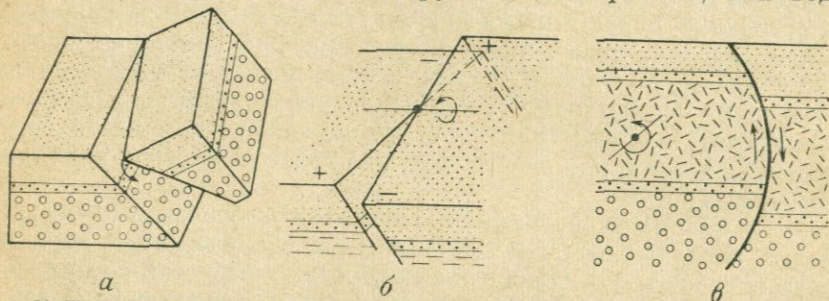


Рис. 64. Шарнирные разрывы (а — с осью вращения у конца, б — с осью вращения в средней части разрыва) и цилиндрический разрыв (в), по Михайлову.

При смещениях в результате разрушения выступов поверхности сместителей, между крыльями сброса развивается «брекчия трения», представляющая собой раздробленную и перетертую массу обломков пород, встречающихся по обе стороны разрыва. Мощность брекчий трения непостоянна и нередко достигает нескольких метров, а при значительной амплитуде смещения и искривленной поверхности разрыва — десятков метров. Брекчии трения могут цементоваться как более мелким раздробленным и перетертым материалом пород, слагающих брекчии, так и различными минеральными образованиями, выпадающими из растворов, проникающих по трещинам разрыва.

*Определения направления перемещения крыльев сбросов и взбросов.* Различаются два вида перемещения крыльев разрывов: абсолютное и относительное. При выяснении направления абсолютного перемещения определяется смещение каждого крыла относительно горизонта. При этом возможны следующие случаи: 1) перемещение висячего крыла вниз или вверх при неподвижном лежащем; 2) перемещение лежащего крыла вверх или вниз при неподвижном висящем; 3) перемещение обоих крыльев — лежащего вверх, а висячего вниз или лежащего вниз, а висячего вверх; 4) перемещение обоих крыльев вниз или вверх, но с различной скоростью. Решение вопроса об абсолютном перемещении крыльев задача крайне сложная и далеко не всегда разрешимая.

Обычно приходится довольствоваться данными лишь об относительном перемещении, т. е. знать направление и амплитуду смещения одного крыла относительно другого. Для этого можно воспользоваться «зеркалами скольжения» с их особенностями строения (рис. 65), которые образуются при движении крыльев, соприкасающихся друг с другом, когда поверхности сместителя притираются и становятся гладкими, как бы отполированными. На зеркалах скольжения образуются многочисленные штрихи и бороздки скольжения, ориентированные по направлению движения

крыльев (рис. 65, а). Бороздки скольжения (рис. 65, б) начинаются едва заметной царапиной, ширина которой постепенно увеличивается в направлении движения соприкасающегося крыла. Нередко бороздки скольжения располагаются отдельными группами, объединенными общей поверхностью отрыва.

Если провести рукой по зеркалу скольжения вдоль борозд в одном направлении, пальцы будут скользить, не встречая сопротивления; скольжение пальцев в обратном направлении будет затруднено, так как поверхность отрыва, создающая шершавость, препятствует скольжению.

Направление свободного скольжения руки совпадает с направлением смещения крыла, противоположного тому, на котором расположено зеркало скольжения. Могут быть также использованы изгибы слоев у поверхностей сместителя. В тех случаях, когда они имеются, края слоев изгибаются в направлении перемещения крыльев (рис. 65, в). Нередко возникает не изгиб слоев, а их смещение по ряду параллельных ступенчатых разрывов с небольшой амплитудой (рис. 65, г).

Относительное направление перемещения может быть определено по соотношению возраста пород на крыльях разрыва. Так, например, на рис. 65, в, г видно, что на дневной поверхности к линии разрыва в приподнятом крыле подходит относительно более древняя (нижняя) часть стратиграфического разреза. Отсюда может быть сделан следующий вывод, который действителен для всех разрывов со смещением, наблюдаемых на местности, или выраженных на геологической карте: относительно приподнятым крылом является то, на котором

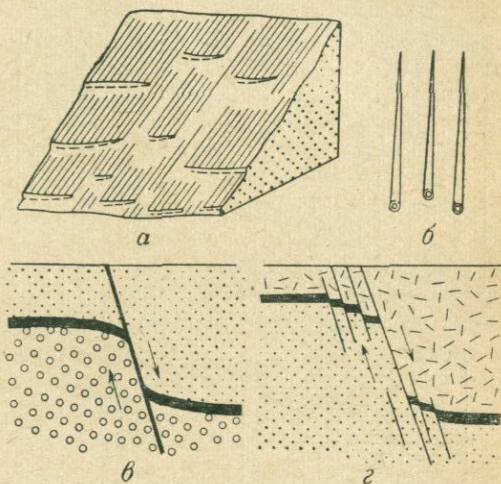


Рис. 65. Определение относительного перемещения крыльев.

а — зеркало скольжения с поперечными отрывами; б — борозды скольжения; в — изгиб слоев в направлении смещения; г — ступенчатое смещение слоя в направлении сбрасывателя

у линии разрыва выходят более древние породы; на опущенном крыле в этом месте у разрыва выходят более молодые породы (исключая опрокинутое залегание).

**Определение амплитуды смещения.** Определение амплитуды сбросов и взбросов представляет собой сложную задачу, решение которой осуществляется различными графическими приемами. Рассмотрим на примерах наиболее распространенные приемы, при этом во всех примерах (для упрощения рассмотрения) мы принимаем, что сбрас-

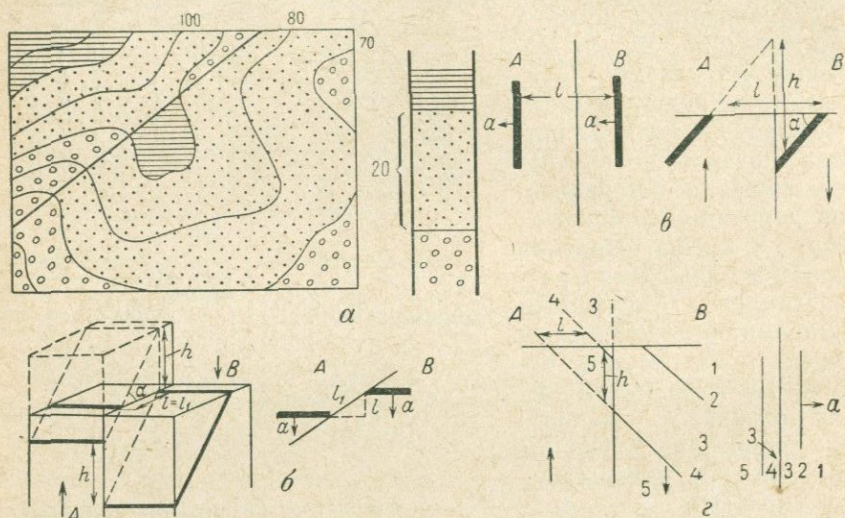


Рис. 66. Определение амплитуды вертикального сброса:

а — при горизонтальном залегании слоев;  
 б, в, г — при наклонном залегании слоев (по Тетяеву);  $h$  — амплитуда сброса;  $\alpha$  — угол падения слоя;  $l$  — кратчайшее расстояние по горизонтали между смещенными частями слоя;  $l_1$  — видимое перемещение слоя по линии сброса в горизонтальной плоскости. При прямом пересечении сброса и слоя  $l = l_1$

сыватель расположен вертикально. В этом случае (см. рис. 63, в) вертикальная амплитуда совместится с амплитудой по сместителю, а для горизонтальных отложений и со стратиграфической.

При горизонтальном залегании пород на размытой поверхности вдоль линии сброса происходит соприкосновение различных слоев. Мощность размытых в поднятом крыле слоев составит вертикальную амплитуду сброса ( $h$ ). На геологической карте с горизонталями рельефа (рис. 66, а) амплитуда такого сброса может быть определена как разность отметок одной и той же поверхности слоя по обе стороны линии сброса. Если на карте отсутствуют границы, общие для обоих крыльев сброса, в этом случае амплитуда сброса определяется по мощности пород между границами, находящимися на одной и той же высоте (горизонтали) по обе стороны сброса. Мощность пород берется по стратиграфической колонке.

Если перемещение происходит в наклонных слоях, то при размыве приподнятого крыла границы слоев в нем перемещаются по направлению падения (рис. 66, б). Отсюда формулируется правило: *видимое перемещение слоя на горизонтальной поверхности в направлении его падения определяет приподнятое крыло (правило 5 П: поднятый пласт перемещается по падению)*. Величина перемещения зависит от угла падения слоя. Чем круче падение, тем величина видимого смещения меньше. Вертикальные слои не дают никакого перемещения.

Из соотношений на блок-диаграмме (рис. 66, б) видно, что вертикальная амплитуда сброса ( $h$ ) в наклонных слоях при вертикальном сместителе равняется произведению кратчайшего по горизонтали расстояния между смещенными частями слоя ( $l$ ) на тангенс угла падения слоя ( $\text{tg } \alpha$ ), т. е.  $h = l \cdot \text{tg } \alpha$ . На блок-диаграмме представлен частный случай, когда линия сброса перпендикулярна простираанию слоя. При косом пересечении расстояние между смещенными частями слоя по линии сброса  $l_1$  должно быть заменено кратчайшим по горизонтали расстоянием  $l$ .

Когда линия сброса параллельна простираанию наклонных слоев могут быть два варианта: 1) поднятое крыло расположено по направлению падения слоев (рис. 66, в) — в этом случае на поверхности происходит повторение некоторых слоев; 2) поднятое крыло расположено против падения слоев (рис. 66, г). В обоих случаях амплитуда сброса определяется по той же формуле, однако во втором варианте  $l$  равно ширине на поверхности выпавшей пачки слоев.

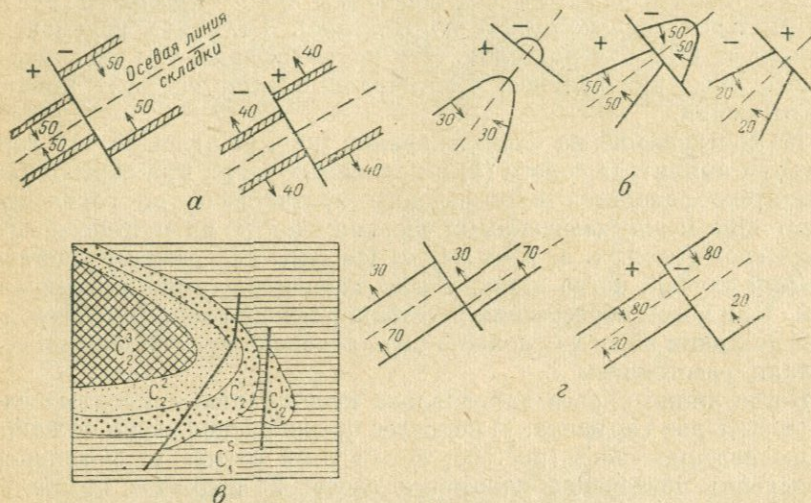
В складчатых районах различно направленные линии сброса могут пересекать целые складки с различным направлением падения слоев в них и с различными углами падения. В этих случаях приходится комбинировать приведенные ранее структурные представления, чтобы представить себе общую картину. Несколько примеров (рис. 67), где опускание обозначается знаком (—), а поднятие знаком (+), показывают различные случаи изменения очертаний складчатых структур на поверхности в связи с наложением на них сбросов. При пересечении складок с горизонтальным шарниром и одинаковыми углами падения слоев в крыльях, слои перемещаются одинаково и симметрично, давая в поднятой части их сближение для синклиналей и расхождение для антиклиналей (рис. 67, а).

При погружениях шарниров складок слои, кроме видимого перемещения, могут исчезать или вновь появляться на поверхности (рис. 67, б, в). В этих случаях соотношение поднятых и опущенных частей складок хорошо выявляется на продольных разрезах.

В случае несимметричных складок по сбросу перемещаются не только слои, но и осевые линии (рис. 67, г), что может вызвать ложное представление о сдвиге.

Возраст сброса всегда моложе пересекаемых слоев. При угловом несогласии сброс моложе нижней свиты, пересекаемой им, но древнее верхней, если в ней он не проявляется. В случае нескольких пересекающих друг друга сбросов, более древним является тот (если поверхность его сбрасывателя не вертикальна), линия сбрасывателя которого перемещена по линии сбрасывателя другого сброса. Смещение вертикальных поверхностей по сбросам на картах не наблюдается.

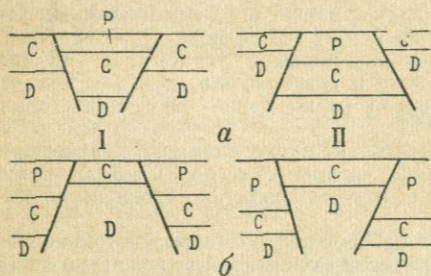
**Групповые проявления сбросов и взбросов.** Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, охватывающими значительные территории. Широко распространены группировки, носящие название грабенов и горстов.



**Рис. 67.** Различные случаи пересечения складок сбросами (по Тетяеву):

**а** — пересечение симметричных складок с горизонтальным шарниром; **б** — то же, с наклонным шарниром; **в** — участок геологической карты Донбасса; **г** — пересечение несимметричных складок

**Грабенами** называются структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых опущены и сложены на поверхности породами, более молодыми, чем породы, обнажающиеся в приподнятых краевых частях (рис. 68, а).



**Рис. 68.** Образование грабенов (а) и горстов (б) двумя сбросами (I) и двумя взбросами (II)

**Горстами** называются структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем породы, обнаженные в их краевых частях (рис. 68, б).

Различают простые и сложные грабены и горсты. Простые формы образуются двумя сбросами или взбросами; в сложных принимает участие большее количество разрывов.

Грабены и горсты могут развиваться как позже процессов осадконакопления (постседиментационные, наложенные), так и одновременно с ними (конседиментационные).

Наложённые горсты и грабены характеризуются размывом приподнятых частей. Грабены, формирующиеся одновременно с осадкообразованием, имеют более сложное строение. В их центральных частях могут накапливаться мощные толщи пород, совершенно отсутствующих или имеющих небольшую мощность в периферийных частях. Приподнятые древние породы, обнажающиеся на краях грабена, нередко служат источником сноса материала, накапливающегося в его центральных частях.

Горсты, наоборот, являются областями разрушения древних пород, и в случае развития их одновременно с осадконакоплением последнее осуществляется в краевых частях горстов.

В качестве примера наложенного грабена можно привести грабен Музиниа на плато Васатч в пределах западного штата США — Юты. Хорошо вырисовывающаяся на всей приводимой (рис. 69, а) площади структура крупного грабена осложняется в центральной части проявлением горста, как это отчетливо выражается на карте и разрезе. Смещение восточного сброса имеет шарнирный характер. Оно возрастает с юга на север: на юге оно равно 150 м, на поперечном разрезе *ABC* — 390 м; на севере оно достигает 750 м.

Интересна также структура Верхне-Рейнского грабена; на его разрезе (рис. 69, б) отчетливо проявляется ряд более мелких горстов и грабенов. Амплитуда вертикальных смещений (суммарная) превышает 1000 м. По простиранию он протягивается почти на 300 км, а в ширину имеет несколько менее 50 км.

Еще большие размеры имеет система грабенов оз. Байкал. Особенно большим размахом отличаются системы Африканских грабенов, которые имеют протяженность свыше 6000 км. Смещения в Восточно-Африканских грабенах превышают 2000 м.

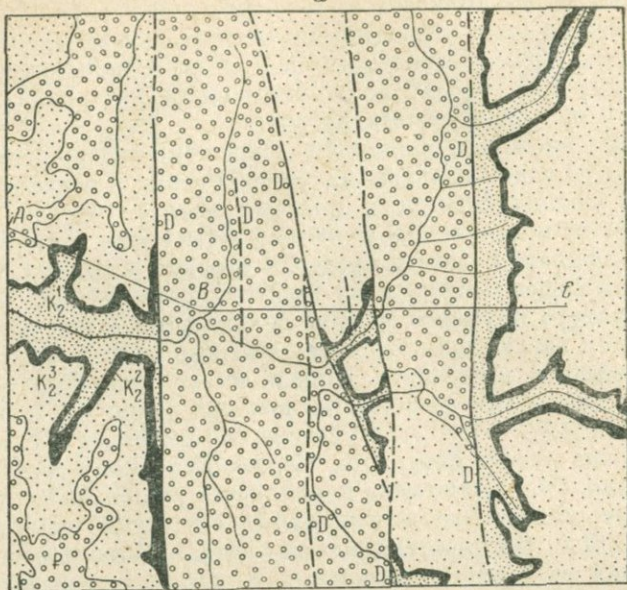
С трещинами Верхне-Рейнского и Восточно-Африканских грабенов связана вулканическая деятельность.

Подобные структуры сбросовых проявлений имеют достаточно широкое распространение на всех континентах. Максимальные доказанные амплитуды смещений в них заключаются в пределах между 2—3 км.

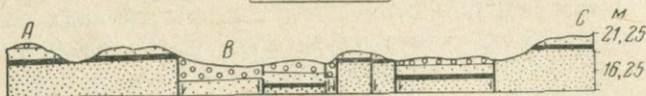
Среди сбросов различаются (рис. 70): ступенчатые, компенсационные, игрек-образные и икс-образные формы. Ступенчатые формы характеризуются последовательным смещением в одном направлении каждого следующего блока. При компенсационных формах возникает чередование сбросов и взбросов, определяющее появление грабено- и горстообразных соотношений. Игрек-образные и икс-образные формы образуются в результате сочетания двух систем сбросов. В тех случаях, когда в пределах грабена или горста находятся синклинальные или антиклинальные структуры, иногда говорят о грабен-синклиналях (синклиниях) и горст-антиклиналях (антиклинариях).

Встречаются группы сбросов, расположенных кулисообразно, радиально или концентрически. Часто сбросообразование происходит на фоне поднятий, подвергающихся растрескиванию с после-

а



0 1 2 км



Зоцен

Верхний мел



Сброс  
D-Опущенное  
крыло

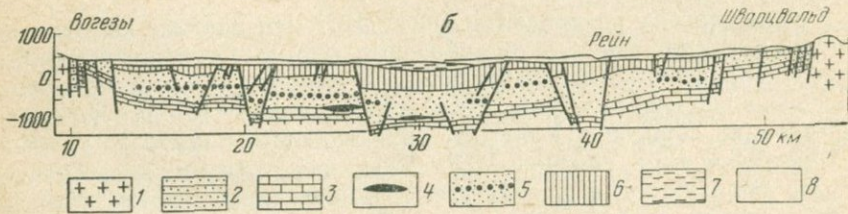


Рис. 69. Сложные грабены:

а — грабен Музинья (по Биллингсу);

б — разрез Верхне-Рейнского грабена (по Вагнеру): 1 — фундамент; 2 — триас; 3 — юра; 4 — зоцен; 5 — средний олигоцен; 6 — верхний олигоцен; 7 — миоцен; 8 — четвертичные отложения

дующим опусканием отдельных блоков, причем сочетание сбросов и взбросов создает компенсированную в целом структуру, где явления зияния и сдвояния взаимно уравновешиваются.

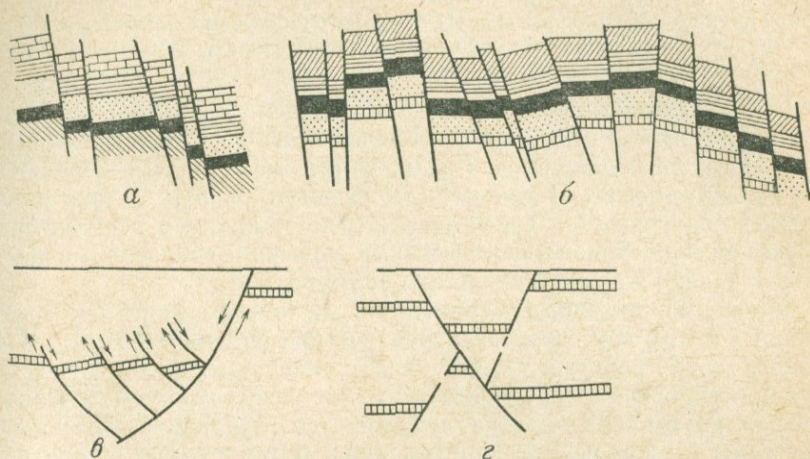
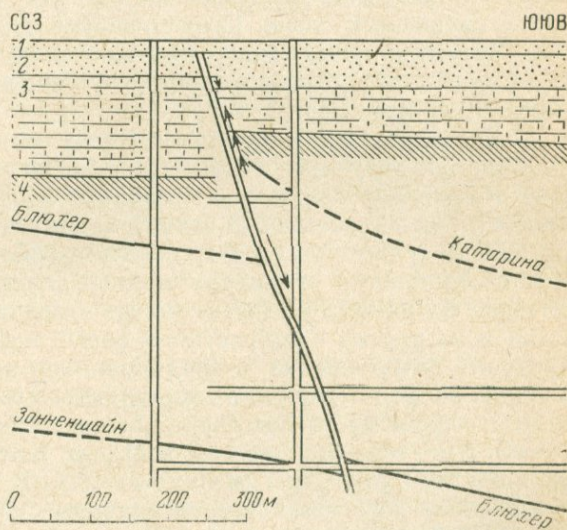


Рис. 70. Групповые формы сбросов:

а — ступенчатые; б — компенсационные; в — U-образный; г — X-образный

Рис. 71. Длительно развивавшийся сброс в районе шахты Фридрих-Тиссен (по Паттеевскому).

1 — четвертичные (нижняя терраса Рейна); 2 — средний олигоцен; 3 — верхний мел (коньяк — сантон); 4 — карбон



Интересный пример длительно развивавшегося сброса наблюдается в Рурском (ФРГ) каменноугольном бассейне. Здесь намечается следующая последовательность в развитии сброса (рис. 71). В предверхнемеловое время (эмпер) угленосная слабонаклонная толща карбона была разорвана со смещением ЮЮВ крыла сброса вниз на 320 м. В предсреднеолигоценное время (поздний палеоген) это крыло испытало обратное движение вверх приблизительно на 80 м. И, нако-

нец, между средним олигоценом и формированием нижней террасы Рейна произошло новое опускание этого крыла на 20 м. В результате общее опускание (320 — 80 + 20) составило около 260 м. Хорошо выраженный наклон сбрасывателя свидетельствует о том, что в I и III этапы имели место сбросы, а во II — взброс. Эти факты дают возможность предполагать наличие за рассматриваемый период двух фаз расширения (I и III этапы) и одной фазы сжатия (II этап).

Аналогичные проявления сбросов и взбросов наблюдаются на значительной площади ФРГ и Голландии.

*Происхождение сбросов и взбросов, вопросы их генетической классификации.* Выше отмечалось, что перемещение в определенном направлении крыльев сбросов и взбросов может быть абсолютным или относительным. В дальнейшем рассматривалось только относительное перемещение. Такое рассмотрение, являясь вынужденным, чрезвычайно обедняет классификации сбросов и взбросов и зачастую уводит далеко от действительных соотношений.

Сбросовые явления развиваются на общем фоне растяжения земной коры, о чем свидетельствует зияние (см. рис. 63, а), возникающее между концами разорванных и смещенных слоев. Существенным при сбросовых перемещениях является действие силы тяжести, которая как бы объединяется, суммируется с тектоническими силами, ведущими к разрушению горных пород путем отрыва (главным образом) или скалывания в зависимости от конкретных условий развития сбросовых форм.

Взбросы возникают и развиваются в условиях сжатия земной коры, что доказывается сдвоением (см. рис. 63, б) концов разорванных и смещенных слоев. Существенным при взбросовых перемещениях является преодоление действия силы тяжести теми тектоническими силами, которые определяют явления скалывания с формированием взбросов.

Если обратиться к крупным групповым проявлениям сбросов, например, к структуре Рейнского грабена, можно увидеть, что на фоне общего опускания в нем наблюдаются участки с различными амплитудами опускания. В этих условиях могут возникать и такие соотношения, которые геометрически соответствуют понятию взброс и укладываются в структуру компенсационного характера, когда сдвоение на каком-то участке может с избытком компенсироваться зиянием на других с сохранением общей картины растяжения, расширения. Точно так же, очевидно, можно представить себе, что на площади общего поднятия в виде крупного горста в условиях общего сжатия отдельные участки, разделяемые разрывами, могут или отставать в подъеме (мелкие грабены) или, наоборот, опережать соседние в подъеме, выступать (мелкие горсты). В отдельных местах могут проявляться сбросовые компенсационные соотношения, с сохранением общей картины сжатия на рассматриваемой площади.

В. В. Белоусов, исходя из рассмотренных перед этим положений, предлагает генетическую классификацию сбросов и взбросов, которая представляет интерес уже потому, что обращает внимание на действительные, а не видимые, кажущиеся соотношения. В этой классификации, при наличии необходимых данных, сбросами назы-

ваются разрывы, связанные с опусканием тех или иных участков земной коры, а взбросами — с поднятием их. При этом среди сбросов выделяются *прямые сбросы* — разрывные смещения, направленные по падению сбрасывателя с перемещением висячего крыла вниз, или же вертикальные смещения по вертикальным же сбрасывателям. Морфологически прямые сбросы тождественны нормальным сбросам, рассмотренным перед этим. Как частные проявления сбросовых разрушений могут встретиться такие, у которых смещается вниз лежащее крыло; они называются *обратными сбросами* и морфологически тождественны ранее рассмотренным взбросам.

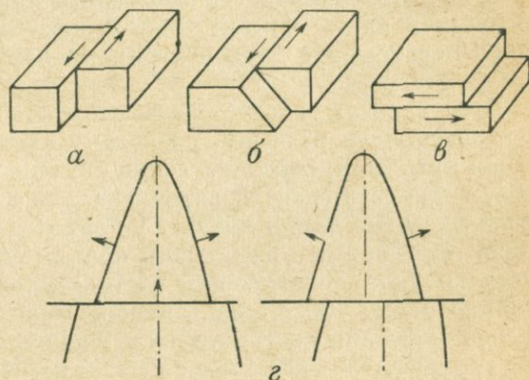


Рис. 72. Схемы морфологии сдвигов.

а — вертикальный сдвиг; б — взбросный; в — горизонтальный; з — различия в перемещении частей антиклинали при сбросе и сдвиге

Соответственно *прямыми взбросами* называются такие смещения, при которых висячее крыло перемещается вверх по сместителю, а также разрывы с вертикальными сместителями. К *обратным взбросам* относятся разрывы со смещением вверх лежащего крыла (т. е. структуры, морфологически тождественные прямым сбросам).

Классификация В. В. Белоусова не может легко восприниматься благодаря прочно сложившимся морфологическим представлениям, изложенным и иллюстрированным в начале данного параграфа. Но рассмотрение ее представляет интерес с точки зрения привлечения внимания к генетической стороне явления разрывов со смещениями.

§ 69. Сдвиги. *Сдвигами* называются разрывы, смещения по которым происходят в горизонтальном направлении (см. рис. 62). В сдвигах, как в сбросах и взбросах, различаются сместитель, крылья, угол наклона сместителя и амплитуда смещения. Сдвиги могут различаться по отношению сместителя к залеганию нарушенных пород (рис. 72, а—в). По направлению смещения крыльев различают правый и левый сдвиги. Если смотреть в плане на линию сдвига по перпендикуляру к ней, то в правом сдвиге дальнейшее крыло смещается вправо. В левом сдвиге при тех же условиях смещение происходит влево.

Отделить сдвиги от других разрывов часто бывает затруднительно. Так, например, соотношения в плане по линии сдвига могут полу-

читься такие же, как при сбросе после размыва поднятого крыла (см. рис. 6б, б) до общего горизонтального уровня. Именно благодаря этому часто обычные сбросы и взбросы принимаются в практике за сдвиги, особенно на аэрофотоснимках.

Наиболее четко проявляется различие между сбросом и сдвигом в периклинальных частях складок (рис. 72, г). В сдвигах при возвращении крыльев в положение, существовавшее до возникновения разрыва, концы оборванных структур сходятся, и структура восстанавливается как целая. Кроме того, осевая линия при сдвиге, в отличие от сброса, перемещается вместе с крыльями.

В качестве примера такого сдвига можно привести участок геологической карты южной части Донбасса (рис. 73, а), на котором видно перемещение двух центриклиналей по меридиональному правому сдвигу.

При сдвигах следует внимательно выяснить действительные соотношения по разрыву, поскольку аналогичный результат может возникнуть при сбросах, секущих опрокинутые складки. Кроме того, видимость сдвигов возникает при обычных надвигах в местах резких изгибов линии надвига в плане (рис. 73, б). На этом рисунке видно, что наряду с небольшим правым сдвигом (в северо-восточной части рисунка), смещающим части синклинальной складки на расстояние около 100 м, на западной половине участка наблюдается правое смещение центриклинали по крупному разрыву на расстоянии свыше 600 м, связанное с резким изгибом линии крупного надвига, дальше приобретающей обычное простирание, параллельное простиранию складок.

Как при сдвигах, так и при сбросах и взбросах смещение крыльев в разрывах часто происходит не строго в каком-то одном направлении по поверхности сместителя — по горизонтали, вверх или вниз, а косо по отношению к горизонту. В этом случае в разрывах появляются как сдвиговая, так и сбросовая и взбросовая составляющие и разрывы называются сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами (см. рис. 62).

Сдвиги широко распространены в земной коре. Они образуют как местные (локальные) структуры, так и структуры регионального значения.

Структуры регионального значения достаточно хорошо закартированные отмечаются во многих районах земного шара. Амплитуды смещений по ним измеряются в пределах до первых километров. Эти сдвиги представляют собой самостоятельную группу разрывных нарушений, отличную как от сбросов, так и от надвигов, связанную с явлениями сжатия в земной коре, но не со складчатостью непосредственно, а накладываясь на нее. Надвиги также связаны с сжатием, но возникают и развиваются параллельно со складками. Так, сдвиги находят свое собственное место среди разрывных нарушений со смещением, составляя равноправную группу в структурах, наряду со сбросами и надвигами.

Возникая вследствие воздействия на горные породы противоположно направленных сил, сдвиги часто развиваются вдоль ранее

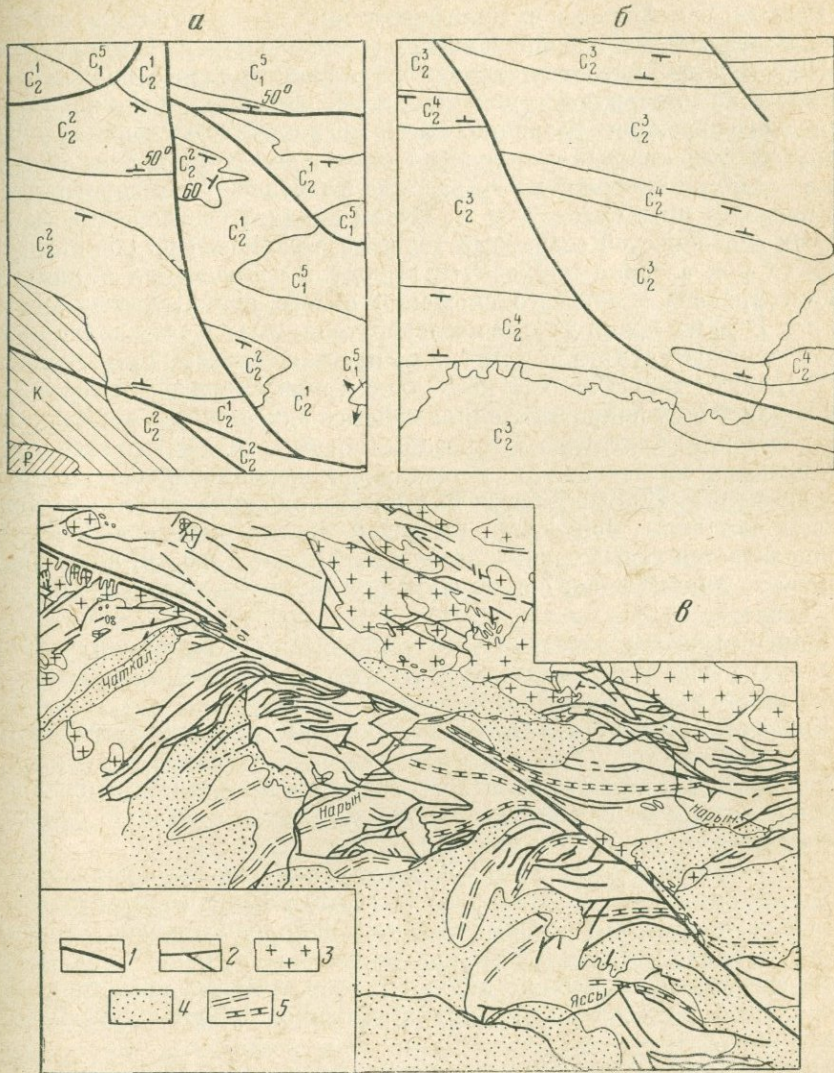


Рис. 73. Региональные проявления сдвигов.

а — сдвиговые смещения центриклиналей на юге Донбасса;  
 б — сдвиговое смещение в центре Донбасса, связанное с надвигом;  
 в — схема строения Таласо-Ферганского разлома (по Суворову). 1 — Таласо-Ферганский сдвиг; 2 — оперяющие его разломы; 3 — граниты разных возрастов; 4 — впадины, выполненные мезо-кайнозойем; 5 — оси антиклиналей, формировавшиеся в палеозое и мезо-кайнозойе

возникших крупных трещин, разломов. К таким сдвигам относятся, например, один из наиболее крупных разломов земной коры — Сан-Андреас.

Разрыв Сан-Андреас в Калифорнии прослеживается на расстоянии более 800 км и сопровождается зоной брекчирования иногда до 1000 м шириной. Ответвлением Гарлокского сдвига разлом разделяется на северную и южную части, которые развивались до последнего времени различно. Как показывает изгибание русел и других современных морфологических элементов, правое смещение по сдвигу в северной части разлома в течение современного периода нигде не превышает 1000 м. Путем анализа соотношений фациальных особенностей осадочных толщ мезо-кайнозоя по обе стороны разрыва ряд авторов приходят к выводу о грандиозной амплитуде общего правого сдвигового смещения за это время, достигающего 580 км. В то же время другие исследователи, имея в виду те же материалы, считают, что эта амплитуда не превышает первых километров.

К сдвигам также относят несколько крупных зон разломов в Тихом океане, в субширотном направлении подходящих к побережью, вдоль которого протягивается разлом Сан-Андреас. Эти сдвиги устанавливаются на основании смещения зон меридиональных магнитных аномалий. Протягиваются они на несколько тысяч километров, причем для зоны Мендосино, имеющей протяженность в 3000 км, предполагается левый сдвиг с амплитудой около 1200 км, а для зоны Меррей — правый сдвиг с амплитудой от 150 км на востоке до 650 км на Западе.

Многими исследователями сдвигами считаются такие получившие широкую известность крупные разломы, как Грейт-Глен (Северная Шотландия) и разлом островов Новой Зеландии.

Ряд исследователей к крупным сдвигам относят Таласо-Ферганский разлом (рис. 73, е). На основании сопоставления структурно-фациальных зон для различных отрезков времени в обоих крыльях разлома, здесь предполагается правый сдвиг, имеющий суммарную амплитуду около 200 км.

Нельзя не подчеркнуть, что самая трудная сторона в доказательности крупных сдвигов это проблема компенсации горизонтальных смещений, измеряемых сотнями километров по простирацию разрыва, на его концах, в условиях земной коры. Не случайно сторонники таких сдвигов одновременно являются сторонниками представлений о горизонтальных движениях крупных блоков земной коры по границе с мантией.

Общим для всех крупных разломов, предпочтительно относимых к сдвигам, является, помимо предполагаемых горизонтальных смещений на десятки и сотни километров, наличие установленных крупных вертикальных смещений (от 1 до 3 км в среднем), мощных зон брекчирования и проявления второстепенных разломов; характерна для них и длительность развития, обычно охватывающая не одну эру, причем это развитие в одних случаях могло быть практически непрерывным, в других — возобновляться после значитель-

ных перерывов. В этих общих чертах проглядывает та характеристика, которая свойственна особой группе разрывов — глубинных разломов, рассматриваемых дальше.

§ 70. Раздвиги. Этот вид смещений выделен В. В. Белоусовым. Под раздвигом понимается результат расхождения крыльев трещины, ее раскрытия. Амплитуда раздвиги измеряется перпендикулярно к поверхности отрыва и может быть различной. В некоторых случаях она достигает десятков метров, но чаще не выходит за пределы долей метра и нескольких метров; хотя имеются указания на амплитуды, измеряемые километрами (например, раздвиг, заполненный Великой дайкой Родезии, мощность которой достигает 10 км при протяжении ее в 500 км). Образуются раздвиги при растягивающих усилиях, действующих перпендикулярно поверхности отрыва (рис. 74).

В. В. Белоусовым отмечается, что часто раздвиги наблюдаются в относительно твердых слоях, залегающих среди более пластичных, если вся свита пород подвергнута расплющиванию нормально к слоям и растяжению параллельно последним. В этих случаях пластичные породы текут и меняют свою форму, сохраняя сплошность, тогда как заключенные среди них более хрупкие прослои разрываются на отдельные куски и раздвигаются. В промежутки между этими кусками обычно втекает пластичная порода, но иногда эти промежутки заполняются посторонним минеральным веществом, принесенным водными растворами (рис. 74, б). Эти формы раздвиги практически отвечают понятию будинажа (см. § 88).

§ 71. Надвиги и покровы. Под *надвигами* понимаются такие разрывы со смещением, которые возникают и развиваются во время складчатости при общих условиях сжатия. Развиваются они обычно в упруго-вязкой и пластичной средах.

В геометрическом отношении надвиг имеет те же элементы, что и другие разрывы (рис. 75, а): поверхность (сместитель) надвига (А), висячее (Б) и лежащее (В) крылья. Сместитель надвига может иметь углы падения от  $0^\circ$  до  $90^\circ$ , изменения которых могут происходить в пределах одной и той же поверхности. В случае если наблюдается выдвигание лежащего крыла относительно висячего, иногда говорят о *поддвиге*. При прямых складках поверхности надвигов обычно близки к вертикальным. При асимметрии складок поверхности надвигов наклоняются в ту же сторону, что и осевые поверхности складок (рис. 75, б, в). При этом они тем более пологи, чем больше наклонены и опрокинуты складки. В определенных условиях сама пологая поверхность надвига может плавно изогнуться в пологие (рис. 75, г), а иногда и довольно крутые (рис. 75, д) складки. В. В. Белоусов предлагает при обычном положении поверхности надвига

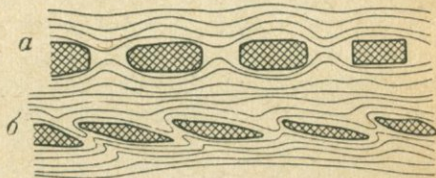


Рис. 74. Разновидности раздвиги (по Белоусову): а — отрыв; б — скальвание

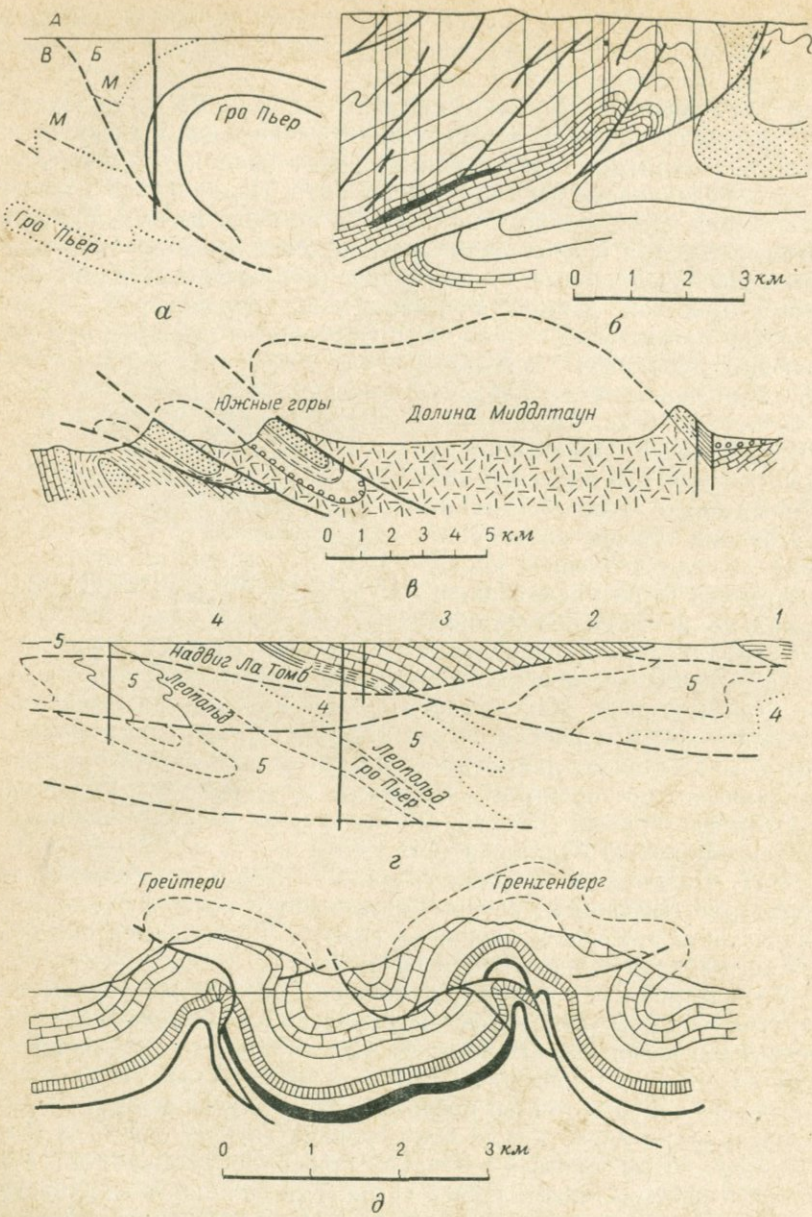


Рис. 75. Надвиговые формы в разрезах.

- а — изменение падения поверхности надвига (по Фурмарье);
- б — антиклиналь Тернер-Валли, осложненная надвигами трех порядков (по Линку);
- в — чешуйчатая структура надвигов в разрезе через Блю-Ридж и Миддлтаун в Мериленде (по Баттеу);
- г — пологоволнистые надвиги в бассейне Шарлеруа (по Фурмарье);
- д — кругоскладчатые надвиги в Грейтери-Гренденбергской структуре, сложенной отложениями мезо-кайнозоя (по Буксторфу)

(с воздыманием ее) называть надвиг *прямым*, после перегиба поверхности надвига с погружением — *ныряющим*, при опрокидывании поверхности надвига — *обратным*.

Наблюдения показывают, что надвиги обычно зарождаются в ядрах антиклинальных складок, где явления сжатия вызывают процесс скалывания. Постепенно поверхность надвига срезает все большее число слоев в ядре складки и может перейти на ее крыло, в результате чего происходит надвигание антиклинальной складки на соседнюю синклинальную. В связи с тем что складки бывают нескольких порядков, соответственно и надвиги могут быть также нескольких порядков (см. рис. 75, б). Поверхности надвигов разных порядков в случае субпараллельности осевым поверхностям складок соответствующего порядка могут пересекать складки меньших размеров безотносительно к их осевым элементам. Надвиговые поверхности того или иного порядка могут сопровождаться опережающими более мелкими поверхностями скалывания. На геологических картах, достаточно точно отражающих действительные структурные соотношения, надвиги разных порядков устанавливаются легко по их расположению внутри складок соответствующих порядков. Линии надвигов на геологических картах обычно субпараллельны простиранию складок. В частных случаях простирание линии надвига может отклоняться от простирания складок, даже пересекая их. На таких участках может создаваться впечатление о сдвиге (см. рис. 73, б).

В тех случаях, когда имеется несколько надвигов, наклоненных в одну сторону, говорят о *чешуйчатой* структуре (рис. 75, в). При пологих поверхностях надвигов, иногда изогнутых в складки, говорят о *покровной* структуре (рис. 75, г). В тех случаях, когда имеется сочетание тех и других элементов, можно говорить о *покровно-чешуйчатой* или *чешуйчато-покровной* структуре, в зависимости от преобладания первых или вторых элементов.

При чешуйчатой структуре смена отдельных тектонических блоков (тектонических пластин), заключенных между соседними поверхностями надвига, происходит в горизонтальном направлении, и блоки эти называются тектоническими чешуями. При покровной структуре смена отдельных тектонических блоков происходит по вертикали, и блоки эти называются тектоническими покровами.

Отдельные тектонические блоки как в плане (на геологической карте), так и в разрезе (рис. 75, в, г) могут сходиться на нет, выклиниваясь между двумя соседними поверхностями надвигов.

Амплитуды надвигов обычно измеряются несколькими десятками или сотнями метров, достигая в некоторых случаях десятков километров.

Определение амплитуды крутопадающего надвига может быть произведено по тем же соображениям и формулам, которые использовались для сбросов. При пологопадающих надвигах задача часто чрезвычайно осложняется неясностью возможного суждения о том, откуда началось перемещение тектонической чешуи, которая дала рассматриваемый покров. Для решения этого вопроса иногда при-

влекаются данные о фациальном характере толщ покрова и основания; но в этом приеме заложены большие возможности для ошибок.

При перемещении висячего крыла надвига, в его основании возникают такие условия трения, которые часто ведут к образованию брекчии трения, возникновению и развитию явлений катаклаза, приводящим обычно к образованию милонитов \*. Брекчия надвига отличается от сбросовой брекчии тем, что представляет собой компактную породу без какого-либо постороннего цемента. Она состоит из больших или меньших кусков первичной породы основания висячего крыла надвига, цементируемых той же самой, но тонко измельченной породой. Куски эти могут быть самой различной величины — от

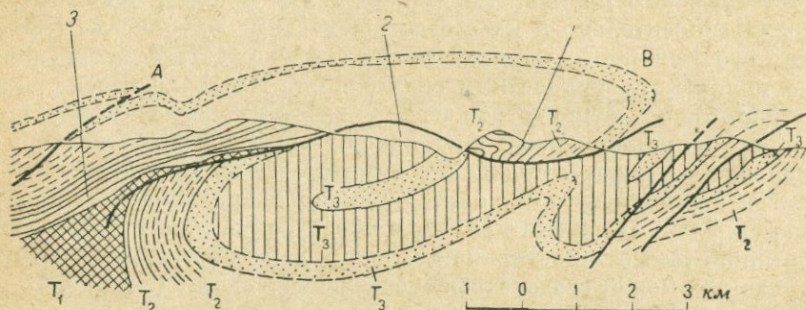


Рис. 76. Небольшой шар'ж (Аннабергская лежачая складка) (из Белоусова). Нижний триаз представлен очень пластичными породами.

А—В — тело аллохтона, В — голова, лоб аллохтона; 1 — останец; 2 — тектоническое окно; 3 — корни аллохтона

сантиметров до метров в поперечнике. Если при образовании сбросовых брекчий происходит главным образом *раздробление* исходных пород, то при образовании брекчий надвига имеет место *раздавливание* исходных пород. Широкое развитие при этом получает милонитизация, когда различные исходные породы превращаются в тонкозернистую сланцеватую массу с широким новообразованием тонколистватых минералов. Поверхность висячего крыла надвигов, притираясь и выглаживаясь, часто дает зеркала скольжения.

*Тектоническими покровами (перекрытиями) или шар'жками (шар'риажками, от фр. charrier — катить)* называются крупные надвиги, характеризующиеся перемещениями на километры и десятки километров по пологим и волнистым поверхностям. Покровы развиваются в областях со сложным складчатым строением, охватывая крупные массы горных пород, заключающие иногда целые складчатые комплексы. В покровах (рис. 76) выделяются перемещенные массы

\* Милонит — раздробленная и тонко перетертая горная порода с параллельной текстурой.

висячего крыла, называемые *аллохтоном*, и оставшееся на месте лежащее крыло — *автохтон* \*.

Обычно породы аллохтона древнее пород автохтона, но встречаются покровы и с обратным соотношением пород.

В аллохтоне иногда различают переднюю лобовую часть (голова или фронт покрова), тело или панцырь покрова и «корни». Под последними понимается то место, где породы аллохтона залегают тектонически нормально и откуда они начинали свое перемещение.

При частичном разрушении аллохтона эрозией, в местах антиклинальных изгибов его основания, т. е. поверхности надвига, по которой аллохтон перемещался, на дневной поверхности может выступить автохтон. Такие участки автохтона среди общего поля аллохтона называются *тектоническими окнами*. Участки аллохтона, изолированные эрозией от его тела в местах синклинальных изгибов поверхности разрыва, называются *тектоническими останцами*.

Останцы и окна могут также получиться в результате эрозионного размыва горизонтального или полого наклонного покрова, когда получаются изолированные останцы автохтона, составляющие повышенные участки рельефа, а в промоинах, ложбинах выступают в виде окон части автохтона. В этих случаях говорят об *эрозионных останцах* (*экзотических скалах, клипах*) и *окнах*.

Изгибание в складки поверхности надвига, разделяющей аллохтон и автохтон, связано с продолжающимся (или возобновляющимся) складкообразованием.

С тектоническими покровами тесно связаны *тектонические меланжи*, или *тектонические смеси* (месиво), возникающие при раздроблении покровов и перемешивании обломков пород автохтона и аллохтона.

Имеются указания на то, что некоторые меланжи образуются путем разрушения фронтальной части поверхностного тектонического покрова по мере его продвижения вперед. В результате этого движения лоб аллохтона нависает над крутым склоном к соседней депрессии и в нее могут соскальзывать крупные глыбы покрова. Они, перекрываясь в дальнейшем последующими осадками, образуют горизонты «экзотических глыб», которые иногда относят к осадочным образованиям.

Тектонические меланжи могут быть сходны и с продуктами подводного оползания. В некоторых случаях они были первоначально приняты геологами за древние ледниковые морены.

По условиям образования могут быть выделены три вида покровов. Первый из них образуется из крупных лежащих складок (см. рис. 76). Эти покровы часто бывают одиночными. Покровы второго вида возникают из надвигов в складчатой структуре и обычно дают комплексы из нескольких перекрывающих друг друга покровов

---

\* Следует отметить, что при нескольких перекрывающих друг друга покровов лежащее крыло более высокого покрова будет представлено висячим крылом (т. е. аллохтоном) более низкого покрова.

(см. рис. 75, з). Третий вид покровов, который широко распространен в Альпах, связывается с гравитационным скольжением складчатых структур со склонов тектонических поднятий в прилежащие тектонические прогибы.

Амплитуда смещения аллохтона в покровных структурах достигает от нескольких до 50—60 км.

§ 72. Глубинные разломы и связанные с ними структуры. Изучение разломов земной коры привело к развитию представлений о наличии среди них особого типа тектонических разрывов, существование которых представляет самостоятельные, первичные черты развития земной коры.

Основы этих представлений заложены были американским геологом У. Хоббом еще в 1904 г. в понятии о линеаментах, и получили цельное выражение в его работе 1911 г., в которой он доказывал существование первичной сети разломов (линеаментов), закономерно ориентированной относительно фигуры Земли и определяющей основные черты структуры земной коры и рельефа земной поверхности. В 1938 г. швейцарский геолог Р. Зондер расширил представления Хоббса, а в дальнейшем ввел понятие о «регматической сети трещин» для мировой сетки разломов. С 1945 г. в нашей стране развитие представлений о глубинных разломах связано с работами А. В. Пейве, а затем А. Н. Заварицкого и Н. С. Шатского, статьи которых возбудили интерес к глубинным разломам и привели к многочисленным исследованиям в этом направлении. Выход в свет двух сборников, посвященных этой проблеме («Разломы и горизонтальные движения земной коры», 1963; «Глубинные разломы», 1964) дает представление о размахе этих исследований, путях и методах их проведения. Ряд интересных положений в этом плане можно встретить в работах В. В. Белоусова и В. Е. Хаина. Последний во многом способствовал популяризации идей о глубинных разломах, предлагая различные классификации их.

Крупнейшие глубинные разломы характеризуются: 1) большой протяженностью (многие десятки, сотни и первые тысячи километров); 2) значительной глубиной (проникают до мантии Земли и углубляются в нее); 3) длительностью и многофазностью развития (проявляются на протяжении многих периодов, иногда нескольких эр).

Существенной особенностью глубинных разломов является то, что их редко удается наблюдать непосредственно, как конкретную линию определенного разрыва. Обычно они проявляются в виде зоны разрывных нарушений, имеющей ширину в сотни метров, километры и даже десятки километров. Устанавливаются они и изучаются по комплексу признаков: структурных (характер в определенной зоне разрывов и складок, сланцеватости, динамометаморфизма), седиментационных (изменение фаций как в самой зоне, так и по обе стороны от нее), магматических (пояса различных интрузий, вулканогенные проявления), геоморфологических (перепады высот, смещения речной сети), геофизических (изменение глубины залегания опорных — отражающих или преломляющих — горизонтов, гравитационные ступени, линейные полосы магнитных аномалий и др.) и ряду других.

Наличие многих признаков, при субъективности их истолкования, является причиной спорности установления характеристик тех или иных разломов.

К глубинным разломам относят сбросовые структуры Байкала, Рейна, Восточно-Африканские и многие другие; сдвиговые — Сан-Андреас, Грейт-Глен, Ново-Зеландский, Талассо-Ферганский, Тихоокеанские и многие другие. Имеются тенденции относить к ним и крупные надвиговые разрывы. Далеко не все из них отвечают условиям, перечисленным вначале, что свидетельствует о необходимости дальнейшей работы по установлению таких особенностей глубинных разломов, которые являются неотъемлемыми их чертами, позволяя достаточно твердо их выделять среди других крупных тектонических нарушений, классифицировать их.

Это тем более важно, что глубинные разломы определяют многие существенные особенности возникновения и развития генеральных структур земной коры, фациальных особенностей тех или иных районов, магматических проявлений, и, главное, формирования и размещения многих полезных ископаемых. Для этого достаточно напомнить о таком широко известном глубинном разломе, как Иртышская зона смятия.

С представлениями о глубинных разломах тесно связано понятие о первичной основной делимости земной коры. Согласно этому понятию земная кора расчленена определенным закономерным образом сетью трещин, на которые накладываются глубинные разломы. Благодаря этому земная кора оказывается составленной из мозаики тектонических блоков, движения которых и определяют дальнейшее структурное развитие земной коры, в том числе и геосинклинальное. Об этом, собственно говоря, свидетельствует представление о «тектонике линеаментов» Хоббса, поддержанное и развитое Зондером в его понятии о «регматической сети трещин», Г. Клоосом и Г. Штилле в их представлении о блоковом строении Западной Европы. В нашей стране предельно последовательные представления, с введением самого термина «глубинные разломы», изложены в работах А. В. Пейве. Ему же принадлежат идеи о связи глубинных разломов с «гравитационно-инерционными силами» (результат периодических ускорений и замедлений вращения Земли), освобождающими исследователей от необходимости искать причинность явлений в подкоровых зонах Земли, в частности в мантии. Другое крыло в представлениях об «основной делимости земной коры» и глубинных разломах занимает В. В. Белоусов, отрицающий ведущую роль гравитационно-инерционных сил и сдвиговых явлений, за которыми по существу стоит представление о горизонтальных движениях крупных блоков земной коры. По В. В. Белоусову, решение вопроса о причинности возникновения и развития глубинных разломов следует искать в процессах, протекающих в верхней мантии, в тектоносфере.

Как уже отмечалось, с глубинными разломами связаны зоны дробления, катаклаза, рассланцевания, динамометаморфизма, часто пронизанные магматическими образованиями, также сильно измененными. Они известны под названием *зон смятия*. Многофазность их развития обуславливает большую их сложность. Сильная измененность пород в этих зонах часто приводит к неправильным представлениям

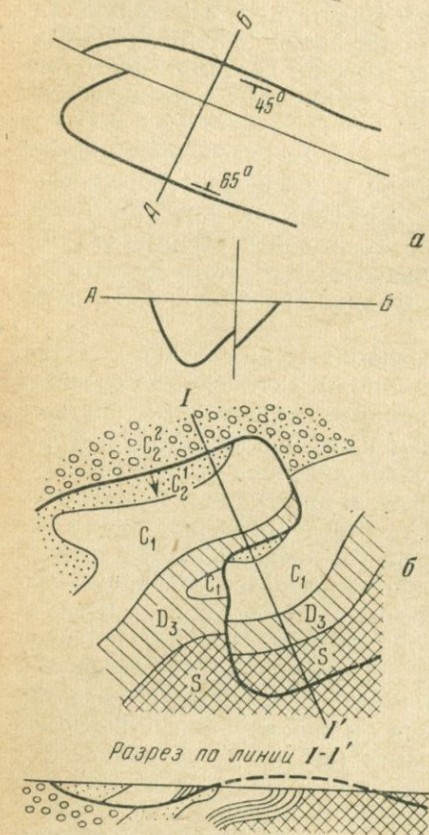
о большей древности их, чем это имеет место на самом деле. Изучение зон смятия представляет весьма важную и трудную задачу.

Длительность развития глубинных разломов часто приводит к тому, что по обе стороны разломов могут в течение длительных

отрезков времени возникать и развиваться особые условия для накопления осадочных толщ, реализации явлений магматизма и формирования месторождений полезных ископаемых. В этих случаях говорят о различных *структурно-фациальных* (или *структурно-формационных*) зонах и подзонах.

§ 73. Некоторые особенности построения разрезов с разрывными смещениями. При построении разрезов с разрывными нарушениями на линию разреза прежде всего наносятся линии разрывов в соответствии с их пространственным положением. Затем строятся геологические разрезы участков между линиями разрывов. Если направление наклона линии разрыва неизвестно, ее проводят условно вертикально. При надвигах обычно ее располагают субпараллельно осевым линиям складок. Границы слоев по обе стороны разрыва обычно получаются в правильных соотношениях с линией разрыва непосредственно в ходе построения разреза. В некоторых случаях, сравнительно редких, необходимо эти соотношения представлять себе заранее, устанавливая, какое крыло поднято, какое опущено. Так, при построении разреза простой синклинали складки, имеющей разрыв в средней ее части (рис. 77, а), следует представлять себе и показывать построением, что северо-восточное крыло складки опущено и поэтому в разрезе разорванные края границ слоев в нем, соответственно подходя к разрыву, окажутся ниже, чем в юго-западном крыле.

Рис. 77. Некоторые особенности построения разрезов с разрывами со смещением. а — простой разрыв складки; б — разрыв с волнистой поверхностью (покровная структура)



Более сложные соотношения возникают при построении разрезов с покровными структурами, при которых сама поверхность разрыва волниста, складчата. В этих случаях границы разрывов рассматри-

ваются аналогично границам слоев, изогнутых в складки. Устанавливаются антиклинальные и синклиналильные изгибы поверхности разрыва и соответственно изогнутая поверхность разрыва наносится на линию разреза (рис. 77, б). После нанесения волнистой поверхности разрыва на разрезе показывается строение блоков (крыльев) по обе стороны разрыва.

§ 74. Изображение разрывов со смещениями на аэрофотоснимках. Разрывы на аэроснимках четко дешифрируются по смещениям геологических границ осадочных образований (слоев, несогласий, контактов с интрузивными породами и др.). При их выявлении используются все дешифрирующие признаки.



Рис. 78. Молодой сброс, четко фиксирующийся на аэрофотоснимке в рельефе в виде уступа (по Михайлову)

Крупные разрывы, сопровождающиеся обычно зонами тектонических брекчий, нередко на аэроснимках непосредственно не видны, так как вдоль брекчиевых зон возникают пониженные участки рельефа, часто заболоченные или затянутые делювиальными и иными новейшими образованиями. В таких случаях разрывы опознаются по резкой смене пород с различным тоном окраски, по рисунку и форме рельефа (рис. 78) и многим другим признакам, сопутствующим явлениям разрыва. Важное значение при дешифрировании разрывов могут иметь выходы родников и источников, которые иногда вытягиваются в одну линию, обозначающую положение разрыва. Разрывы иногда сопровождаются резкими уступами рельефа.

При дешифрировании разрывов существенным является осуществление достаточной увязки с наземными исследованиями, чтобы уверенно классифицировать явления разрывов и, в частности, избежать смещения их с обычными трещинами. Внимательно следует относиться к выделению по аэроснимкам сдвиговых смещений, тщательно документируя их в отличие от сбросовых.

Различные экзогенные процессы нередко приводят к местному нарушению залегания горных пород, расположенных на небольшой глубине. Знание этих явлений необходимо для того, чтобы избежать ошибок в трактовке геологического строения изучаемого района. Ниже кратко рассматриваются некоторые нетектонические факторы и процессы, вызывающие нарушение залегания горных пород.

§ 75. Дислокации под воздействием силы тяжести. *Подводно-оползневые нарушения* залегания осадочных толщ, возникающие во время отложения осадка. Они выражаются в виде разнообразных смятий, имеющих вид спирально закрученных линз и комьев, мелких опрокинутых и лежащих складочек, языковидных и беспорядочных натеков, а местами — в виде разрывов. Подавляющее большинство описанных явлений вызывается подводными оползнями, развивающимися на наклонных участках дна водоемов. Насыщенный водой илистый или песчаный осадок может течь уже при наклоне поверхности в 2—3°. На более крутых участках дна осадки могут быть сорваны со своего основания и в местах накопления оползших масс могут образовать резкие раздувы в мощности. На оползание осадков на больших площадях оказывают значительное воздействие землетрясения, особенно подводные.

Мощность подвергающегося оползанию осадка колеблется обычно от десятков сантиметров до первых метров. Наиболее подвержены смещению алевритовые осадки и известковистые илы. Перед отложением следующего слоя оплывшая масса нередко подвергается размыву и выравниванию, и вышележащий слой залегает уже нормально, срезая деформированные породы. Для оползневых явлений характерна их приуроченность к некоторой определенной пачке слоев, выше и ниже которой эти явления отсутствуют.

Наблюдаются горизонты осадочных пород, заключающие спорадически рассеянные крупные глыбы более древних пород. Они получили название «горизонтов с включениями». При достаточном уклоне дна бассейна крупные глыбы (иногда утесы размерами в сотни метров) могли сползать и перемещаться на значительные расстояния (известны случаи перемещения на 20—30 км).

Встречаются подводные оползни, захватившие породы в сотни метров мощностью на площади в тысячи квадратных километров; эти явления, выраженные в большом масштабе, неоднократно ошибочно считались надвигами и шарьяжами, причем иногда устанавливались угловые несогласия и новые фазы складчатости там, где этого на самом деле не существовало.

*Наземные оползни* широко развиты в глинистых породах на склонах речных долин, на берегах озер и морей, в оврагах. Оползание может захватывать площади в несколько квадратных километров с перемещением пород на сотни метров и даже на несколько кило-

\* По В. В. Белоусову и А. Е. Михайлову.

метров вниз по склону. Смещение происходит по кривой поверхности — крутой в верхней части оползня и выполаживающейся книзу.

Наземным оползням сопутствуют как разрывы, так и складки. В верхней части оползня происходит растяжение и там возникают разрывы, аналогичные сбросам растяжения. В низкой части оползня, где его движение встречает сопротивление со стороны неровностей рельефа, происходит сжатие пород и образование мелких складок и надвигов. В результате обвалов образуются брекчии, состоящие из угловатых обломков обрушившихся пород.

*Изгибы слоев на склонах.* На крутых склонах нередко наблюдаются изгибы слоев вниз по склону, образующиеся под влиянием силы тяжести пород. Эти изгибы могут привести к ложным представлениям о залегании слоев.

§ 76. Дислокации, связанные с уплотнением, изменением объема, облепанием, выжиманием, заполнением трещин. *Неравномерное уплотнение.* Незначительные дислокации осадочных горных пород в виде пологих куполовидных и валобразных поднятий и разделяющих их столь же пологих мульд могут быть вызваны неравномерным уплотнением осадков под собственной тяжестью. Известно, что некоторые осадки, в процессе своего преобразования в горную породу, значительно уплотняются, частично теряя при этом содержащуюся в них первоначальную воду. Это относится главным образом к глинам. Только что осадившийся ил содержит воды от 70 до 90% по объему; слежавшаяся глина сохраняет около 30% воды. Пески и известняки испытывают уплотнение в значительно меньшей степени.

Если глины отложились на неровном основании и поверхность их была выровнена движением воды, то в результате последующего уплотнения поверхность глинистой толщи осядет над прогибами основания в большей мере чем над его выступами, создадутся быстро выполаживающиеся вверх «складки», отвечающие неровностям основания. Независимо от основания такие же «складки уплотнения» могут образоваться в результате присутствия в толще глин изолированных линз более твердых пород — песчаников, известняков и т. п. В этом случае уплотнение приведет к большому оседанию слоев глин в пространствах между линзами, а над линзами возникнут выпуклости слоев.

Иногда глины образуют «мульду уплотнения» под локальной тяжестью залегающего на них изолированного рифового массива известняков.

*Изменение объема пород в результате физико-химических процессов.* Известно, что ангидрит, подвергшийся воздействию подземных вод, переходит в гипс с увеличением объема на 60%. Если гипс залегал среди слоев других пород, например глин, то в результате увеличения объема при переходе в гипс слои ангидрита сминаются в мелкие складки или разбиваются трещинами с превращением в брекчии. Наблюдается также раздробление и превращение в брекчию прослоев твердых пород (например, известняка), залегающих между слоями гидратизирующегося ангидрита.

*Облекание.* В отдельных случаях, подчиняясь неровностям рельефа поверхности осаднения, осадки образуют наклонные, изогнутые слои. Такие первичные изгибы имеют всегда малый размах и ограничиваются пачками небольшой мощности; вверх по разрезу эти изгибы быстро выравниваются.

*Выжимание под неравномерной тяжестью.* Известны случаи, когда под воздействием неравномерной нагрузки на отдельных участках (например, нагромождения вулканических образований) глины выжимаются вверх в тех местах, где нагрузка меньше, образуя небольшие поверхностные складки нагнетания или глиняные диапиры. Отмечаются также случаи выпучивания пластичных глинистых пород на дне речных долин в результате выжимания их из-под высокого берега, породы которого создают повышенную нагрузку на толщу глин.

К этому же разряду явлений относится образование некоторых кластических (инъекционных) даек в результате внедрения пластичных пород (глин, влажного песка или пльвуна) в трещины, пересекающие вышележащие породы.

*Кластические дайки.* Представляют собой заполнения трещин в виде плоских тел, ограниченных более или менее правильными плоскостями и сложенных осадочными породами. Р. Г. Гарецкий выделяет две разновидности кластических даек: инъекционные и нептунические. В первых кластический материал под действием различных сил внедрения поступал снизу вверх, во вторых — сверху вниз. Кластический материал, слагающий дайки, может быть весьма разнообразным, но преобладает песчаный.

Возраст пород, в которых встречаются дайки, может быть любым — от докембрия до кайнозоя. Мощность кластических даек колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров, длина — от нескольких метров до нескольких километров.

§ 77. Действие ледников и многолетней мерзлоты. Ледники при своем движении оказывали давление на те породы, по которым они перемещались. В результате в этих породах местами образовались складки и надвиги. Такие гляциодислокации известны, например, в окрестностях Ленинграда. Очень интенсивные дислокации в виде складок и надвигов наблюдаются близ города Киева на Днепре (известные каневские гляциодислокации).

Чаще, чем складки, встречаются передвинутые ледником отдельные крупные глыбы пород. Если такие глыбы велики по размеру, они могут производить впечатление коренного выхода, а их нарушенное ледником залегание — коренного залегания.

Своеобразные нетектонические дислокации возникают в районах многолетней мерзлоты. Замерзание воды, проникающей в таких районах по трещинам в почву или выходящей снизу в источниках, приводит к увеличению объема. В результате на поверхности образуются вспучивания почвы в виде бугров и холмов. Внутри таких холмов под изогнутой в виде купола почвой можно обнаружить массы льда, по своей форме напоминающие лакколиты. В связи с этим подобные

образования называются *гидролакколитами*. Давление замерзающей под почвой воды может привести к взрыву такого гидролакколита, или мерзлотного бугра, и выбросу из-под почвы воды, глыб льда и грязи.

При неравномерном оттаивании многолетней мерзлоты на поверхности наблюдаются просадки почвы, напоминающие карстовые явления. Иногда, при замерзании воды в трещинах коренных пород, последние могут смяться в мелкие складки.

#### Глава XIV. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

§ 78. Условия образования и формы залегания. *Эффузивные породы* составляют одну из основных групп магматических (изверженных) пород, наряду с интрузивными породами. Образуются они

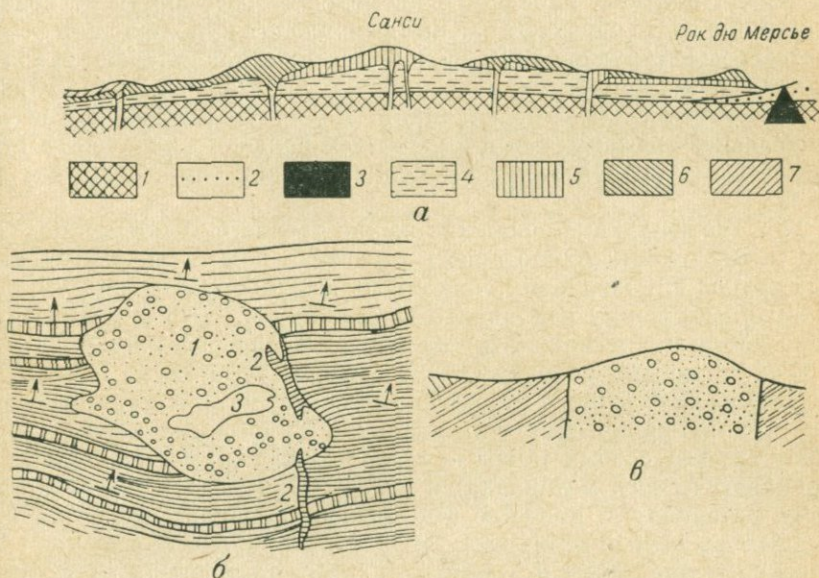


Рис. 79. Формы залегания эффузивных образований.

а — комплекс вулканогенных пород в разрезе. Массив Мон-Дор (Франция) (из Белоусова): 1 — фундамент; 2 — риолитовый туф; 3 — фonoлит (эффузивный аналог нефелиновых сиенитов); 4 — андезитовый туф; 5 — порфировидный трахит; 6 — роговообманковый андезит; 7 — базальт;

б — план нека в наклонных слоях (по А. Гики): 1 — тело нека; 2 — жилы базальта; 3 — глыба вмещающих пород;

в — разрез нека

при *излиянии* на дневную поверхность лав — жидких продуктов вулканической деятельности (рис. 79, а). Вулканическая деятельность проявляется в виде двух основных типов — центрального и трещинного.

С центральным типом вулканической деятельности обычно связывают образование сравнительно узких лавовых потоков, а с

трещинным — лавовых покровов, т. е. лавовых потоков, распространявшихся на значительных площадях. Практически, очевидно, покровы могут формироваться и при центральных излияниях. Лавы, обладающие значительной текучестью (основные и средние по своему химическому составу), изливаясь на поверхность, образуют потоки или покровы, имеющие вид слоев той или иной мощности. При многократных излияниях, когда очередное излияние успевает затвердеть до образования следующего, образуются вулканические толщи, состоящие из нескольких потоков или покровов разной мощности и состава. В зависимости от объема излившейся лавы и степени ее текучести лавовые потоки занимают площадь самого различного размера. Основные лавы нередко растекаются на огромных площадях и образуют покровы удивительно равномерной мощности.

Кислые лавы, являющиеся относительно более вязкими, растекаются на меньшей площади и на меньшие расстояния от центров излияния и часто образуют над ними скопления куполовидной формы, называемые экструзивными куполами, а также накапливаются вблизи вулканических аппаратов, образуя вокруг кратера высокие вулканические конусы с крутыми склонами. Излияния кислых лав обычно сопровождаются взрывами и выделением большого количества пирокластических продуктов в виде вулканических бомб, обломков лав, пепла.

Там, где денудация обнажила жерло древнего вулкана и подводящий магму канал, можно видеть залегание лавы в виде вулканических трубок или жерловин, часто называемых некками (рис. 79, б, в). Некки имеют форму неправильных цилиндров, труб или линз и нередко достигают нескольких километров в поперечнике.

С эффузивными породами тесно связаны туфогенные породы, состоящие из обломочного (пирокластического) материала, образующегося при вулканических извержениях. Туфогенные породы составляют группы особых пород — *вулканических туфов* (состоящих из пирокластического материала) и *туффитов* (когда к пирокластическому материалу в процессе формирования породы присоединялся обычный осадочный материал). Эффузивные породы образуют вулканические толщи, туфы и туффиты — туфогенные толщи. Как вулканические, так и туфогенные толщи располагаются субпараллельно той поверхности, на которую изливаются лавы и выбрасываются пирокластические продукты вулканических извержений.

Обычным является переслаивание горизонтов вулканических и туфогенных пород. В этих случаях обычно говорят о вулканогенных толщах или комплексах, подразумевая под ними совокупность вулканических и туфогенных образований.

Вулканогенные толщи могут включать несколько потоков или покровов. Мощность отдельных потоков обычно измеряется единицами метров, реже десятками и очень редко сотнями метров. Редки мощности их и меньше метра. Таким образом, мощные вулканогенные толщи являются слоистыми. Иногда поверхности наложения легко устанавливаются, если переслаиваются потоки разного состава

или одинакового состава, но отличающиеся друг от друга по структуре или цвету. В однородных толщах при внимательном осмотре часто можно увидеть признаки поверхностей потоков, — пузыристые, шлаковидные или стекловатые зоны, особенно характерные для верхней поверхности потока, прослой лавовых брекчий, часто с обломками посторонних пород. Обе поверхности потока обычно имеют стекловатую или тонкозернистую корку, иногда тонкополосчатого строения, отчетливее выраженную на верхней поверхности. Поверхность потоков обычно неровна, трещиновата. Только что излившаяся лава как в подводных, так и наземных условиях быстро начинает разрушаться, трещины и неровности на верхней поверхности потока заполняются обломочным материалом. Эти границы часто видны лишь в виде трещин и карманов, заполненных обломками. При остывании потока, обычно у верхней поверхности его, в результате быстрого охлаждения образуется пузыристая текстура. В дальнейшем пустоты пузырьков выполняются новообразованиями, и текстура превращается в миндалекаменную, а поверхность потока облекается шлаковой коркой. Сравнительно быстро, хотя и в меньшей степени, идет охлаждение у нижней поверхности потока; в средней части потока охлаждение идет значительно медленнее и там образуются породы более равномерного и плотного облика. Эти особенности кристаллизации пород в потоке позволяют не только улавливать слоистость в нем, но и отличать кровлю покрова от почвы его, что может оказаться особенно важным в условиях опрокинутого залегания. Иногда можно установить закалку — слабые следы обжига на поверхности пород, подстилающих покров. Легко устанавливается слоистость вулканогенных образований, когда имеются прослой туфогенных, а тем более нормальных осадочных пород.

Таким образом, потоки эффузивов имеют пластовый характер залегания, они, как пласты особого состава, входят в общий стратиграфический разрез. Так же как у осадочных пород, у них изменяются элементы залегания и мощность. Поэтому в отношении структурной характеристики к ним относится все то, что рассматривалось для слоев осадочных пород.

Некоторыми особенностями отличаются эффузивные образования при подводных излияниях в морских бассейнах. Такие эффузивы встречаются в стратиграфических разрезах всех прошлых эр. Они могут переслаиваться с туфогенными образованиями и нормальными осадочными отложениями, образуя вулканогенные формации. При подводных излияниях, распространяющихся на значительные площади, покровы эффузивов, так же как и пирокластические выбросы, могут ложиться на зоны различных осадочных фаций. Точно так же в дальнейшем различные фации осадков могут ложиться на общую поверхность покрова эффузивов или толщи туфовых образований, если они занимают достаточно большую площадь, охватывающую несколько зон различных фаций накопления осадков.

Эффузивы часто характеризуются флюидалными (с линейно-параллельными и плоско-параллельными формами) текстурами,

позволяющими иногда восстановить направление потока. Иногда наблюдаются полосатые текстуры, определяемые чередованием прослоев различного состава и окраски. Полосчатость особенно характерна для фельзитов и стекол.

Все эти элементы внутренней слоистости располагаются субпараллельно поверхности потоков и отражают движение лавы в них, наклонное при неровностях основания или в случаях завихрения.

Большую роль при определении формы эффузивных тел, их залегания, иногда имеют формы первичной отдельности эффузивов, связанной с процессами кристаллизации и остывания лавы.

Первичная шаровая (или подушечная — сплюснутая шаровая) отдельность часто позволяет уловить залегание покровов. Шары и подушки, помимо сплющивания по вертикали, иногда характеризуются вогнутостью на нижней поверхности, облегающей нижележащие шары. Следует всегда иметь в виду возможность вторичной шаровой отдельности, возникающей при сравнительно быстром выветривании углов других форм отдельности.

Призматическая, или столбчатая отдельность образуется в процессе остывания лав. Породы разбиваются на длинные правильные призмы шести- или пятиугольного сечения, расположенные обычно перпендикулярно поверхности потока.

В расположении вулканогенных пород в разрезе иногда устанавливается ритмичность, которая может быть выражена в правильном чередовании лав разного состава (основных, средних и кислых), в чередовании лав и туфов или в перемежаемости туфогенных пород разного состава и зернистости. В этой же ритмической перемежаемости могут принимать участие и осадочные породы, правильно чередующиеся с вулканогенными.

**§ 79. Стратиграфическое расчленение вулканогенных отложений. Фациальный анализ их.** Сложные условия залегания вулканогенных образований и быстрая изменчивость их состава как на площади, так и в разрезе в одних случаях, и, наоборот, однообразие в других, значительно осложняют задачу расчленения вулканогенных толщ в сравнении с осадочными. При выделении опорных (маркирующих) горизонтов, здесь помимо общих с осадочными толщами принципов могут быть использованы отличительные признаки, рассмотренные в § 78.

Определение возраста вулканогенных образований достигается возможными находками остатков фауны и флоры, включая споры и пыльцу, в случаях наличия прослоев туфогенных и нормальных осадочных пород. Чаще используется знание возраста осадочных слоев, подстилающих и перекрывающих эффузивы. Во все большей степени используются методы определения абсолютного возраста.

При сопоставлении вулканогенных толщ с их возрастными осадочными аналогами на площади необходимо помнить, что вулканогенные образования мощностью в десятки и сотни метров могут быть эквивалентны по времени их формирования миллиметрам и санти-

метрам осадочных пород; поэтому, как правило, не следует искать сколь-нибудь мощных аналогов им среди осадочных пород.

При расчлененном рельефе на площади излияния, лавовые потоки выполняют пониженные места при движении лавы в соответствии с уклонами местности. При разновременных излияниях в условиях поднимающейся площади более молодые лавовые образования могут оказаться гипсометрически ниже более древних, прорезанных молодыми долинами.

Вулканогенные и туфогенные толщи накапливаются в наземных или подводных условиях. Фациальные особенности их (в разрезах прошлого) еще не изучены в такой степени, чтобы легко могли устанавливаться. Решающее значение имеет, как правило, общее геологическое положение толщ (наличие или отсутствие морской или континентальной фауны и флоры, условия их залегания в общем разрезе и т. п.). Это заставляет относиться с большой осторожностью к отнесению эффузивов прошлого, например, к континентальным; известны частые ошибки в этом даже с нормальными осадочными породами.

Весьма важным является правильность установления слоистых туфов и туффитов в отличие от граувакк и песчаников, содержащих обломочный материал вулканических пород за счет их разрушения и переотложения. Это важно с точки зрения подтверждений синхронности пород этапам вулканической деятельности.

Уже при полевых исследованиях, как подчеркивает В. М. Сергиевский, важно различать три «фазы состояния», или три степени изменения эффузивов.

*Первичное состояние* (первичная фаза), характеризующаяся неизменным стеклом, стеклянноподобными полевыми шпатами и окраской от светло-серой до черной, зависящей в основном от распяленного магнетита. Такое состояние эффузивов характерно для молодых пород, и в древних может сохраниться лишь в том случае, если порода не подвергалась ни значительному статическому давлению, ни складчатым движениям, ни воздействию термальных растворов.

*Слабо измененное состояние* (диагенезированная фаза) возникает при преобразовании эффузивов в слабо дислоцированных или спокойно лежащих толщах. Эта фаза характеризуется помутнелыми полевыми шпатами и красноватыми, фиолетовыми или красно-бурыми окрасками, зависящими от образования окиси железа.

*Сильно измененное состояние* (зеленокаменная степень изменений, зеленокаменная фаза) возникает при преобразовании эффузивов в складчатых зонах, во многих случаях непосредственно под влиянием постмагматических продуктов вулканической деятельности. Железо при этом входит в состав хлорита, эпидота и других минералов зеленоватой окраски, что придает всему ряду пород от кислых до основных грязнозеленые оттенки различной интенсивности.

Степень изменения разновозрастных эффузивных пород может быть различной в разных тектонических зонах, но для одной и той же зоны она может дать важные указания на геологический возраст пород, на взаимоотношения вулканогенных свит и на наличие скрытых перерывов.

Важным в полевом изучении вулканогенных толщ является выделение в них свит. Основные принципы выделения свит те же, что и для осадочных пород (см. § 117). Особенным является возможность выделения естественных ассоциаций, возникших в процессе нормальной эволюции магматического очага и связанных между собой генетически. Примером такой ассоциации являются общеизвестные

спилито-кератофировые формации (спилиты, кератофиры — альбитофиры, яшмы), хотя главные эффузивные члены этой ассоциации весьма резко отличаются друг от друга петрографически.

Эффузивные породы тесно связаны с субвулканическими телами, породы которых часто имеют эффузивный облик, иногда совершенно не отличимый от облика типичных эффузивных пород. Многие из этих субвулканических образований являются остатками каналов, по которым происходили излияния, как бы корневыми частями эффузивов. В их число входят различные дайки и жерловины. Дайки часто являются корнями трещинных излияний, жерловины — излияний центрального типа (к которым относятся и трубки взрыва — диафремы, в частности кимберлитовые трубки). Для субвулканических образований характерно отсутствие туфов, но обычным является наличие изверженных брекчий трения с лавовым или обломочным цементом, иногда ошибочно принимаемым за туфобрекчии.

На геологических картах и геологических разрезах эффузивные тела изображаются по тем же принципам, что и осадочные. Состав эффузивов часто изображается особыми условными обозначениями (см. § 4).

**§ 80. Изображение эффузивных пород на аэрофотоснимках.** При значительной мощности эффузивов изображения их на аэроснимках почти всегда выделяются, с одной стороны, по цвету, обычно более темному, а с другой — по образуемым ими формам рельефа. Являясь более устойчивыми к выветриванию, эффузивы при горизонтальном или пологом залегании среди менее крепких осадочных пород прослеживаются в виде скалистых уступов или карнизов на склонах, или образуют плоские площадки на водоразделах, залегающая в виде бронирующих покровов. При наклонном залегании эффузивы часто дешифрируются по появлению куэстовых форм рельефа, образуя крутые уступы.

В сложноскладчатых районах эффузивы, заключенные среди осадочных пород, выделяются на аэроснимке иными формами рельефа, нередко играя роль маркирующих горизонтов.

## Глава XV. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

**§ 81. Формы интрузивных тел.** Важнейшую группу интрузивных тел составляют *батолиты* — крупные магматические тела, общей площадью не менее 100 км<sup>2</sup>, протягивающиеся иногда по простиранию на сотни километров, а в поперечнике достигающие десятков километров. Сложены они главным образом гранитами; породы иного состава (гранодиориты, диориты, габбро) приурочены к краевым их частям. Это глубинные интрузивы, относительно форм которых нет еще полной ясности. Не так давно их считали бездонными, расширяющимися с глубиной до слияния с основанием земной коры. В настоящее время большинство исследователей исходит из того, что батолиты имеют конечные размеры во всех направлениях общей линзовидной формы. Батолиты имеют секущие контакты с вме-

щающими породами почти на всем своем протяжении. Формируются они во время постседиментационной складчатости, что является важнейшей особенностью батолитов. Они имеют неровную поверхность кровли, на которой могут наблюдаться гребневидные и округлые (куполовидные, штоковидные) выступы.

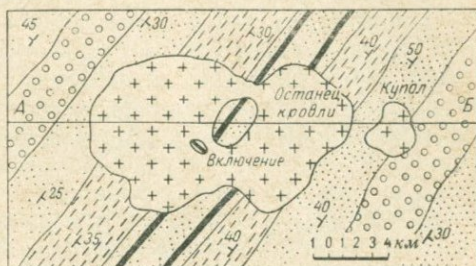
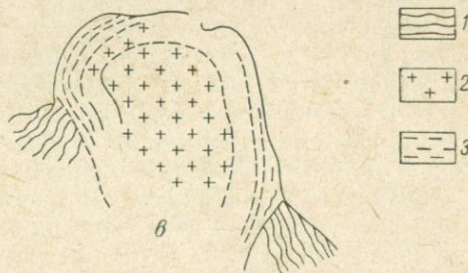
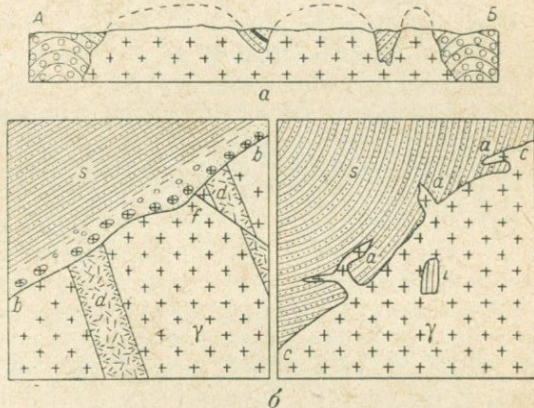


Рис. 80. Секции интрузивные тела.

*a* — часть батолита гранитов в плане и разрезе (по Биллингсу);

*б* — контакты интрузивных тел с вмещающими породами (по Биллингсу): *s* — песчаники и глинистые сланцы; *γ* — гранит; *d* — дайка диорита; *f* — разрыв; *i* — включение (ксенолит); *a* — апофизы; *c-c* — интрузивный контакт; *b-b* — стратиграфический;

*в* — магматический диапир, по Павлинову: 1 — вмещающие породы; 2 — массивная часть интрузива; 3 — ориентированная текстура в периферической части интрузива



Благодаря этим неровностям, при размыве (рис. 80, *a*) на дневной поверхности, могут наблюдаться в местах впадин *останцы кровли*. В этих же сечениях иногда могут встречаться и *ксенолиты* вмещающих пород. *Останцы кровли* до размыва были непосредственно связаны с толщей вмещающих пород в кровле интрузива. *Ксенолиты* и до размыва представляли собой участки кровли, полностью отчлененные от нее и окруженные магмой, в которой они могли

поворачиваться. По останцам кровли можно судить о структуре толщ кровли, используя элементы залегания слоев в них.

Контакты батолита с вмещающими породами могут быть (рис. 80, б) *стратиграфическими* (трансгрессивными, «аркозовыми»), когда осадочные породы с разрывом ложатся на интрузив, и *интрузивными*, когда интрузив срезает вмещающие породы и внедряется в них сравнительно небольшими дайкообразными формами — *апофизами*. Контакт может быть и разрывным, когда интрузив граничит с другими породами по так называемому тектоническому контакту, т. е. по разрыву. В первом случае интрузив древнее осадочных пород, во втором — моложе, а в третьем он может быть древнее или моложе, в зависимости от того, с какими породами он оказался в контакте.

Схемы на рис. 80 дают соотношения в плане, на геологической карте, но такими же они будут и в разрезах, которые можно себе представить, если смотреть по диагоналям рисунков с юго-востока на северо-запад.

При стратиграфическом контакте батолита и осадочных пород имеет место угловое несогласие по границе между этими осадочными толщами, представляющими верхний структурный этаж, и батолитом, который вместе с вмещающими его породами составляет нижний структурный этаж.

Для батолитов секущее положение является общим, а согласное весьма ограниченным, частным.

Батолиты обычно срезают складчатые структуры без заметного механического воздействия на вмещающие породы. Они оказываются как бы врезанными в структуры вмещающих пород. На громадных площадях, занимаемых батолитами, колоссальные объемы вмещающих пород как бы исчезают, что обусловило возникновение в геологической науке еще в прошлом столетии проблемы пространства для батолитов. К настоящему времени наметились четыре основных позиции по этому вопросу. Согласно одной из них пространство образуется за счет обрушения обломков кровли над поднимающейся магмой. Сторонники другой исходят из представлений об ассимиляции (поглощения и переработки магмой) вмещающих пород. Третья позиция предполагает механическое поднятие магмой кровли и раздвигание в стороны по разломам вмещающих пород, что и ведет к образованию полости для батолита. Четвертую позицию занимают приверженцы идеи «гранитизации» — образования гранитов на месте перекристаллизации осадочной оболочки под влиянием высокой температуры и притока подвижных химических агентов, особенно щелочей.

В природе имеют место частные проявления, отвечающие всем этим представлениям. Еще не решено, какие из них являются общими, определяющими возникновение батолитов. По соотношению батолитов с вмещающими породами предпочтение заслуживают представления об ассимиляции и гранитизации.

Более мелкие, чем батолиты, интрузивные тела (площадью до ста квадратных километров) называются *штоками*, преобладающий

химический состав пород которых средний. Для штоков часто отмечается механическое воздействие магмы на вмещающие породы.

**Магматические диапир** представляют собой небольшие гипабиссальные интрузии, часто грушевидной формы, внедрение которых обычно сопровождается механическим воздействием на вмещающие породы. Ориентировка плоских и удлиненных кристаллов в периферии-

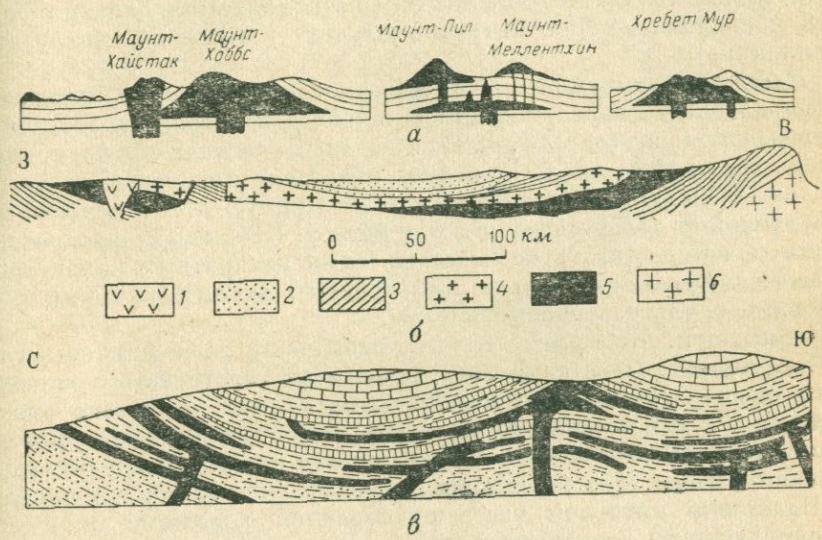


Рис. 81. Согласные интрузивные тела.

- а — лакколиты гор Яа-Саль в отложениях мезозоя (по Ирдли);
- б — норитовый лополит Бушвельда (по Виллингсу); 1 — сиениты (наиболее молодая интрузия); 2 — континентальные отложения Карру; 3 — трансваальская система; 4 — гранит; 5 — норит; 6 — древние граниты;
- в — пластовые интрузии диабазов (черное) среди ордовикских и силурийских отложений района г. Праги (из Белоусова)

ческих частях диапира обычно параллельна внешним контурам интрузивного тела (рис. 80, в). Магматические диапир чаще сложены средними или щелочными породами,

Лакколиты (рис. 81, а) образуют грибообразные формы, границы которых согласны с границами вмещающих слоев. Типичные лакколиты известны у нас в районе Кавказских Минеральных Вод. Они представляют собой гипабиссальные интрузии. Считается, что магма под напором приподнимает кровлю над лакколитами. Размеры их в поперечнике обычно меньше 10 км. Для лакколитов характерен средний и щелочной состав пород.

Лополиты по форме противоположны лакколитам, образуя прогнутые синклиналиеподобные контуры нижней поверхности интрузивного тела. Классическим примером лополита является Бушвельдский лополит в Южной Африке (рис. 81, б). Состав пород в лополитах преимущественно основной с местными отклонениями до кислого.

Лополиты образуют небольшие интрузивные залежи и огромные тела в сотни километров в поперечнике.

*Факолиты* представляют собой серповидные интрузии в замковых частях антиклиналей и синклиналей. Состав пород в факолитах преимущественно основной. Мощность их измеряется десятками метров, иногда достигая тысяч метров.

Лакколиты, лополиты и факолиты представляют собой согласные интрузивные тела и по особенностям своего залегания близки к большой и сложной группе интрузивных тел — пластовых интрузивов (силлов).

*Пластовые интрузивы (интрузивные залежи, силлы)* занимают субпараллельное положение относительно напластования осадочных вмещающих пород (рис. 81, в). На отдельных участках они могут пересекать вмещающие слои. В разрезе пластовые интрузивы могут исчисляться десятками (известные силлы Карру), при мощности их, измеряемой от долей метра до сотен метров. Площадь их распространения может достигать нескольких тысяч квадратных километров. Химический состав их весьма разнообразен, но главным образом это основные и ультраосновные породы.

Отмечается, что пластовые интрузивы часто размещаются в глинистых толщах. Пластовые интрузивы могут участвовать в складчатости вместе с вмещающими осадочными слоями, изгибаясь вместе с ними в складки нескольких порядков. При этом они часто раздробляются на отдельные блоки, которые иногда растаскиваются в общей глинистой массе, если вмещающими оказываются глинистые породы.

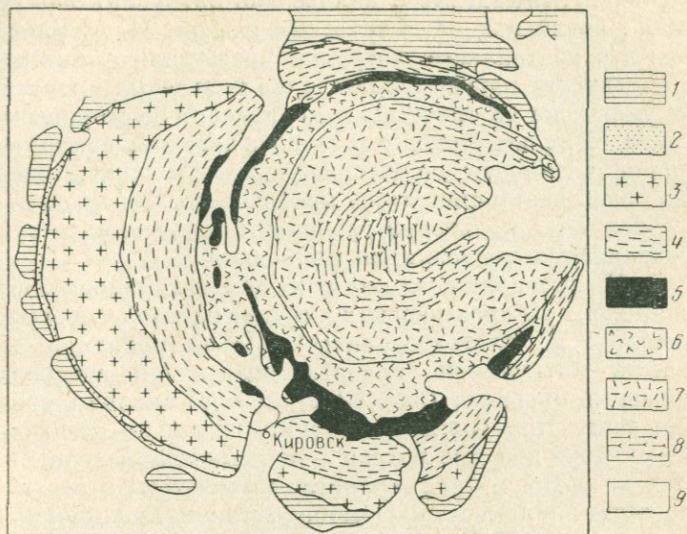
Пластовые интрузии часто оказываются хорошими опорными (маркирующими) горизонтами при картировании.

Иногда пластовые интрузии основного состава тесно связаны с эффузивными толщами сходного состава, прорывая их и внедряясь в них по наслоению покровов эффузивов (например, известные тунгусские траппы).

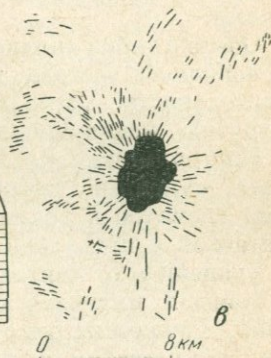
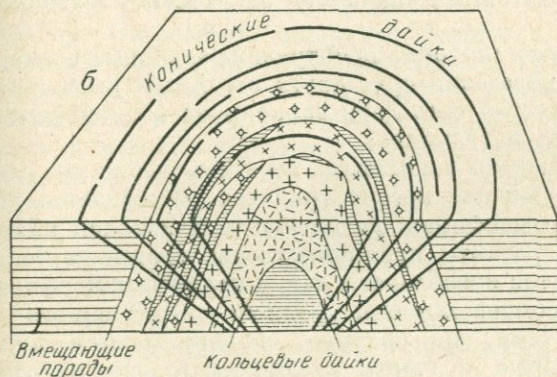
Часто возникает задача различения пластовых интрузий и эффузивных покровов сходного состава. Бывают случаи, когда петрографически породы не отличимы даже под микроскопом. Различие устанавливается путем выяснения наличия (или отсутствия для эффузивов) термального воздействия изверженных пород на вмещающие породы в кровле магматического пласта. Следует подчеркнуть, что контактовое воздействие пластовой интрузии на вмещающие породы, как правило, бывает очень слабым (легкий обжиг, закалка глинистых сланцев, приобретающих раковистый излом, иногда образование *адинолов* — плотных, серовато-желтовато-белых пород, состоящих главным образом из альбита и кварца).

Пластовые интрузии в виде интрузивных залежей, силлов имеют широкое распространение как в платформенных условиях, так и особенно в условиях геосинклинальных областей.

*Интрузии центрального типа* (рис. 82, а) обычно характеризуются щелочным составом и распространены они главным образом в платформенных условиях, тяготея к щитам.



а



в

Рис. 82. Центральные интрузии и дайки.

а — центральная интрузия Хибин (по Вологдину): 1 — вмещающие породы кембрия и палеозоя (?); 2 — роговики; 3 — гранитоидные хибиниты; 4 — трахитоидные хибиниты; 5 — ийолит-уртиты, малиньиты, апатиты; 6 — рисчорриты и среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 7 — гранитоидные фойяиты; 8 — трахитоидные фойяиты; 9 — четвертичные отложения;

б — конические и кольцевые дайки Шотландии (по Дж. Ричи). Разными знаками показаны различные интрузивные породы;

в — серии радиальных даек, сопровождающих интрузивные штоки диоритов в меловых отложениях гор Крейци, шт. Монтана (по Виду)

Установлено, что интрузии центрального типа (центральные интрузии) слагаются коническими и кольцевыми дайками (рис. 82, б и § 83). Предполагается, что кольцевые и конические дайки (или, как иногда говорят, кольцевые и конические интрузии) образуются при оседаниях кровли над магматическим очагом. Н. А. Елисеев (1967) отмечает, что центральные интрузии представляют интерес с точки зрения активности магмы. Чередование кольцевых интрузий с коническими указывает на смену режима давления со стороны магматического очага. Если оно становится больше давления со стороны вмещающих пород, возникают конические разломы и конические интрузии, если оно ослабевает и становится меньше давления кровли, то в этом случае образуются кольцевые разломы и кольцевые интрузии, которые предваряются котловинами опускания.

*Дайки.* Представляют группу секущих интрузивных тел чрезвычайно широкого распространения и весьма разнообразного состава (от ультракислого до ультраосновного). Дайки являются типичными трещинными интрузиями, используемыми для внедрения самые разнообразные трещины (рис. 82, з), и представляют собой плитообразные тела. При толщине от сантиметров до десятков метров, в редких случаях до сотен метров — первых километров, они прослеживаются на сотни метров — многие километры, в редких случаях даже на сотни километров. Обычно дайки прямолинейны, реже — ломаные и изогнутые. В одних случаях они образуют субпараллельные пучки, в других располагаются радиально или концентрически. В отношении залегания чаще всего они бывают крутопадающими.

Обычно дайки являются спутниками интрузий различных размеров и различного состава, пересекая друг друга в той или иной последовательности. Часто густая сеть даек экранирует и оконтуривает интрузию, находящуюся на глубине.

Иногда можно наблюдать зональную последовательность даек, когда, например, интрузивный массив гранитов пересекается дайками гранитов и гранит-порфиров, во вмещающих породах вблизи контактов с интрузией развиты преимущественно гранит-порфиры, а с удалением от контактов преобладают дайки кварцевых порфиров.

Каждая интрузия сопровождается дайками определенного состава. Различные интрузии, как правило, сопровождаются *дайковыми комплексами*, которые по самым различным признакам отличаются один от другого. Можно в районе съемки иметь три-пять различных интрузий (по формам залегания, составу и относительному возрасту), дайковые комплексы которых будут сравнительно легко различимы.

Сопровождаются дайками также очаги центральных интрузий и зоны трещинных и центральных излияний эффузивов.

Дайковые комплексы всегда представляют широкое поле для обстоятельного изучения.

Дайки часто называются жилами. По-видимому, рационально жилами называть трещинные тела, сложенные не магматическими

породами, а образованиями из различных растворов, в том числе рудных.

*Вулканические жерла (некки).* Как уже отмечалось (гл. XIV), они являются частью эруптивного аппарата вулканов. Большое количество жерл (вулканических трубок), заключающих в себе алмазы, обнаружено в последние годы на Сибирской платформе в Якутии среди нижнепалеозойских и полого залегающих угленосных и песчано-глинистых отложений карбона и перми. Они представляют собой округлые жерловины до 1—2 км в поперечнике, суживающиеся книзу. Первоначально каналы трубок были выполнены брекчиевидным материалом основного состава, в который позже внедрились базальты. Породы, выполняющие трубки, местами превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Вмещающие породы по периферии трубок залегают спокойно; у контактов с трубками они, как правило, раздроблены, метаморфизованы и завернуты вверх, а иногда и вниз. Вдоль контактов трубок с прилегающими породами нередко располагаются мелкие жилы базальтов.

Приведенные выше формы интрузивных тел по отношению к слоистости вмещающих их пород могут быть разделены на две группы: согласные (пластовые) и несогласные (секущие). Ограничивающие поверхности у согласных интрузий параллельны слоистости, и интрузивные тела имеют форму пластов (силлы) или различных очертаний линз (лакколиты, дололиты, факолиты). Местами согласные интрузивы могут пересекать вмещающие породы; особенно это относится к каналам, по которым проникала магма, образовавшая согласные интрузии. Несогласные интрузии (батолиты, штоки, дайки, некки) прорывают вмещающие слоистые толщи, и их контакты лишь местами могут иметь сходное со слоистостью залегание.

В общей структуре складчатых областей интрузии занимают различное положение. Известна приуроченность их к складчатым структурам, когда, например, батолиты и штоки вытягиваются по простиранию антиклинориев, в пределах которых они проявляются. Известны сравнительно редкие случаи, когда крупные интрузивные тела проявляются в местах поперечных перегибов крупных складчатых структур, вытягиваясь по простиранию этих перегибов, т. е. поперек простирания складчатых структур. По крупным разломам интрузивные тела могут выходить независимо от простирания складчатых структур.

В докембрии располагаются интрузивные массивы огромных размеров. Сформировавшись в результате неоднократно повторявшихся крупных фаз интрузивной деятельности, при существенной роли в их образовании процессов гранитизации, эти массивы (так называемые ареал-плутоны), обычно не имея определенных очертаний, занимают площади в сотни тысяч квадратных километров.

Дайки изверженных пород генетически могут быть связаны с эффузивными процессами, с разнообразными интрузиями, или же представлять собой самостоятельные образования. Дайки первой группы обычно представляют собой корни излияний лав.

Дайки, связанные с интрузивными процессами, пространственно приурочены к определенным интрузивным массивам, закономерно располагаясь внутри них или в их экзоконтактовых ореолах (включая кровлю над ними).

§ 82. **Элементы внутренней структуры интрузивных тел.** Внутренняя структура интрузивных массивов приобретает все больший практический интерес. За рубежом разработка этих вопросов проводилась Г. Клоосом и др., у нас А. А. Полкановым, а затем Н. А. Елисеевым, много труда отдавшим пропаганде идей структурного анализа интрузивных массивов. Его работы явились основным источником сведений, изложенных дальше.

В интрузивных телах выделяются первичные структуры течения и первичные трещины.

*Первичные структуры течения* возникают при формировании интрузий в результате их внутреннего развития. Они подразделяются (рис. 83, а): на линейно-параллельные и плоско-параллельные (полосатые, или слоистые).

*Линейно-параллельные текстуры течения* отражают развитие анизотропии (ориентированности кристаллических составляющих) в интрузивных массивах в результате движения (течения) магмы. Первичная линейность проявляется в параллельном расположении удлинённых призматических, игольчатых и таблитчатых минералов, удлинённых шпиров (линзовидных скоплений тех или иных минералов) и ксенолитов вмещающих пород. Линейность располагается параллельно полосатости и в направлении течения магмы или перпендикулярно к нему (в сравнительно редких случаях завихрения, когда удлинённые кристаллы ориентируются не параллельно направлению течения, а поперек него). Случаи, когда линейность располагается не параллельно первичной полосатости, а под углом к ней, встречаются очень редко и свидетельствуют о более поздней перекристаллизации.

*Полосатые текстуры течения (плоско-параллельные).* Первичная полосатость выражается или в послойном чередовании пород различного состава (первичнополосатая текстура), или в плоско-параллельном расположении таблитчатых минералов (трахитоидная текстура), а также в плоско-параллельном расположении уплощённых шпиров или ксенолитов. Известны различные термины полосатости: первичная полосатость, первичная слоистость, первичная расслоенность, псевдостратификация и первичная стратификация интрузивных массивов, плоско- (или план-) параллельная текстура и др. Первичнополосатые текстуры течения характеризуются послойным чередованием пород различного состава или породами одного и того же состава, но с разным количеством различных породообразующих минералов, часто обуславливающим чередование лейкократовых и меланократовых полос, иногда ритмического характера.

Мощность слоев течения варьирует от миллиметров до метров, что определяет тонкую или грубую расслоенность.

Границы между слоями течения могут быть резкими или нерез-

кими, с постепенными переходами. В том и другом случае сумма слоев формировалась в результате одноактного процесса, а не одновременных, различных проявлений.

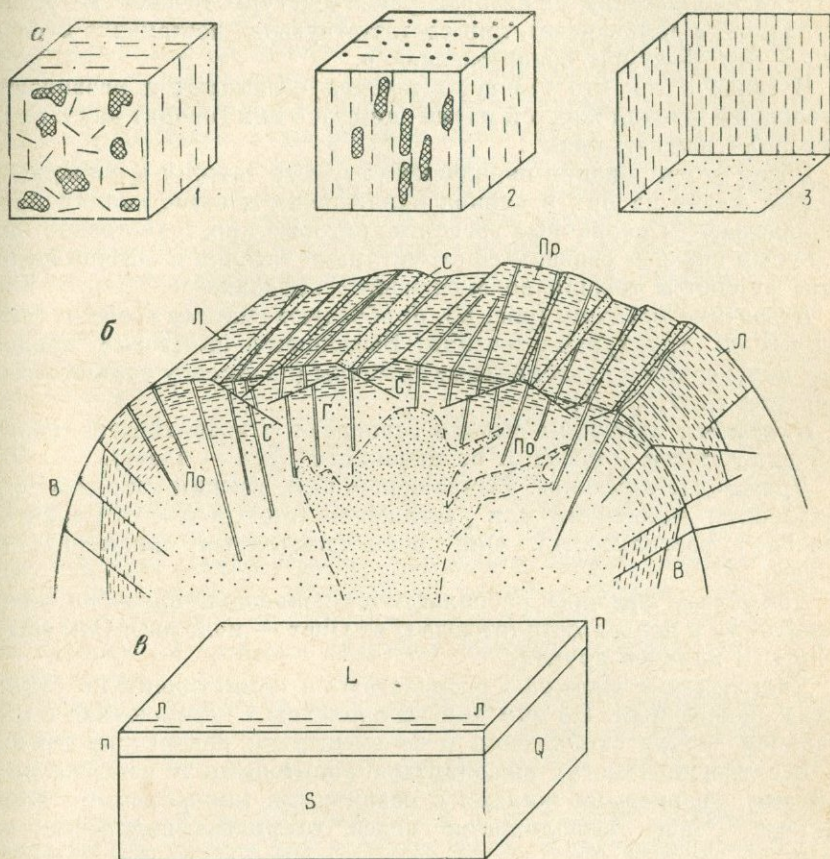


Рис. 83. Соотношения между структурами внутренней тектоники интрузивных массивов.

*a* — между линейностью и полосатостью (по П. В. Соколову): 1 — плоско-параллельная текстура; 2 — линейно-плоскостная текстура; 3 — линейно-параллельная текстура;

*б* — между текстурами течения и трещинами (по Ангирею):  
*Л* — линейность; *Пр* — продольные трещины; *По* — поперечные трещины; *Г* — пластовые трещины; *В* — краевые трещины со взбросами; *С* — пологие трещины со сбросами. Плоско-параллельные текстуры, субпараллельные пластовым трещинам, ориентируются параллельно поверхности интрузива. В центральной части массива более молодое интрузивное тело, внедрение которого могло вызывать образование краевых трещин со взбросами;  
*е* — структурный блок, связывающий текстуры течения и трещины: *L* — плоскость пластовых трещин; *Q* — плоскость поперечных трещин; *S* — плоскость продольных трещин; *л* — линейность; *п* — полосатость

Обычно при хорошо выраженной полосатости линейность неотчетливая или отсутствует. И, наоборот, при хорошей линейности неотчетлива полосатость. В краевых частях интрузивного тела текстуры

течения обычно бывают выражены лучше, чем в центральных, где они иногда отсутствуют.

Следует иметь в виду, что для установления линейности и полосатости необходим некоторый опыт. Имеются примеры того, что в интрузивных массивах, в которых ранее тектуры течения не устанавливались, в дальнейшем, при соответствующей постановке исследований, эти тектуры обнаруживались.

В связи с тем что тектуры течения возникают и развиваются в условиях течения жидкой магмы, иногда о них говорят как о прототектонике жидкой фазы.

После формирования первичных структур течения в движущейся жидкой магме на них в период охлаждения и отвердевания магмы накладываются первичные трещины, которые пространственно определенным образом связаны со структурами течения и обычно независимы от систем трещин во вмещающих породах.

*Первичные трещины* (рис. 83, б) образуют систему трещин, сопряженных со структурами течения. Выделяются пластовые, продольные, поперечные и диагональные трещины (по Клоосу соответственно трещины *L*, *S*, *Q*, *D*).

*Пластовые трещины* обычно совпадают с поверхностью первичной полосатости (отсюда *L* от немецкого *Lage* — пласт).

*Продольные трещины*. Направление этих трещин совпадает с направлением линейности или растяжения (отсюда *S* от *Streckung* — линейная растянутость). Они перпендикулярны пластовым трещинам.

*Поперечные трещины* располагаются перпендикулярно первичной линейности и полосатости (отсюда *Q* от *Quer* — поперек). Они обычно прямее и длиннее других.

*Диагональные трещины* располагаются симметрично по отношению к поперечным. По ним иногда происходят перемещения с образованием зеркал скольжения и со смещением поперечных трещин.

Все трещины могут выполняться аплитовыми и пегматитовыми дайками, кварцевыми жилами с различными минеральными компонентами. Чаще выполняются более открытые поперечные трещины.

Помимо системы главных трещин, рассмотренных перед этим, в интрузивных массивах могут наблюдаться второстепенные, так называемые *краевые трещины*, по которым часто происходят взбросы. Они связываются с активностью магмы внутри застывающей интрузии, или даже с возможными повторными фазами размещается интрузии второй фазы.

Краевые трещины падают в сторону интрузии под углами 20—45° и могут выполняться жильным материалом.

Того же, по-видимому, происхождения, но в апикальных частях интрузии, могут наблюдаться более *пологие трещины* со взбросами, со всеми теми особенностями, которые свойственны трещинам краевым, а также со сбросами, по-видимому, при уменьшении объема интрузии (охлаждение).

В связи с тем что трещины возникают и развиваются после кристаллизации и затвердевания магмы, иногда об этом процессе говорят, как о прототектонике твердой фазы.

Первичные структуры течения и трещины интрузивных массивов обычно отличаются от аналогичных структур вмещающих пород. В отдельных случаях в силу ряда причин (глубинность формирования, воздействие достаточно интенсивных тектонических движений и др.) породы интрузивного массива могут претерпеть такие изменения, которые не только затрудняют установление первичных структур, но и вызывают формирование наложенных структур, имеющих общие черты со структурами вмещающих пород (особенно в отношении трещин). Это может быть, например, формирование *первичных краевых гнейсов* как в эндо- так и в экзоконтактовых зонах. Это может быть и формирование в этих зонах сходных систем трещин. Могут быть и значительные изменения внутри самих интрузивных массивов.

*Практическое использование элементов внутренней тектоники интрузивных массивов (первичных текстур течения и трещин).* Для наглядного изображения взаимоотношений между структурами течения и трещинами используется простая модель — *структурный блок* (рис. 83, в). Практически, в полевых условиях за структурный блок принимается коробка спичек. Широкая сторона с этикеткой соответствует поверхности полосатости (плоско-параллельности) и пластывым трещинам *L*. Спички соответствуют линейности в интрузивном теле, короткие стенки коробки, перпендикулярные спичкам, — поперечным трещинам *Q*; зачерненные длинные стенки — продольным трещинам *S*. Положение диагональных трещин *D* определяется тем, что поперечные трещины являются биссектрисой двугранного угла между ними.

Совмещая соответственную грань коробки с установленным положением того или иного структурного элемента, мы тем самым можем представить себе, как должны расположиться другие структурные элементы.

Элементы внутренней тектоники интрузивных массивов устанавливаются не во всех интрузивных телах. В тех интрузивных телах, где они проявляются, они обычно лучше выражены в эндоконтактовых зонах, ослабевая к центру. В последние годы появляется все больше материалов, свидетельствующих о необходимости существенных изменений в теоретических и практических представлениях об этих структурных элементах и их практическом использовании.

Особое значение имеет так называемый микроструктурный анализ, создание и разработка которого обычно связываются с именем австрийского петрографа Б. Зайдера. Этот метод основан на глубоком петрографическом (микроскопическом) исследовании пластических деформаций минералов и горных пород, являясь пока делом весьма узкого круга специалистов-петрографов. В то же время несомненно именно в применении этого метода, с соответствующей разработкой и углублением его, заключается будущее в решении многих вопросов, связанных с деформациями горных пород и формированием особенностей многих структур, включая складчатые.

Важным для целей микроструктурного анализа является правильное взятие ориентированных образцов. Для этого лучше всего на поверхности породы, от которой будет отбиваться образец (или на наклеенном кусочке лейкопласта), прочерчивать линии простирания и падения. Отбитый образец с этими линиями будет ориентирован должным образом, а данные о простирании и падении замеренной поверхности на образце заносятся в записную книжку. Полученный образец может быть использован в дальнейшем для изготовления ориентированных шлифов и микроструктурных исследований.

Структурные элементы внутренней тектоники интрузивных массивов наносятся определенными условными обозначениями (см. прил. 3) на геологическую карту.

**§ 83. Расслоенность интрузивов.** Важными задачами изучения интрузивных тел являются выяснение разнообразия пород, составляющих эти тела, установление особенностей распределения в них пород и последовательность их образования.

При изучении состава интрузивного тела прежде всего необходимо обратить внимание на количество интрузивных фаз, определивших его формирование. Одни интрузивы являются однофазовыми, другие формируются в результате неоднократно повторявшихся фаз внедрения магмы, приводивших либо к увеличению общего объема интрузивного тела вновь поступившим материалом (однородным или иного состава), либо к его частичному переплавлению и изменению первоначального состава (гибридизации).

Разнообразие петрографического состава в простом однофазном интрузиве вызывается главным образом дифференциацией и ассимиляцией. Явление дифференциации заключается в разделении еще не остывшей магмы под влиянием конвекционных токов, ликвационных, кристаллизационно-гравитационных и кристаллизационно-диффузионных процессов и некоторых других причин. Дифференциация приводит к появлению в краевых (эндоконтактных) зонах интрузий более основных пород (например, в интрузиях гранитов — гранодиоритов, диоритов и габбро). Такие участки оконтуриваются на геологической карте и в разрезах; изучаются их особенности.

Явление дифференциации может вызвать образование шпиров, линейных и план-параллельных текстур.

С процессами дифференциации связаны такие явления, как пневматолитовая и гидротермальная стадии автотоморфизма (образование грейзенов и других пород), играющие важную роль в оруденении интрузивных пород и образовании ряда полезных ископаемых.

Явление ассимиляции заключается в изменении первоначального состава магмы под влиянием расплавленных и растворенных в ней вмещающих пород, приводящем к образованию пород смешанного состава. Явления ассимиляции могут развиваться лишь в краевых частях интрузивного массива, или распространиться на всю его площадь. Наличие ассимиляции может отмечаться присутствием в интрузии ксенолитов и появлением во вмещающих породах густой сети инъекций магмы. Все это должно быть изучено, оконтурено и выделено на карте.

В многофазных интрузивах возможны случаи согласного и несогласного прорыва молодой интрузией пород интрузива предшествовавшей фазы. В первом случае наблюдается совпадение в ориентировке прототектонических элементов пород обеих фаз; во втором — ориентировка первичной тектоники пород ранней фазы нарушается контактом пород более поздней фазы.

В контактовой зоне разновозрастных интрузий проводятся тщательные наблюдения над контактовым воздействием более поздней породы на ранее образовавшуюся, что может быть выражено появлением мелкозернистых или крупнозернистых структур, линейности и полосатости, появлением инъекций, апофиз и т. д.

При многофазных интрузиях необходимо стремиться к установлению главных фаз, образующих большую часть интрузива, и дополнительных. Следует иметь в виду, что каждая из фаз может испытать явления гибридизма, дифференциации и ассимиляции.

Как отмечалось выше, внедрение магматического материала по одним и тем же каналам может происходить неоднократно, многофазно, причем поступающая магма может каждый раз иметь иной состав. В результате интрузии любого из рассмотренных типов могут иметь сложное строение, иногда строго закономерного слоистого характера, тогда говорят о *стратифицированных интрузиях*. Такой интрузией, например, является сложный нефелино-сиенитовый массив в Хибинах (см. рис. 82, а), который сформировался в семь фаз. Во время отдельных этапов интрузии сформировались, не считая дайкового комплекса, интрузивные тела по типу кольцевых [массивные гранитоидные хибиниты (3) \* и рихсчорриты (6)] и конических [трахитоидные хибиниты (4), ийолит-уртиты (5) и фойяиты (7, 8)] интрузий.

**§ 84. Контактные ореолы интрузивных тел. Установление формы интрузивных тел и определение их возраста.** Воздействие магмы на вмещающие породы вызывает образование *контактных ореолов*. Температура магмы, а также летучие компоненты, выделяющиеся из магмы, приводят к изменению вмещающих пород в роговики, кристаллические сланцы, скарны и др. Возникают контакто-измененные зоны (экзоконтактные) с постепенным убыванием степени метаморфизма при удалении от интрузии. Ширина этих зон для разных интрузий и в разных частях их может изменяться от долей метра до десятков и сотен метров, а иногда и первых километров.

Внутри самих интрузий также могут иметь место контактовые изменения (эндоконтактные зоны). Это главным образом развитие более мелкозернистых разностей пород интрузии, появление различных новообразований и др.

*Установление формы интрузивных тел.* Определение формы интрузии в разрезе прежде всего сводится к установлению наклона ее контактов. Если представить себе эти контакты в виде двух прямых

\* В скобках приводятся порядковые номера условных обозначений на рис. 82, а.

линий, то они могут по вертикали быть параллельными, расходящимися кверху или сходящимися. Получается три варианта наклона контактов. Изменяя поочередно положения каждого контакта в соответствии с тем, что имелось в этих трех вариантах, можно получить еще шесть вариантов, т. е. в сумме получится девять возможных вариантов положения боковых границ интрузии, определяющих ее основную форму в общем, схематическом виде, ту форму, которая выступает в геологических разрезах. Отсюда ясно, что решение вопроса о форме интрузии является не простым; очень часто вопрос остается открытым.

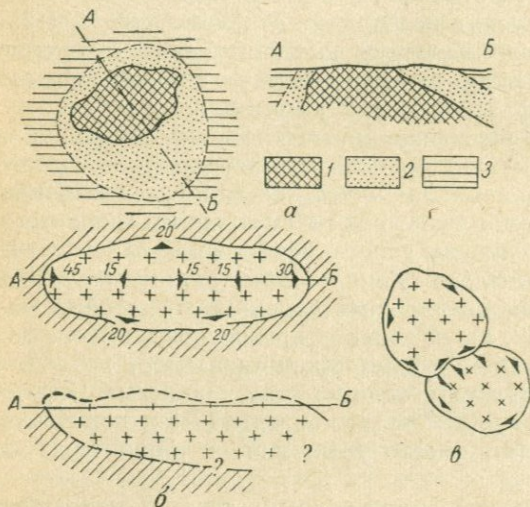


Рис. 84. Определение формы интрузивных тел и их относительного возраста.

*a* — расположение контактового ореола в зависимости от наклона поверхности интрузива: 1 — интрузивное тело; 2 — зона контактового метаморфизма; 3 — неизменные вмещающие породы;  
*b* — определение формы кровли и наклона контактов интрузивных тел с вмещающими породами;  
*c* — определение относительного возраста двух интрузивных массивов

При отсутствии горных выработок положение контакта интрузии с вмещающими породами может быть иногда определено так же, как определяется наклон пласта по его выходу в зависимости от рельефа (§ 42).

В других случаях может быть использовано соотношение в плане ширины зон контактового метаморфизма (см. рис. 84, *a*). Более широкая видимая зона свидетельствует о более пологом наклоне контакта интрузии с вмещающими породами (аналогично видимой мощности пласта). При крутых контактах могут быть три варианта их положений: 1) от интрузива, 2) вертикально, 3) в направлении интрузива. Если несколько выходов интрузивных пород окружены общей зоной контактового метаморфизма, наиболее вероятно объединение на глубине этих выходов в единый массив.

Наконец, представление о наклоне интрузивного контакта могут дать элементы внутренней тектоники интрузивов (линейность, планпараллельность, трещины — см. рис. 83, *b*). Эти элементы, вследствие определенной их ориентировки по отношению к контакту массива с вмещающими породами, дают возможность определять простран-

ственное положение контакта (рис. 84, б). Замеры этих элементов позволяют устанавливать положение и форму кровли интрузива, что может дать представление о форме всего интрузива и глубине его среза на том или ином участке, что позволяет установить площади, наиболее близкие к контакту, в ряде случаев наиболее перспективные в отношении полезных ископаемых (связанных, например, с эндоконтактовой зоной в целом или с жилами, располагающимися в эндоконтактовых зонах и т. д.).

*Определение возраста интрузивных тел.* Определение возраста интрузий часто представляет весьма трудную задачу. В последнее время все более широко применяются методы установления абсолютного возраста интрузивных пород путем количественного определения продуктов распада радиоактивных элементов, содержащихся в минералах интрузивных пород.

Обычным является установление относительного возраста интрузий сопоставлением с возрастом вмещающих и перекрывающих пород. Мы уже знаем, что возраст интрузий моложе возраста пересекаемых ими слоев. В связи с тем что секущие интрузии образуются во время или после складчатости пересекаемых слоев, интрузии будут моложе и слоев, параллельных пересекаемым. Тогда интервал возможного возраста интрузии будет определяться тем, что нижний предел его будет соответствовать возрасту самого молодого слоя, параллельного пересекаемым интрузией. Верхний предел его будет определяться возрастом нижнего слоя свиты, с угловым несогласием перекрывающей интрузив.

Может иметь место такой случай, когда секущая интрузия находится целиком в нижней свите (т. е. в нижнем структурном этаже), не затрагивая верхней. В этом случае интрузия может быть моложе или древнее верхней свиты. Более молодой возраст интрузии подтверждается наличием одного из следующих фактов: 1) где-либо на соседних участках установлено пересечение данной интрузией слоев верхней свиты; 2) то же, в отношении даек, сопровождающих интрузию; 3) установлены проявления контактового метаморфизма, сопровождающего интрузию, в породах верхней свиты. Более древний возраст интрузии по отношению к верхней свите может быть подтвержден: 1) установлением на соседних участках срезания поверхностью несогласия (налегания базального слоя верхней свиты) — а) самой интрузии; б) даек, с нею связанных; в) контактового ореола интрузии; 2) находками в базальных слоях верхней свиты обломков тех же групп пород.

С особыми трудностями приходится сталкиваться при определении возраста пластовых интрузий. Пластовые интрузии внедряются в толщу вмещающих пород и оказываются моложе той части их, которая находится непосредственно в кровле интрузии, чего нельзя сказать относительно пород, находящихся несколько выше кровли, хотя бы они и лежали согласно. Пластовые интрузии могут внедряться неоднократно в осадочную толщу, верхние части разреза которой продолжают формироваться. Так, например, на Среднем

Урале было установлено, что интрузии ультраосновных пород (перидотиты, серпентиниты) имеют там частью преднижнекаменноугольный возраст, а частью посленижнекаменноугольный. В первом случае серпентиниты образуют интрузивные залежи в верхнедевонских слоях а гальки их встречаются в конгломератах основания нижнего карбона, с размывом местами перекрывающего эти интрузивные залежи при общем субпараллелизме отложений верхнего девона и нижнего карбона. Во втором случае интрузивные залежи серпентинитов расположены в нижнекаменноугольных отложениях. Следует отметить, что в отношении серпентинитовых тел, расположенных в верхнедевонских отложениях, часто нельзя решить вопрос об их возрасте. Они

могут быть посленижнекаменноугольными, остановившимися при своем формировании на уровне расположения верхнедевонских отложений.

Особенно хорошо устанавливается относительный возраст двух интрузивных тел, имеющих общую границу, так как у более молодого интрузивного тела полосатость и линейность будут параллельны этой границе, являющейся границей срезания план-параллельных структур относительно более древнего интрузивного массива (рис. 84, е).

### § 85. Изображение интрузивных пород на аэрофотоснимках.

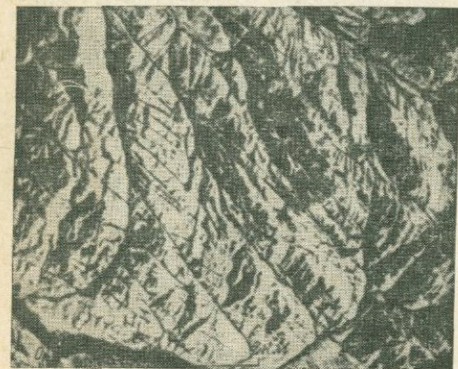


Рис 85. Аэрофотоснимок трещин в среднедевонских гранитах Центрального Казахстана (по Михайлову).

Интрузивные породы на аэроснимках (рис. 85) в отличие от осадочных дешифрируются по отсутствию слоистости, по однотонности окраски (светлой для гранитов, более темной для основных пород) и по характерному сетчатому рисунку, отображающему на аэроснимке совокупность трещин отдельности. Вследствие однородности петрографического состава пород гидросеть имеет дендритообразный рисунок, а наличие трещин, используемых эрозией, придает бороздам стока и мелким долинам типичную для интрузивных пород угловатость и прямолинейность.

Одновременно при выявлении и изучении интрузивных массивов на аэроснимках используются фототон, характерный рисунок мезо- и микро рельефа, а также определенные закономерности в развитии элювиальных образований и приуроченности той или иной растительности.

При прослеживании на аэроснимках контактов интрузивных пород с вмещающими необходимо особенно внимательно изучить характер самой приконтактной линии, дешифрировать и оконтурить апофизы и жильные образования, отходящие от интрузии во вмещающие породы. Интрузивные жилы и дайки дешифрируются на аэроснимках

при их достаточной мощности, позволяющей заметить эти образования в масштабе аэроснимка. Характерные дешифрирующие признаки даек и жил выражаются в их линейной форме, окраске, более темной или более светлой по сравнению с окраской вмещающих пород, а также в их выразительности в формах мезо- и микрорельефа. Более устойчивые жилы и дайки хорошо прослеживаются среди вмещающих пород в виде скалистых гряд или останцовых скалистых цепочек. Реже встречаются жильные породы, которые разрушаются быстрее вмещающих пород, и в таких случаях образуемые ими понижения в рельефе дешифрируются в виде узких линейно вытянутых борозд.

**§ 86. Особенности построения геологических разрезов с интрузивными телами.** Изображение интрузивных тел на разрезах представляет большие трудности из-за обычного отсутствия данных относительно наклона и формы их контактов с вмещающими породами. При наличии тех или иных данных они используются при нанесении интрузивных тел на разрезы. Границы интрузивных тел на разрезах, как правило, являются весьма схематическими, лишь в какой-то степени отражающими действительную картину.

При отсутствии каких-либо данных о направлении наклона контактов, очевидно, целесообразнее всего показывать их условно, вертикальным пунктиром, хотя в практике часто можно встретиться с тем, что такие неизвестные контакты показываются самым различным, иногда причудливым образом, в зависимости от фантазии составителя.

Целесообразность показа контактов в таких случаях вертикальным пунктиром (сплошные линии используются в тех случаях, когда контакты действительно вертикальны) диктуется тем, что часто с контактовыми зонами (как экзо-, так и эндоконтактов) связаны полезные ископаемые, практическая значимость которых сплошь и рядом решается наклоном интрузивного контакта.

## **Глава XVI. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД \***

**§ 87. Общая характеристика комплексов метаморфических пород.** Метаморфические породы возникают за счет преобразования осадочных (парапороды) и изверженных (ортопороды) пород в результате процессов метаморфизма.

Метаморфические комплексы характеризуются весьма различным изменением первоначального состава пород, начиная от сравнительно слабого, когда в метаморфических породах сохраняются реликты многих особенностей исходных пород, и кончая таким, когда от первоначальных пород не остается никаких признаков.

---

\* По Н. В. Горлову и В. А. Николаеву (Методика геологического картирования метаморфических комплексов).

Ранее отмечалось, что в контактах с интрузивными массивами развиваются зоны контактового метаморфизма, существенную роль в формировании которых играла высокая температура магмы. Точно так же ранее указывалось, что вдоль крупных тектонических разрывов образуются зоны смятия, в формировании которых существенную роль имело высокое давление, связанное с тектоническими деформациями. Эти явления метаморфизма могли обусловить образование комплексов самых различных метаморфических пород, в том числе и разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев. При этом в зонах контактового метаморфизма могли развиваться разрывы и сопровождающие их явления смятия, а по разрывам и в зонах смятия могли внедряться другие интрузии с развитием контактового метаморфизма. В результате переплетения различных факторов метаморфизма могли образоваться метаморфические комплексы сложного состава и строения.

Важной особенностью таких метаморфических областей является приуроченность их или к определенной интрузии, или к определенной зоне смятия, с удалением от которых породы метаморфических комплексов сравнительно быстро приобретают облик нормальных (исходных) пород. Но существуют такие области, в пределах которых явления значительной степени метаморфизма имеют всеобщее региональное площадное проявление. В их пределах, на всей площади их распространения, нельзя из комплексов метаморфических пород перейти в комплексы нормальных пород, так как толщи осадочных пород определенного возраста, переслоенные в ряде случаев с вулканогенными и пронизанные интрузивными, сплошь превращены в метаморфические образования. Не так уж редко в таких метаморфических комплексах нельзя бывает решить: была та или иная метаморфическая порода первоначально осадочной или изверженной, т. е., скажем, рассматриваемый гнейс является парагнейсом или ортогнейсом, или кристаллический сланец — парасланцем или ортосланцем. Такими областями являются районы выхода на дневную поверхность кристаллических пород обычно докембрийского возраста (архей и протерозой).

В областях развития метаморфических комплексов всегда приходится стремиться к выявлению признаков, позволяющих установить первоначальный характер пород как осадочных, так и изверженных. Эти признаки могут как бы «просвечивать» сквозь общий облик метаморфических пород, их комплексов.

Такими признаками для исходных осадочных пород в первую очередь могут быть различные реликтовые формы косої слоистости осадков, слоистость осадочных толщ, их цикличность (ритмичность), знаки ряби, иероглифы, проявления стратиграфических несогласий, органические остатки и др. От эффузивных пород могут сохраниться остаточные флюидалные, миндалекаменные и брекчиевидные текстуры. Для интрузивных пород существенными могут оказаться формы и ориентировка реликтовых контуров магматических тел и контактовых ореолов, дайковых форм. Большое значение могут

иметь реликты структур горных пород, устанавливаемые при микроскопическом изучении. В ряде случаев метаморфические породы, макроскопически не дающие каких-либо признаков исходных пород, под микроскопом в шлифах позволяют совершенно точно назвать исходную породу. Представление об исходных породах может дать также тщательное изучение химических анализов метаморфических пород.

Высшую форму развития метаморфизма (ультраметаморфизм) с соответствующими структурами представляют явления мигматизации и гранитизации, которые способны полностью уничтожить какие-либо остаточные реликтовые формы исходных пород, являясь завершающей стадией регионального метаморфизма.

Мигматизацией называется процесс образования сложных пород (мигматитов) путем инъекции расплавленного магматического материала и летучих в существующие породы. Иногда в этом процессе развиваются явления привноса из глубоко расположенных магматических масс и выноса некоторых веществ из первоначальных пород, подвергающихся полному преобразованию. Мигматизация является самой начальной стадией гранитизации.

Гранитизация представляет собой совокупность явлений и процессов, происходящих в глубоких зонах земной коры и заключающихся в изменении горных пород с приближением их по составу и структуре к гранитам, которые являются конечным продуктом этих процессов.

Всегда чрезвычайно важно установить, за счет каких исходных пород — осадочных, вулканогенных или интрузивных — образовались метаморфические толщи. Для этого необходимо выяснять отмеченные выше реликтовые формы различных типов горных пород, тщательно изучать химические анализы метаморфических пород.

**§ 88. Внутренняя структура метаморфических толщ.** В метаморфических толщах широкое развитие имеют подобные складки разных порядков до самых мельчайших, создающих гофрировку и пloyчатость. Широко развиты в них складки волочения и именно в этих толщах наблюдаются так называемые складки течения (§ 52). Значительного развития в метаморфических комплексах достигает главный кливаж течения (сквозной кливаж, кливаж осевой плоскости) при сравнительно ограниченном распространении кливажа разлома, или, как иногда его называют, кливажа межслоевого скольжения. Чрезвычайно широкое распространение получает слоевой кливаж (кливаж напластования, динамический кливаж), параллельный слоистости, широко известный как кристаллизационная сланцеватость.

Исключительное развитие в метаморфических комплексах получают линейные и плоско-параллельные (полосатые) текстуры, по своему виду аналогичные тем, которые отмечались для интрузивных массивов. Если там эти текстуры были первичными, то здесь они (в результате глубоких пластических преобразований исходных пород

в условиях высокой температуры и большого давления на значительных глубинах) — вторичные.

Для метаморфических комплексов весьма характерными являются структуры будинажа (будинаж-структуры). Будинажем \* называется процесс разделения пластов крепких горных пород, даек и других образований на отдельные линзовидные части (блоки) под влиянием тектонического давления и обтекания этих линз более пластичными породами.

Явления будинажа имеют весьма широкое распространение в складчатых районах, особенно в районах с метаморфическими комплексами, где такие жесткие пласты, как мраморизованные известняки, амфиболиты и т. п., заключенные между относительно

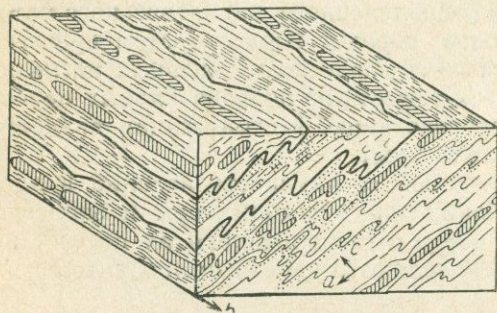


Рис. 86. Схема будинаж-структур (по Судовикову)

пластичными слюдяными сланцами и гнейсами, раздробляются во всех направлениях и растаскиваются благодаря течению вмещающих пластических пород (рис. 86). Ориентировка будин в общем подчиняется плану складчатых структур, размеры отдельных будин зависят от мощности жестких пластов, подвергшихся будинажу.

Так, в пределах Балтийского щита отдельные блоки будинированных пород имеют размеры от десятых долей сантиметра (в местах тонкого переслаивания жестких и пластичных пород) до 8—10 м. Наиболее распространены будины величиной от 0,5 до 1,5 м. При будинировании мощных (150—200 м) пластовых тел амфиболитов величина отдельных блоков достигает десятков и сотен метров.

Следует отметить, что явления будинажа имеют широкое распространение и в районах с нормальными, достаточно интенсивно складчатými породами. Особенно эффектно явления будинажа здесь выступают в толщах сравнительно тонкого (сантиметры — десятки сантиметров — первые метры) переслаивания песчаников и глинистых сланцев, известняков и глинистых сланцев. Жесткие известняки и песчаники дают мелкие (в среднем первые десятки сантиметров в поперечнике) дискообразные и караваеподобные тела в общей глинистой массе. Диски и караваи жестких пород по краям обычно несколько утоняются, вызывая представление об обжимании получавшихся блоков, сдавливания их во время складчатости и перемещения этих блоков (будин) в массе вещества пластических слоев, которое испытывало послойное движение. Иногда эти дискообразные и караваеподобные тела так облекаются глинистой массой, что получают

\* От фр. boudin — колбаса, валик.

названия «обдавшей», «завертышей», «закатышей». Существенным моментом в процессе будинообразования является первоначальное расплющивание жесткого слоя, из которого образуются будины.

Пространство между разошедшимися будинами выполняется веществом пластических слоев. В тех случаях, когда это пространство незначительно, оно может быть выполнено выкристаллизовавшимся карбонатом, кварцем.

В регионально метаморфизованных толщах широко распространены образования, называемые мигматитами. Они представляют собой смешанные породы, состоящие из метаморфизованных вмещающих пород и вещества, находившегося во время мигматитообразования в подвижном состоянии. Подвижное вещество в большинстве случаев представлено жилами пегматита, аплита и гранитоидов, но при тонком распределении оно может быть выражено отдельными минералами, входящими в состав перекристаллизованных и химически измененных исходных пород.

В зависимости от строения различают мигматиты глыбовые, ветвистые, послойные, складчатые (пигматиты) и тневые. В тневых мигматитах почти исчезает различие между веществом вмещающих пород и подвижным (привнесенным) материалом. Неопределенной формы реликты вмещающих пород, в которых только местами сохранилось первичное строение (обычно более темных оттенков), определило название этих мигматитов. Жильный материал в тневых мигматитах не имеет какой-либо определенной формы. Наблюдениями установлено, что тневые мигматиты постепенными переходами связаны со всеми предшествующими типами мигматитов. Реликтовые полосы и пятна и основная масса в тневых мигматитах сложены гранитоидами.

**§ 89. Крупные складчатые структуры метаморфических комплексов.** В докембрийских гнейсовых и сланцевых кристаллических толщах распространенными структурами являются куполовидные поднятия (рис. 87) с изометрическими овальными или неправильными очертаниями в плане и реже формы брахисинклинального, чашеобразного (рис. 88) типа. В поперечнике такие структуры измеряются обычно 5—15 км, но в некоторых случаях достигают и нескольких десятков километров.

Морфология куполовидных поднятий отличается большим разнообразием. В вертикальном сечении они редко имеют симметричное строение, и углы падения их крыльев изменчивы, если двигаться по периферии той или иной структуры. Нередко гнейсы на крыльях отличаются крутым до вертикального падением и даже имеют опрокинутое залегание.

Гнейсы, облекающие купола, деформированы в мелкие дисгармоничные и иногда линейные складки. В срединных частях куполовидных поднятий мелкая складчатость большей частью не имеет линейного характера, а сами породы не несут линейных текстур. Линейные складки второго и более мелких порядков получают развитие обычно на крыльях куполов. Выделяются два различных случая

ориентировки более мелких линейных складок относительно контура куполовидных структур. В одном случае оси мелких складок на отдельных участках ориентированы нормально к контурам купола (в плане) и, следовательно, погружаясь, веерообразно расходятся от срединной части структуры. В других куполовидных поднятиях

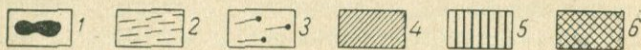


Рис. 87. Куполовидная структура на северном побережье Энгозера (по Чуйкиной).  
 1 — габбро и ортоамфиболиты; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — амфибол-биотитовые гнейсы;  
 4 — гранат-биотитовые гнейсы; 5 — гранат-кианит-биотитовые гнейсы; 6 — амфиболиты;  
 иногда гранатовые

мелкие линейные складки располагаются почти параллельно контурам купола, concentрически окружая поднятие по периферии. Нередко системы таких складок образуют сложные синклиналиные структуры, кольцеобразно замыкающиеся вокруг куполов.

Рассмотренные структуры в соответствии с мнением большинства

исследователей являются специфическими складчатыми структурами архея и возникают в условиях размягченного состояния крупных масс пород в течение единого этапа мигматизации и складкообразования. Возможно, что в некоторых случаях необходимо учитывать и механические деформации в результате объемного изменения пород, вызванного физико-химическими явлениями, сопровождающими региональные процессы мигматизации и гранитизации.

§ 90. Общие условия картирования метаморфических комплексов. Определение возраста докембрийских метаморфических комплексов чрезвычайно затруднено крайне ограниченной применимостью биостратиграфических критериев. Большое внимание в настоящее время уделяется развитию радиометрических методов, которые должны в будущем стать основными в выделении стратиграфических подразделений и составлении стратиграфической шкалы метаморфических толщ.

По-прежнему важнейшими для установления относительного возраста метаморфических толщ, их расчленения, являются следующие критерии: 1) крупные угловые несогласия между отдельными частями разреза метаморфических толщ; 2) наличие характерных ассоциаций в одних частях разреза (более древних) и отсутствие их в других (более молодых); 3) наличие характерных и постоянных по литологии частей (свит) в исследуемом комплексе — например мощных пластов кварцитов, мощных карбонатных слоев, вулканогенных образований (порфиридов, зеленокаменных пород и т. п.) и др.; 4) различия в степени метаморфизма пород. Последний критерий следует применять с осторожностью, учитывая только степень общего (регионального) метаморфизма, более или менее одинаковую на больших расстояниях по простиранию, при сохранении также более или менее постоянного различия в степени метаморфизма с выше- и нижележащими частями разреза.

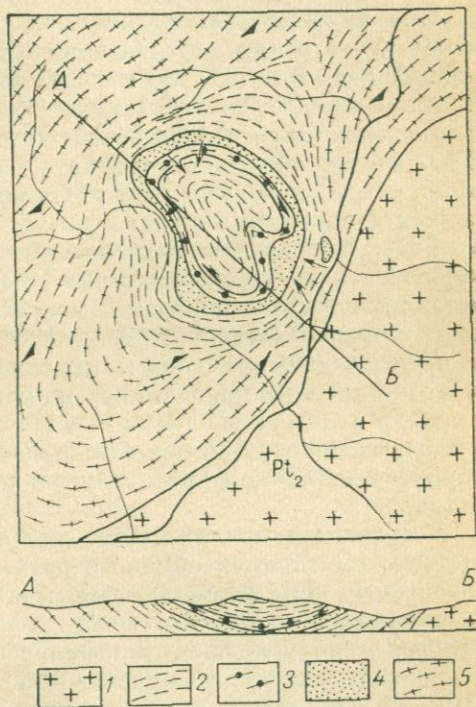


Рис. 88. Чашеобразная структура в мамской метаморфической толще (по С. Б. Лобач-Жученко).  
1 — чуйские граниты; 2 — биотитовые сланцы; 3 — магнетит-кианито-хлоритовидные сланцы; 4 — кванит-магнетитовые кварциты; 5 — гнейсо-граниты и мигматиты

4) различия в степени метаморфизма пород. Последний критерий следует применять с осторожностью, учитывая только степень общего (регионального) метаморфизма, более или менее одинаковую на больших расстояниях по простиранию, при сохранении также более или менее постоянного различия в степени метаморфизма с выше- и нижележащими частями разреза.

Указанные критерии (совместно с данными по абсолютному возрасту и по органическим остаткам) применяются в первую очередь для разделения докембрия на архейскую и протерозойскую группы. Затем в этих комплексах выделяются серии, в сериях — свиты, подсвиты и горизонты. Практически работа может совершаться в обратном порядке. Сначала выделяются опорные горизонты (кварциты, мраморы, порфириды и др.), картирование которых приведет к выделению свит, и т. д.

При картировании метаморфических толщ применяются те же приемы, что и при картировании обычных геологических образований. Также выделяются и прослеживаются маркирующие горизонты и устанавливаются структурные особенности отдельных участков с последующим сведением всех полученных данных в целую картину. Необходимо тщательно учитывать все особенности метаморфических толщ, отмеченные выше, и изучать конкретное выражение их в условиях исследуемого района.

**§ 91. Изображение метаморфических пород на аэрофотоснимках, особенности их дешифрирования.** В некоторых районах, сложенных метаморфическими породами, можно выделить отдельные разновидности пород и установить формы их залегания.

*Кристаллические сланцы*, относящиеся в большинстве своем к достаточно крепким породам, весьма устойчивы к процессам денудации и в этом отношении близки к наиболее крепким типам нормальных осадочных пород. Для них в условиях сильно расчлененного рельефа характерны резкие формы, хорошо отображающие условия их залегания.

*Кварциты и мраморы*, образующие слои среди метаморфических сланцев, выделяются обычно в рельефе и отличаются массивностью образуемых ими форм. Светлые мраморы, кроме того, выделяются на снимках по фототону.

*Гнейсы* по условиям дешифрирования занимают промежуточное положение между кристаллическими сланцами и интрузивными породами. Рассланцованные гнейсы близки к кристаллическим сланцам, массивные напоминают интрузивные породы. Для большинства гнейсов характерна определенная полосчатость, отражающая формы их залегания и хорошо передающаяся на аэрофотоснимках.

## **Глава XVII. ПОНЯТИЕ О ГЛАВНЕЙШИХ ФОРМАХ ЗАЛЕГАНИЯ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ \***

**§ 92. Условия залегания.** Все известные месторождения полезных ископаемых являются результатом проявления различных процессов, происходивших в земной коре. Принято различать две группы таких процессов: 1) процессы *экзогенные*, происходящие

\* По А. Г. Бетехтину и П. М. Татаринovu.

на поверхности Земли под влиянием внешних сил (главным образом воды, воздуха и солнца), при которых образуются месторождения выветривания и осадочные; 2) процессы *эндогенные*, определяемые внутренними глубинными силами Земли, при которых возникают магматогенные месторождения полезных ископаемых, связанные с деятельностью магм, и метаморфогенные, связанные с процессами глубинного метаморфизма.

Экзогенные и эндогенные процессы могут приводить к образованию двух групп месторождений: *сингенетических*, возникающих одновременно с вмещающими их породами, типичным примером которых являются осадочные месторождения и некоторые магматические, и *эпигенетических*, возникающих после образования вмещающих пород, к которым относится подавляющее большинство магматогенных месторождений и очень многие из месторождений выветривания (различные россыпи, бокситы и др.).

Условия залегания и локализация месторождений полезных ископаемых определяются четырьмя группами геологических факторов: тектоническими, литологическими, магматическими и стратиграфическими. Однако формы рудных тел и условия их залегания определяются главным образом тектонической структурой месторождения и литологическим составом вмещающих его пород, в особенности для месторождений эпигенетических, к которым относится главная масса эндогенных месторождений.

Поэтому всегда необходимо детальное изучение тектонических структур, предопределивших формы и условия локализации оруденения месторождений полезных ископаемых.

Выявление формы тел полезных ископаемых, установление их мощности, размеров по простиранию и падению, определение их элементов залегания составляют первоочередную задачу геолога. При изучении формы тел полезных ископаемых приходится сталкиваться с вопросом о границах или контактах этих тел с вмещающими их породами. Контакты могут быть: а) резкие, когда рудное тело четко отделяется от вмещающей породы, независимо от того сложено оно массивными (силошными) или вкрапленными рудами; б) нерезкие, постепенные, когда рудное тело через вкрапленность переходит сперва в оруденелые, а затем в слабоминерализованные пустые породы; в) невидимые, когда оруденение представлено мелкой вкрапленностью, невидимой невооруженным глазом.

**§ 93. Главнейшие формы.** Тела полезных ископаемых, как и любые другие геологические тела, характеризуются тремя измерениями в пространстве; в зависимости от соотношения величин этих трех измерений различают четыре типа тел полезных ископаемых (рудных тел): 1) *изометрические* — одинаково развитые во всех трех направлениях; 2) *трубообразные* (столбообразные) — вытянутые в одном направлении; 3) *плитообразные* (пластообразные) — вытянутые в двух направлениях при сохранении третьего коротким; 4) *сложные* — формы которых не укладываются ни в один из первых трех типов, иногда представляя собой их комбинацию.

*Изометрические тела* (рис. 89). Характерными представителями их являются *штоки* и *гнезда*. Друг от друга эти формы отличаются лишь размерами: гнездо в поперечнике измеряется единицами метров, шток — минимум десятками метров.

Штоки и гнезда наиболее свойственны сингенетическим месторождениям, в особенности осадочным. Однако они характерны также для сингенетических магматогенных месторождений. Наблюдаются штоки и в складчатых структурах эпигенетических эндогенных месторождений.

*Карманы (мешки)* и *почки* образуются в тех случаях, когда штокообразное тело возникает, например, в известняках путем замещения известняков другим минеральным веществом; карманы по размерам приближаются к штоку, почки аналогичны гнездам. Эти формы рудных тел характерны для контактовых структур.

*Линзы, чечевицы и залежи* возникают в том случае, если шток или гнездо сплющены в одном направлении, представляя собой переходные формы к плитообразным (пластообразным). Залежи имеют менее правильную форму по сравнению с линзами и более крупные размеры.

Термин «залежь» нередко употребляется, кроме того, в общем смысле: «штокообразная залежь», «линзообразная залежь» и др.

Все эти формы характерны для многих сингенетических

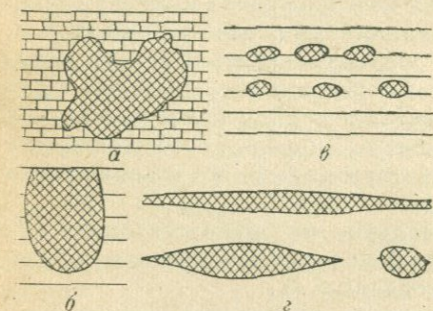


Рис. 89. Изометрические рудные тела: а — шток (план); б — карман (мешок) в плане; в — почка (план); г — линза и чечевица (план)

месторождений, в особенности для сингенетических месторождений осадочного и магматогенного происхождения, а также и для многих эпигенетических месторождений, являясь часто встречающимися формами рудных тел в магматогенных, складчатых и контактовых структурах.

*Штокверки* также относятся к изометрическим телам. Штокверк состоит из сети пересекающихся между собой мелких рудных жилков и прожилков, сопровождаемых вкрапленностью рудных минералов; общая форма распространения такого прожилково-вкрапленного оруденения по своим очертаниям является изометричной и напоминает шток. Штокверки характерны для трещинных и комбинированных структур многих месторождений золота, олова, молибдена, меди и др.

*Трубообразные (столбообразные) тела* встречаются сравнительно редко. Классическими представителями трубообразных тел являются месторождения алмазов Кимберли в Южной Африке и якутские в СССР. Трубы в Южной Африке имеют эллиптическое или округ-

лое сечение с размерами, измеряемыми сотнями метров, а на глубину они протягиваются на несколько километров.

К трубообразным телам относятся также седловидные жилы, по форме и условиям залегания напоминающие факолиты. В этих телах минеральные массы выполняют пустоты, образовавшиеся в сводах антиклиналей при складкообразовании, предшествовавшем орудуению: классическим представителем седловидных жил является золоторудное месторождение Бендиго в Австралии (см. рис. 90, б), отдельные тела которого прослежены на 22 км. В СССР подобные рудные тела характерны для некоторых месторождений флюорита, сурьмы и ртути в Средней Азии, золоторудных месторождений Сибири, полиметаллических месторождений Горного Алтая и Центрального Казахстана, характеризующихся складчатыми структурами.

Трубообразные рудные тела, как это легко видеть, всегда эпигенетические, возникают позже вмещающих пород.

Плитообразные (пластообразные) тела являются самым распространенным видом тел полезных ископаемых и делятся на жилы и пласты.

*Жилой* (рис. 90) принято называть минеральную массу, выполнившую трещину в каких-либо горных породах. Следовательно, жилы представляют явно эпигенетические образования. Если жила имеет наклонное залегание, то породы, которые залегают над жилой, называются висячим боком, а породы, залегающие под жилой, — лежачим боком жилы. Поверхность, по которой жильное минеральное вещество соприкасается с боковой породой, носит название зальбанда. Жилы имеют простирание и падение, которые иногда выдерживаются на всем протяжении, но могут и меняться. Размеры

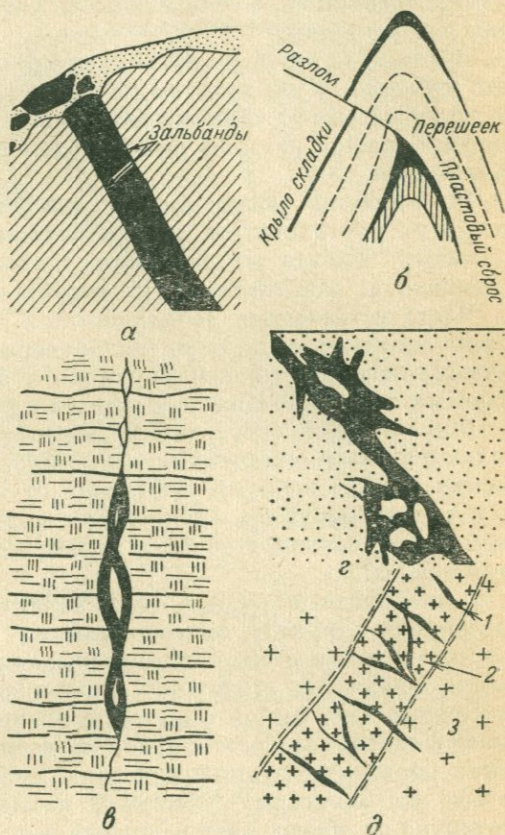


Рис. 90. Жильные рудные тела: а — схематический разрез рудной жилы; б — седловидные кварцево-золотые жилы; в — рубцовая жила; г — камерная; д — ленточная

жил самые разнообразные. В большинстве случаев длина их измеряется десятками или первыми сотнями метров, а мощность — первыми единицами или десятками долями метра. Но есть жилы, которые имеют длину, измеряемую по простиранию километрами, и мощность в десятки метров. Если мощность жилы по какому-либо направлению уменьшается, говорят о *пережиме* жилы, если она сходит до нуля — о *выклинивании* ее, а если мощность увеличивается — о *расширении*, или *раздуве* жилы.

Жила, в которой раздувы следуют один за другим, носит название *рубцовой*. Если раздувы находятся друг от друга очень близко, то жилу называют *четковидной*. Иногда (часто в известняках) жилы имеют большие раздувы штокообразной формы, тогда их называют *камерными*.

По падению жилы иногда выклиниваются довольно быстро, но могут протягиваться на значительную глубину, превышающую километр. Иногда выклинивание жилы бывает сложным: она, выклиниваясь, разветвляется на несколько отростков.

Часто встречаются *лестничные* (см. рис. 90, *д*), или ступенчатые жилы, которые состоят из целой серии коротких рудных жилок, располагающихся перпендикулярно к зальбандам (стенкам) вмещающей их дайки изверженной породы или пласта породы.

Широко распространенной формой плитообразных рудных тел являются *прожилковые* и *жильные зоны* (так же как для изометрических тел штокверки). В отличие от простых плитообразных жил они характеризуются значительно большей мощностью при более бедном оруденении в связи с включением в рудный контур вмещающих пород.

Жилообразные рудные тела характерны преимущественно для трещинных структур эпигенетических эндогенных месторождений; встречаются они в виде эпигенетических рудных тел и в магматогенных и складчатых структурах месторождений полезных ископаемых.

Рудные тела любой формы, но главным образом жильные редко бывают одинаково богаты рудой на всем своем протяжении. Обычно в них первичные рудные минералы имеют тенденцию концентрироваться на некоторых участках, называемых *рудными столбами*, в отличие от убогих частей рудных тел. Рудные столбы значительно изменяются по форме и величине. Если они имеют небольшие размеры, их называют *кустами*, *гнездами*, *карманами*. Размеры рудных столбов обычно измеряются десятками и первыми сотнями метров по простиранию и падению. В очень редких случаях они достигают первых километров.

Наличие рудных столбов имеет громадное практическое значение и требует тщательного их изучения, обычно при помощи химических анализов.

*Пластом* называют плитообразное тело осадочного происхождения, отделенное от других пород иного состава поверхностями напластования. В противоположность жилам пласты представляют сингенетические образования, причем в ненарушенных геологических

разрезах подстилающие пласты являются более древними, а покрывающие — более молодыми по возрасту, чем пласт, заключающий полезное ископаемое и располагающийся между ними. По протяженности в длину пласты нередко прослеживаются на километры и десятки километров. Мощность их может измеряться от частей метра до сотен метров. Пласты, как и жилы, могут испытывать утонения,

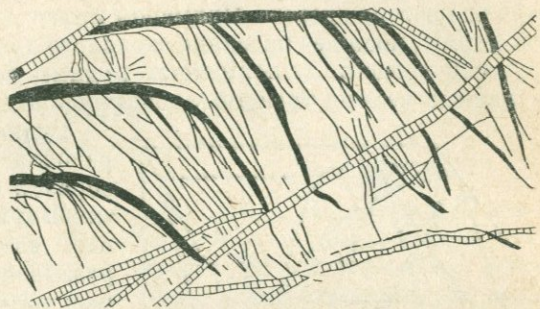
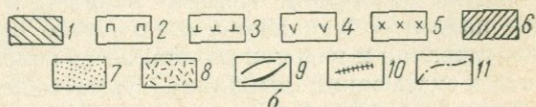
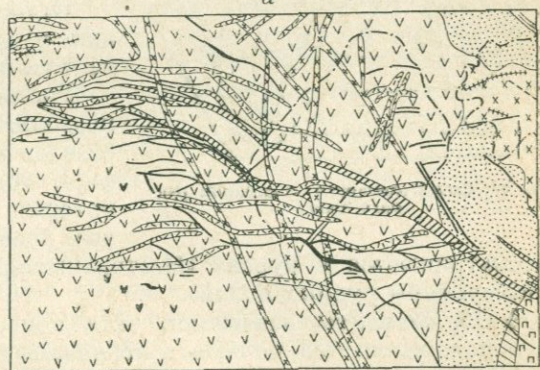


Рис. 91. Схемы полей рудных месторождений.

а — месторождение со структурой «конский хвост»; б — Джидинское рудное поле (по Нефедову и Доровских): кембрийские породы (1 — метаморфизованные сланцы, 2 — порфиристы); палеозойские породы (3 — амфиболиты, 4 — кварцевые диориты); юрские породы (5 — гранит-порфиры и сенил-порфиры; 6 — бостониты, 7 — контактовые роговики, 8 — керсантиты); 9 — кварцево-вольфрамовые жилы; 10 — кварцево-молибденовые жилы; 11 — контур рудного штокерка



пережимы, раздувы и выклинивания. Чрезвычайно широко распространены осадочные пластовые месторождения неметаллических и отчасти металлических полезных ископаемых (различные россыши, осадки солей, железных руд, торфа и пр.; образованные в прибрежных и глубинных условиях водных бассейнов месторождения железа, марганца, глин, песков, углей и т. д.; сюда же следует отнести месторождения нефти, газа и других битумов).

Пластообразные залежи отличаются от пластов меньшей выдержанностью мощности, прерывистостью, меньшими размерами в длину и ширину. Они характерны для магматогенных структур (для сингенетических собственно магматических месторождений), для складчатых и контактовых структур эпигенетических месторождений.

Плащеобразные залежи сходны с пластообразными и характерны для месторождений выветривания железа, каолина и т. п.

Рудные тела сложной формы и неправильные рудные тела возникают в большинстве случаев в комбинированных структурах, образуя, например, ветвящиеся формы, или состоят из совокупности более мелких по размерам скоплений минерального вещества. В этих случаях с практической точки зрения лучше говорить об общих формах месторождения. Примером может служить рудное тело сложной формы, носящее название «конского хвоста», когда от нескольких крупных трещин, выполненных рудным веществом, отходят многочисленные мелкие трещины, тоже рудоносные (рис. 91, а).

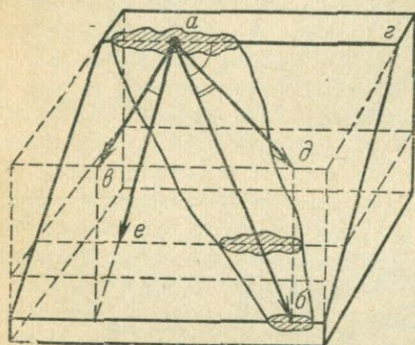


Рис. 92. Схема элементов залегания рудного тела

Рудные жилы иногда могут располагаться самым различным образом на фоне интрузивных массивов и вмещающих пород в сложных взаимоотношениях с серией разновозрастных даек интрузивных пород (рис. 91, б).

Относительный возраст рудных жил и даек устанавливается по их взаимному пересечению.

Рассмотренные выше примеры позволяют получить общее представление о главнейших видах форм тел полезных ископаемых, которые отличаются исключительно разкообразием и обстоятельно

рассматриваются в курсах «Месторождения полезных ископаемых» и «Структуры рудных полей».

§ 94. Элементы залегания. Для ориентировки пространственного положения тел полезных ископаемых введены понятия об их элементах залегания. Помимо понятий о простирании и падении тела полезного ископаемого, ничем не отличающихся от понятий о простирании и падении пласта, здесь используются понятия о склонении и скатывании (нырянии). Существо всех этих понятий применительно к линзовидному телу полезного ископаемого хорошо видно из рис. 92.

Угол склонения заключается между линией простирания  $аг$  и осью линзы рудного тела  $аб$  (линия склонения, ныряния или скатывания). Угол склонения ( $β$ аг) может колебаться от 0 до 90°. Склонение отсутствует, когда ось рудного тела  $аб$  совпадает с линией простирания  $аг$ . При 90° линия склонения  $аб$  совпадает с линией падения  $ае$  ( $ае$  — направление падения) и теряет свое значение. Угол  $бад$  между осью рудного тела  $аб$  и ее проекцией на горизонтальную плоскость  $ад$  называется углом скатывания или углом ныряния; этот угол аналогичен известному нам углу наклона в любом направлении, кроме перпендикулярного к простиранию (т. е. угла падения).

Для рудных тел, залегающих вертикально, линии склонения и скатывания (ныряния) совпадают. Для сложных ветвящихся форм рудных тел могут быть определены несколько линий склонения, соответствующих осям удлинения каждой из погружающихся ветвей.

Изучение склонения тел полезных ископаемых имеет важное значение, так как способствует точному определению их пространственного расположения и правильному направлению разведочных работ на глубину.

## Глава XVIII. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

§ 95. **Общая характеристика земной коры.** Под земной корой понимается внешняя твердая оболочка Земли со средней мощностью 30—60 км. Земная кора составляет около 1,5% общего объема Земли и менее 1% ее массы. Земная кора снизу ограничивается разделом Мохоровичича, сокращенно называемым поверхностью Мохо, или М. Положение этой поверхности определяет толщину земной коры для отдельных ее участков. Поверхность Мохоровичича представляет раздел первого порядка при прохождении продольных сейсмических волн, которые выше нее имеют скорость 6—7 км/сек, а ниже скачкообразно достигают величины больше 8 км/сек (обычно 8,1—8,2 км/сек). Ниже коры идет *промежуточная оболочка*, или *мантия Земли*, разделяющаяся (по разделу второго порядка — границе Репетти) на верхнюю мантию и нижнюю.

Около 70% поверхности Земли покрыто океаническими бассейнами, максимальная глубина которых превышает 10 км. И лишь около 30% представляют собой возвышающуюся над уровнем океанов сушу, образующую шесть крупных континентов.

Самые верхние слои земной коры сложены рыхлыми или уплотненными осадками, ниже которых земная кора условно подразделяется на так называемый «гранитный» (гнейсово-гранитный) и «базальтовый» (габбровый) слои. Такое разделение проводится по разделу второго порядка — границе Конрада, выше которой скорости продольных волн составляют 5,5—6,0 км/сек, а ниже 6,5—7,0 км/сек.

Ниже поверхности Мохоровичича в верхней части мантии Земли предполагается наличие ультраосновного слоя (перидотиты — дуниты).

Земная кора характеризуется непостоянством строения и изменчивой мощностью. Особенно резки эти различия на площадях континентов и океанов, что привело к выделению в земной коре двух основных ее типов — *континентальной* и *океанической*.

Первый тип включает мощные гранитный и базальтовый слои. Второй тип обычно теряет гранитный слой и представлен значительно сокращенным базальтовым (если не считать рыхлые осадки океанического дна).

В пределах шельфов, окраинных и внутренних морей наблюдается на значительных пространствах *промежуточный тип коры*, для которого характерны пониженные мощности обоих слоев (гранитного и базальтового, особенно гранитного).

Мощность земной коры на континентах изменяется в пределах 30—75 км (30—40 на равнинных участках), под океанами 4—10 км, увеличиваясь до 25—30 км в прибрежных и островных участках (рис. 93).

Вопросы формирования континентов и океанов и возникновения особенностей их строения представляют весьма сложную проблему.

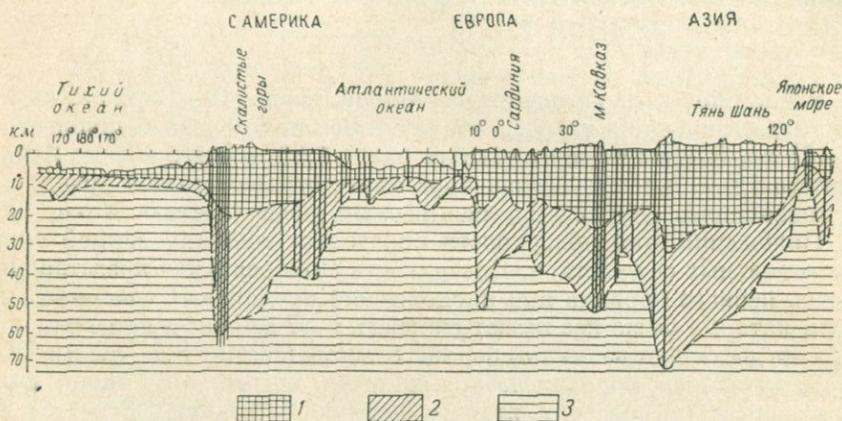


Рис. 93. Строение земной коры по сейсмическим данным (по Деменцкой):

1 — гранитный слой с включением осадков; 2 — базальтовый слой; 3 — ультраосновной слой

Одни исследователи предполагают, что океанические впадины представляют собой остаточные формы первичной земной коры, другие считают, что они начали формироваться с конца палеозоя.

Земная кора настолько тесно связана в своем развитии с верхней мантией, что в последние годы многие исследователи говорят о них как об единой оболочке — тектоносфере, мощность которой около 1000 км (Белюсов, 1968).

В пределах тектоносферы расположены очаги глубокофокусных землетрясений, нижним пределом которых является глубина в 700 км.

Трудности выяснения всех затронутых выше вопросов связаны с тем, что непосредственному изучению пока доступны только первые километры глубин земной коры (самая глубокая скважина не достигла еще 8 км). В самых глубоких срезах земной коры, выведенных на дневную поверхность тектоническими движениями и процессами размыва, непосредственные геологические наблюдения фактически не выходят за пределы комплексов осадочных и вулканогенных пород, которые образовались в свое время на земной поверхности.

§ 96. Периодичность в развитии структуры земной коры. В геологической истории формирования земной коры, которая измеряется отрезком времени около 4,5 млрд. лет, выделяется несколько крупных этапов (мегациклов), каждый из которых состоит из нескольких циклов.

Для первых двух этапов — катархея (4500—3000 млн. лет) и архея (3000—1900 млн. лет) — отмечается большое распространение эффузивов, возникновение первых водных бассейнов с накоплением древнейших осадочных отложений, широкое развитие процессов мигматизации и гранитизации. Выделение циклов для этих этапов затруднительно из-за сложности наблюдений в условиях весьма сильного регионального метаморфизма наблюдаемых объектов, выступающих на сравнительно ограниченных площадях.

Третий этап, охватывающий нижний протерозой (1900—1350 млн. лет), характеризуется тем, что к его концу наметились основные черты структурного плана Земли, которые затем постепенно эволюционировали вплоть до современной эпохи с последовательным разрастанием материковых платформ за счет геосинклиналей. В четвертом этапе — позднепротерозойском, или байкальском (1350—600 млн. лет), возникают отчетливые черты этого структурного плана. Как отмечает В. Е. Хаин, к концу верхнего протерозоя обозначился ряд подвижных поясов с разделением их на эв- и миогеосинклинали. Наблюдаемые в разрезах верхнего протерозоя (рифей, синия) несогласия и фазы метаморфизма и внедрения гранитов позволяют уже теперь расчленить байкальский этап (мегацикл) на три цикла\*.

С переходом к палеозою начинается последний, пятый этап развития земной коры, несравненно лучше изученный и распадающийся на каледонский (кембрий — ордовик), герцинский (девон — пермь) и альпийский (от триаса до наших дней) циклы. Многие исследователи альпийский цикл разделяют на мезозойский (киммерийский, тихоокеанский) и собственно альпийский циклы, проводя границу раздела между нижним и верхним мелом.

Основными структурными элементами земной коры, установленными на континентах, в областях архипелагов и неглубоких морей, являются геосинклинальные области (подвижные пояса, орогены), платформы (кратогены) и разделяющие их краевые прогибы (переходные области). Эти три важнейших категории структур отчетливо выделяются в циклах последнего этапа (краевые прогибы отмечаются начиная с герцинского цикла).

Общая направленность в развитии основных структурных элементов земной коры, которая особенно хорошо изучена на протяжении

---

\* Большой возрастной интервал вынуждает говорить не о байкальском цикле (для цикла характерны величины в 150—200 млн. лет), а об этапе (мегацикле). Все приводимые выше цифры, характеризующие возраст границ между этапами (мегациклами), являются приблизительными; они по-разному выглядят у различных авторов, так же как по-разному производится само разделение докембрия. В данном случае требуется иметь общее представление об этом.

последнего этапа, заключается в продолжающемся последовательном уменьшении от цикла к циклу площади геосинклинальных областей за счет нарастания платформ, ядра которых возникли еще в докембрии или палеозое.

*Неотектонические движения и связанные с ними структуры.* В последние десятилетия большое внимание к себе привлекают вопросы, связанные с изучением тектонических движений, происходящих в завершение альпийского геотектонического цикла. Широкая постановка этих вопросов, соответствующие исследования и определенные выводы по ним прежде всего связаны с работами Н. И. Николаева, посвященными новейшей тектонике. В. А. Обручевым в 1948 г. был предложен термин «неотектоника», получивший широкое распространение.

*Под новейшими тектоническими движениями* обычно понимаются те проявления тектонических движений, которые происходили на протяжении антропогена и частично неогена. Они фактически обусловили развитие форм современного рельефа на континентах; учет их является особенно важным для различных видов строительства.

Новейшие тектонические движения по существу продолжают все тектонические движения, с которыми мы ознакомились ранее. Здесь и колебательные тектонические движения, которые регулируют перенос и формирование различных типов осадков на земной поверхности, а также формирование речных террас. Здесь и волновые движения, которые, в частности, продолжают формирование конседиментационных форм (купола). Отсутствует, возможно, только постседиментационное складкообразование.

Отмечаются проявления глубинных разломов и всевозможных разрывов: сбросов, взбросов и сдвигов. Неясны данные в отношении проявления типичных надвигов. Особенно резко проявляются неотектонические движения, определяющие сейсмические явления, вызывающие землетрясения.

Тектонические движения, происходившие в так называемое историческое время, часто называют *современными*.

Неотектонические структуры хорошо отражаются на ряде тектонических карт СССР.

## **Глава XIX. СТРОЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ**

**§ 97. Общая характеристика.** Геосинклинальные области представляют собой такие зоны земной коры, которым свойственны высокая подвижность и значительная расчлененность на узкие прогибы и поднятия, имеющие иногда глыбовый характер. Расчлененность обуславливает возникновение резко выраженного рельефа, образование и накопление мощных толщ осадков. Общая мощность осадочных отложений одного цикла в геосинклинальных областях достигает 10—15, иногда 20—25 км, при больших градиентах мощности\*.

\* Градиентом мощности называется изменение мощности на единицу горизонтального расстояния.

Крупные разломы, которые обычно обрамляют отдельные глыбы, определяют высокую проницаемость земной коры, выражающуюся в мощной магматической деятельности (как эффузивной, так и интрузивной), повышенной сейсмичности и др. Как осадочные, так и эффузивные породы образуют ряд формаций горных пород, характерных для геосинклинальных областей.

Особенно характерны для геосинклинальных областей явления постседиментационной складчатости.

**§ 98. Формации.** В осадочных и вулканогенных толщах выделяются комплексы пород, образующиеся при определенном тектоническом режиме и имеющие одинаковое происхождение. Такие комплексы называются формациями. Каждая порода, входящая в состав формации, есть продукт определенной физико-географической обстановки и отвечает определенной фации, а сами формации — это комплексы фаций. Чрезвычайно важной является связь отдельных видов полезных ископаемых с определенными формациями.

Важнейшими формациями геосинклинальных областей являются:

*аспидная* (граувакковая), существенно песчано-глинистая с подчиненным количеством вулканических туфов и кремнистых пород;

*спилито-кератофировая*, состоящая из спилитов диабазов, порфиритов, кератофиров, альбитофиров, различных туфогенных пород; частыми спутниками спилито-кератофировой формации являются кремнистые породы — яшмы, радиоляриты. В некоторых случаях яшмы образуют настоящие значительные скопления, что рассматриваются в качестве самостоятельной *яшмовой формации*;

*известняковая*, состоящая из различных, в том числе рифовых известняков, мергелей;

*флишевая*, представляющая собой ритмическое чередование маломощных паек песчаников, алевролитов, аргиллитов и известковистых пород. Мощность ритмов обычно составляет первые десятки сантиметров. Характерно наличие в основании ритмов (нижняя поверхность алевролитов или песчаников) гиероглифов;

*основных и средних лав* (диабазы, порфириты), иногда представляющая собой собственно порфиритовую формацию;

*кислых лав* (в основном кварцевые порфиры);

*молассовая*, отличающаяся наличием в верхней своей части грубообломочных осадочных пород иногда с подчиненными известняками. В нижней части она иногда характеризуется развитием угленосных лагунных отложений и соленосных толщ. Для нее характерна сероцветная и красноцветная окраска пород, что связано с прибрежными или континентальными условиями формирования.

Обычно в начальной стадии геосинклинального развития формируются аспидная и спилито-кератофировая формации; в срединной — известняковая, основной — кислой лав, флишевая; в конечной — молассовая.

Все эти формации, располагаясь на площади линзовидно, перекрывают друг друга в различных соотношениях для разных районов, иногда замещая друг друга.

**§ 99. Структурное расчленение.** Представления о структурном расчленении геосинклинальных областей создавались на протяжении нескольких десятков лет. А. Д. Архангельским было введено само понятие о геосинклинальной области, состоящей из частных прогибов — геосинклиналей и поднятий — геоантиклиналей. Н. С. Шатский

предложил различать еще промежуточную категорию — геосинклинальную систему.

Геосинклинальные области охватывают пространства, разделяющие на протяжении геотектонических циклов прилежащие платформы. Примерами могут служить герцинская геосинклинальная область, расположенная между Русской и Сибирской платформами; Тавро-Кавказская альпийская геосинклинальная область, расположенная между Русской и Аравийской платформами (рис. 94).

В процессе развития геосинклинальные области превращаются в складчатые области (зоны).

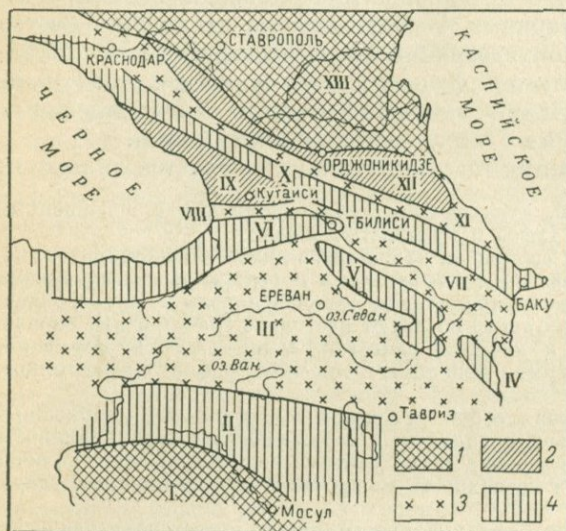


Рис. 94. Схема строения Тавро-Кавказской геосинклинальной (до инверсии) по Белоусову:

1 — платформы (I — Аравийская, XII — Русская); 2 — парагеосинклинали (IX — Рионская, XII — Северо-Кавказская); 3 — интрагеоантиклинали (III — Араксинская, VII — Курильская, VIII — Колхидская, XI — Садонская); 4 — интрагеосинклинали (II — Таврская, IV — Талышская, V — Сомхетская и Кафанская, VI — Триалетская и Анатолийская, X — Главная Кавказская)

Геосинклинальные области разделяются на структурные единицы меньшего размера — геосинклинальные системы, различающиеся особенностями своего развития: например, Уральская геосинклинальная система, геосинклинальная система Большого Кавказа. В результате своего развития геосинклинальные системы превращаются в сложные складчатые сооружения — мегантиклинории (например, мегантиклинорий Большого Кавказа) и мегасинклинории (например, Куринская впадина).

Геосинклинальные системы делятся на отдельные геосинклинали и геоантиклинали, которые представляют соответственно прогибы и поднятия на фоне общего погружения геосинклинальной системы в целом, имеющие линейные или овальные формы с резким преобладанием длины над шириной.

Характер соотношений геосинклинальной области с ее платформами, а также расчленения ее на геосинклинали и геоантиклинали можно представить себе по схеме (см. рис. 94), приведенной В. В. Белоусовым в книге «Основные вопросы геотектоники». При этом следует иметь в виду, что В. В. Белоусов, так же как в свое

время М. М. Тетяев, геосинклинали и геоантиклинали внутри геосинклинальной области называет интрагеосинклиналями (ИГС) и интрагеоантиклиналями (ИГА).

Для геосинклиналей характерно:

1) преобладание отрицательных вертикальных движений над положительными;

2) большие мощности осадочных и часто вулканогенных толщ;

3) преимущественное развитие относительно тонкообломочных пород;

4) полнота стратиграфического разреза без длительных перерывов и стратиграфических несогласий.

Для геоантиклиналей характерно:

1) преобладание положительных движений над отрицательными;

2) меньшие мощности осадочных и вулканогенных толщ;

3) преимущественное развитие относительно грубообломочных пород;

4) сокращенные разрезы с частыми перерывами и несогласиями.

В качестве иллюстрации можно привести (по В. В. Белоусову) колонки нижнего мела на Северном Кавказе (рис. 95). Левая относится к геосинклиналям (интрагеосинклинали по В. В. Белоусову)

Главного Кавказского хребта (р. Пшеха), средняя — к геоантиклиналям (интрагеоантиклиналям по В. В. Белоусову) Северо-Западного Кавказа (р. Белая), правая — к Северо-Кавказской геосинклиналям (р. Асса). В геосинклиналях мощность нижнего мела достигает 2200 и 1300 м, тогда как в геоантиклиналях она около 300 м. В геоантиклиналях наблюдаются перерывы и выпадение целых ярусов — валанжинского и альбского; для ее разреза характерна также большая грубозернистость отложений — он сложен песчаными и песчано-глинистыми образованиями при отсутствии в данном примере глинистых и известковистых, характерных для геосинклиналей.

Часто можно встретиться с тем, что ряд исследователей при рассмотрении развития геосинклинальных прогибов различают по названию внешние прогибы, обращенные к смежной платформе и прогибы внутренние.

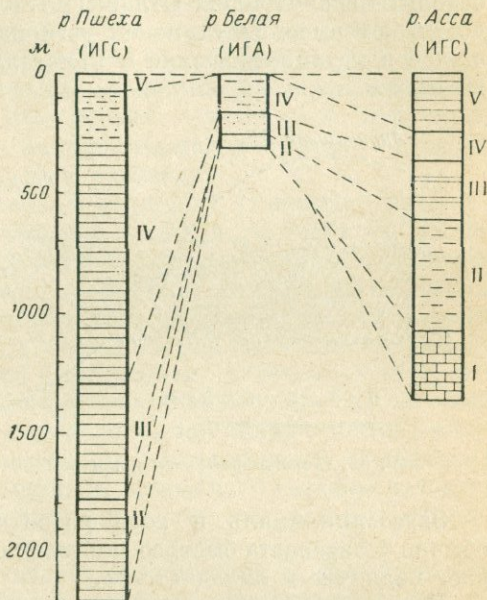


Рис. 95. Колонки нижнего мела на Северном Кавказе (по Белоусову).

I — валанжин; II — готерив; III — баррем; IV — апт; V — альб

Первые прогибы отличаются слабой магматической активностью; это обычно сланцевые, известняковые, флишевые геосинклинали, характеризующиеся низким, как правило, лишь дислокационным метаморфизмом выполняющих их пород; они называются *миогеосинклиналями*. Вторые обнаруживают высокую степень магматической активности, как эффузивной, так и интрузивной. Почти исключительно к ним приурочено распространение спилито-кератофировой и порфиритовой формаций, пояса гипербазитовых интрузий, батолиты гранитоидов. Отложения, слагающие эти прогибы, нередко достигают высоких ступеней регионального метаморфизма, превращаясь в метаморфические и кристаллические сланцы. Эти прогибы называются *эвгеосинклиналями*.

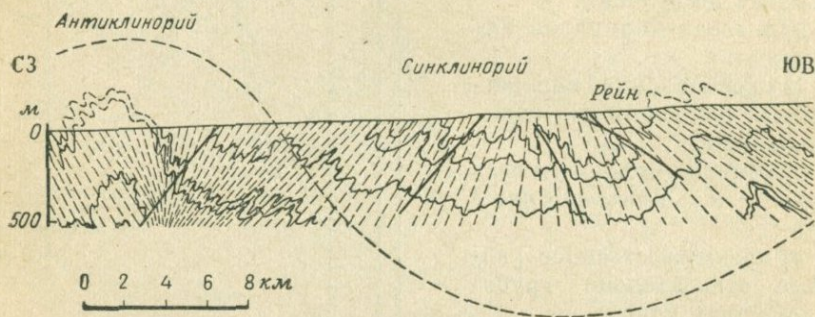


Рис. 96. Синклиналий и антиклиналий в Рейнской провинции (по Квинригу)

Эвгеосинклиналь в ходе развития геосинклинальной системы обычно «созревает» быстрее миогеосинклинали и раньше нее испытывает поднятие и складчатость.

При превращении геосинклинальных систем в складчатые сооружения на местах геосинклиналей и геоантиклиналей возникают синклиналии и антиклиналии (рис. 96). Синклиналием называется сложный комплекс складок, имеющий в поперечном сечении общую форму крупной синклинали. Складки, составляющие антиклиналий, наоборот, имеют общую форму антиклинали. Эти структуры, возникающая унаследованным путем, имеют все указанные выше особенности стратиграфического разреза.

Синклиналии и антиклиналии могут возникать и не только унаследованно, т. е. соответственно из геосинклиналей и геоантиклиналей, но и при обратном пути развития, при котором из геосинклиналей возникают антиклиналии, а из геоантиклиналей — синклиналии.

Некоторые синклиналии сложного развития известны под названием «межгорных прогибов» (Курицкий прогиб на Кавказе). Эти структуры образуются в конце геотектонического цикла, и разрез их обычно завершается лагунными отложениями, угленосными или соленосными толщами и грубообломочными породами молассовой формации.

Во внутренних частях геосинклинальных областей и возникших соответственно на их месте складчатых зон иногда наблюдаются участки со спокойным залеганием слоистых толщ верхнего структурного этажа на более древнем складчатом фундаменте, называемые «срединными массивами».

Еще со времени введения в отечественную литературу в 1937 г. термина «срединные массивы» А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским наметилось разделение их на две группы. К первой из них относятся «остаточные» срединные массивы, представляющие собой глыбы, не переработанные тектоническими движениями и интрузивным магматизмом последующей складчатости (Галатский массив на территории Турции). Ко второй группе срединных массивов относятся «ядра ранней консолидации» (Колымский, Охотский и др.), представляющие собой части геосинклинальных областей, обособляющиеся во время геосинклинального развития.

Общим для срединных массивов является: 1) наличие древнего сложностроеного фундамента и чехла, складчатые дислокации которого отличаются меньшей сложностью по сравнению с другими участками геосинклинальной области; 2) геоантиклинальный характер развития, обусловивший неоднократные перерывы в отложениях чехла и малую их мощность при субконтинентальном обычно характере их формаций (молагсовая, угленосная и т. п.); 3) очень слабое проявление интрузивной деятельности; 4) очень слабое выражение форм постседиментационной складчатости, резкие проявления которой в виде отчетливо выраженных складчатых комплексов как бы обтекают срединные массивы; 5) сильное развитие разломов как ограничивающих срединные массивы, так и расчленяющих их на многочисленные глыбы.

**§ 100. Складчатость.** Вопросы происхождения и формирования складчатости в геосинклинальных областях составляют одну из самых сложных проблем в изучении развития структур земной коры.

Найти универсальное объяснение происхождения всех разнообразных форм складок оказалось затруднительным. Это привело к широкому распространению представлений о том, что складчатость не является следствием какой-либо одной причины, а отражает многообразие форм развития земной коры.

Складчатость, развитая в геосинклинальных областях, отличается, по В. В. Белоусову, следующими свойствами:

1) непрерывностью в распространении складок на всем пространстве данной геосинклинальной зоны;

2) одинаковым в среднем развитием антиклиналей и синклиналей;

3) линейностью, т. е. одним и тем же простиранием целого пучка складок. Если простирание меняется, то не для одной складки, а для значительного числа их;

4) горизонтальной ориентированностью движения масс, которая проявляется в закономерном и одинаковом на большой площади наклоне осевых поверхностей складок.

Пример такой складчатости (называемой В. В. Белоусовым полной), которая отражает общую картину линейной складчатой структуры в плане, приведен на рис. 97.

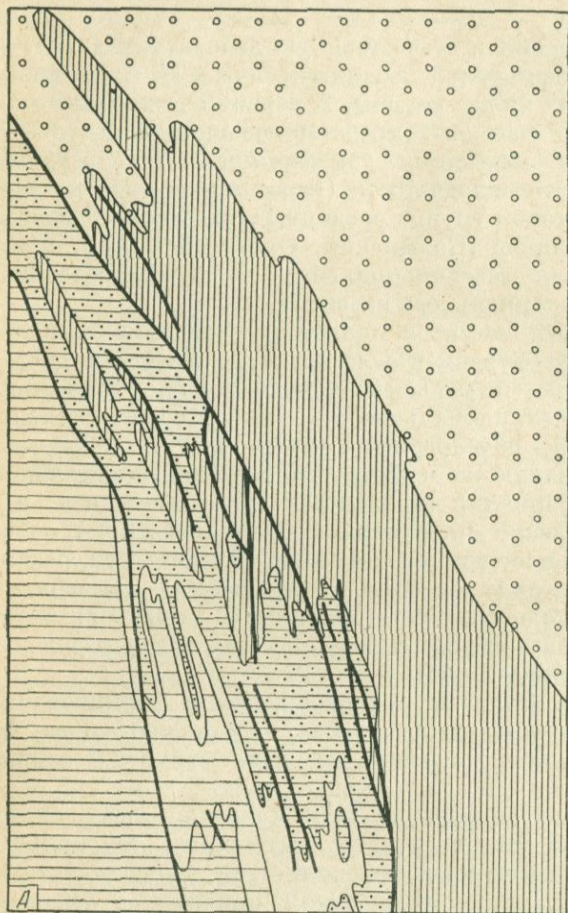
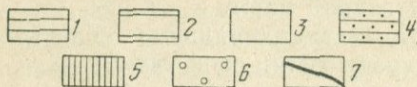


Рис. 97. Пример полной складчатости. Саларский хребет (по Яворскому).

1 — средний девон; 2 — нижний карбон; 3 — верхний карбон; 4 — нижняя пермь; 5 — верхняя пермь (безугольная свита); 6 — верхняя пермь (кольчугинская свита); 7 — тектонические разрывы



При наличии отмеченных выше свойств складчатости сочетание складок в плане может быть различным. М. А. Усовым отмечались следующие типы взаимного расположения складок (рис. 98).

параллельное, обычное для линейных складок геосинклинальных областей;

кулисообразное, при котором каждая последующая складка вытянута в том же направлении и начало ее смещено по сравнению

с предыдущей. Если кулисообразные складки разрастаются в двух направлениях по кривой, то такие пучки складок называются гирляндай;

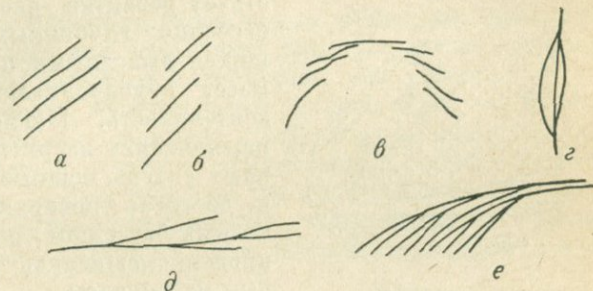
при разветвлении складок и схождении их через некоторое расстояние образуется миндалевидный пучок складок;

нередко складки по простиранию разветвляются несколько раз, иногда в форме, напоминающей структуру «конский хвост» (например, известные виргации Таджикской депрессии).

Следует отметить, что иногда встречаются такие формы расположения складок в плане, которые можно было бы назвать перизональными складками (перизональной складчатостью). Особенность их заключается в том, что они облекают (опаеивают) антиклинории

Рис. 98. Наиболее характерные типы расположения (группировки) складок в геосинклинальных областях (по Усову):

а — параллельные; б — кулисообразные; в — гирлянда складок; г — миндалевидный пучок; д, е — виргации складок



параллельно контуру периклинального замыкания слоев в них. Эти складки в местах погружения антиклинорий (на их осевой линии) располагаются перпендикулярно простиранию антиклинорий, дугообразно изгибаясь в направлении их крыльев (рис. 99). Широкое развитие эти формы имеют, например, в центральной части Калбинского хребта (Восточный Казахстан).

Формирование складчатой структуры в складчатой зоне совершается в результате нескольких фаз складчатости, что определяет многоярусность (многоэтажность) структуры. Наличие в разрезе складчатой структуры нескольких разделяемых угловыми несогласиями структурных этажей (2—3 в среднем) является обычным. Практика показывает, что не следует стремиться все эти структурные этажи видеть на всей площади складчатой зоны. Фазы складчатости, которым структурные этажи обязаны своим появлением, обычно проявляются самостоятельно в пределах отдельных геосинклиналей и геоантиклиналей (и, следовательно, соответственных антиклинорий и синклинорий) по мере вовлечения их в процесс складкообразования. Более того, иногда фаза может быть выражена лишь в одном из крыльев этих структур. Поэтому теряет свое значение так называемый «канон» Штилле (перечень фаз складчатости, разработанный Г. Штилле, который считал проявление их одновременным на площади всей складчатой зоны).

Фазы складчатости и связанные с ними угловые (структурные) несогласия могут быть самых различных порядков. Одни из

них отмечают рубежи между отдельными геотектоническими циклами (каледонским, герцинским или вариссийским, альпийским). Другие намечают крупные этапы развития структур внутри такого цикла. Третьи имеют местное, локальное распространение. Но во всех случаях они имеют весьма важное значение для понимания истории формирования структур.

§ 101. Магматизм. Интенсивное проявление магматической деятельности как эффузивной, так и в интрузивной формах составляет одну из самых характерных особенностей развития геосинклинальных областей.

Начальные стадии геосинклинального развития характеризуются широким развитием эффузивной формы магматизма, чему благоприятствует развитие расколов земной коры, особенно глубинных разломов, являющихся выводными путями магматических масс, обусловливающих вулканическую деятельность. Магматические расплавы, перемещаясь вверх по расколам, проникают сквозь мощные толщи горных пород и, достигая поверхности Земли или дна водных бассейнов, растекаются в виде покровов, смешиваясь с пепловым и обломочным материалом.

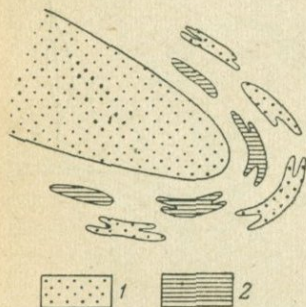


Рис. 99. Перизональное расположение антиклинальных (1) и синклинальных (2) складок.

Внедрение главной массы интрузий происходит во второй половине развития геосинклинального этапа.

Большинство исследователей делят интрузии складчатых областей по времени их образования на доорогенные, синорогенные и посторогенные.

Появление ранних доорогенных интрузий связано с опусканиями и расколами земной коры в начальные стадии геосинклинального развития. В это время внедряются ультраосновные и основные интрузии и их средние и кислые дериваты (многочисленные дайки, силы, лакколиты).

Синорогенные интрузии возникают во вторую половину развития геосинклинального этапа сразу же после основных фаз складчатости. К ним относится главная масса кислых интрузий геосинклинальных областей, дающих формы батолитов. По форме синорогенные интрузивы обнаруживают общее согласие с ориентировкой вмещающих их складчатых сооружений.

Посторогенные интрузии обычно связаны с расколами, нередко являющимися следствием интенсивных поднятий. В связи с этим такие интрузивы, представленные чаще всего потоками или небольшими батолитами кислыми и щелочными пород, часто располагаются под углом или поперек к общему направлению складчатости.

По масштабам проявления интрузивная деятельность в геосинклинальных областях значительно превосходит эффузивную. Резко отличен состав интрузивных и эффузивных пород. Если среди ин-

трузивов, обнаженных на поверхности, 86% слагающих их пород имеет кислый состав (в основном это гранитоиды), а на долю всех остальных приходится всего лишь 14%, то среди эффузивных образований соотношения обратные: только 18% принадлежит кислым лавам, а 82% составляют лавы среднего и основного состава.

**§ 102. Закономерности развития\*.** Важнейшая закономерность развития геосинклинальных областей заключается в том, что в течение геотектонического цикла происходит превращение области интенсивного опускания земной коры и накопления спокойно залегающих мощных, в основном морских осадков, в свою противоположность — в область поднятия с формированием горного складчатого сооружения.

Начало каждого геотектонического цикла в геосинклинальных областях характеризуется тем, что общие поднятия конца предыдущего цикла сменяются быстрым нарастанием погружений, сопровождающихся накоплением мощных толщ осадков аспидной формации. Это начало обычно сопровождается эффузивным вулканизмом. Проявления вулканизма в основном приурочены к эвгеосинклиналям, расположенным в центральных частях геосинклинальных областей, тогда как в миогеосинклиналях, занимающих окраинное положение, вулканизм проявляется лишь местами, а нередко и полностью отсутствует.

Изливающиеся лавы имеют, главным образом, основной характер. Они, как правило, накапливаются в подводных впадинах, где в результате последующих изменений превращаются в «зеленокаменные» и нередко в более кислые и щелочные породы.

Эффузивы сопровождаются подчиненными им пирокластическими породами, образуя в совокупности спилито-кератофировую формацию — характерную формацию начальных стадий развития геосинклинальных систем.

В первой половине развития геотектонического цикла часто происходит формирование габбро-перидотитовой интрузивной формации (дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро). Породы данной формации образуют четко вытянутые вдоль глубинных разломов пояса и обычно изменены в серпентиниты. Предполагается наличие тесного родства между габбро-перидотитовой и спилито-кератофировой формациями — они являются дериватами одной основной магмы. Поэтому часто говорят об офиолитовой\*\* формации вместо спилито-кератофировой.

Развитие в геосинклинальной области частных прогибов и поднятий (геосинклиналей и геоантиклиналей) приводит к тому, что поднятия уже в первой половине цикла сопровождаются складкообразованием и внедрением первых гранитоидных интрузий. Эти

\* По В. Е. Хаину.

\*\* Офиолиты (от греч. — змея) — совокупность ультраосновных пород (и возникших за их счет серпентинитов) и подчиненных им габбро, диабазов, спилитов, приуроченных к геосинклиналям.

интрузии имеют обычно плагиогранитный или сиенитовый состав (плагиогранитная формация).

Позже породы спилито-кератофировой формации сменяются породами порфиритовой (андезитовой) формации. Наряду с разнообразными порфиритами здесь в качестве кислых дифференциатов присутствуют кварцевые порфиры и плагиопорфиры.

Первая половина цикла завершается расчленением геосинклинальной системы, новообразованием внутренних поднятий, некоторыми проявлениями складчатости. Все это существенно меняет тектонический план и физико-географическую обстановку. Возникают многочисленные архипелаги островов, разделенные более или менее глубокими морями — проливами. Море, частично вытесненное из геосинклинальной системы, трансгрессирует на платформы и срединные массивы.

Изменяется и характер накапливающихся осадков. Наиболее типичной формацией данного периода является флишевая. Непосредственно на склонах кордильер\*, ограничивающих флишевые трог (узкие и глубокие прогибы), образуется грубый («дикий») терригенный флиш, содержащий глыбовые конгломераты, подводно-оползневые и обвальные образования. В трогах накапливается терригенный и карбонатный флиш, флишеидные (теряющие четкие границы между ритмами) образования. В прогибах, образовавшихся ранее, продолжают формироваться вулканогенные толщи, которые нередко распространяются в пределы срединных массивов.

В это же время широкое распространение получают карбонатные породы известняковой формации. Развита она преимущественно в пределах миеосинклиналей и погруженных ниже уровня моря геоантиклиналей и срединных массивов.

Продолжающаяся дифференциация погружающейся геосинклинальной системы на прогибы и поднятия, все большая активизация поднятий (геоантиклиналей), с развитием складчатости, постепенно приводит к преобладанию поднятий над опусканиями.

Начало второй половины геотектонического цикла приходится на время важнейшей переломной эпохи в развитии геосинклинальной системы — эпохе перехода от общего погружения ее к общему поднятию\*\* (началу общего обращения, общей инверсии В. В. Белоусова). Происходит постепенное объединение частных поднятий (геоантиклиналей и обращенных геосинклиналей) в единое крупное поднятие (складчатое сооружение), охватывающее всю геосинклинальную систему или большую ее часть, и отмирание (замыкание) частных прогибов (геосинклиналей). С этим мощным воздыманием совпадает главная фаза интрузивной деятельности — образование синтетектонических батолитовых интрузий *гранодиоритовой форма-*

\* Кордильеры — узкая островная дуга (архипелаг мелких обычно скалистых островов) в геосинклинальной системе, тектонически отвечающая сводовой части развивающегося геоантиклинального поднятия.

\*\* Иногда первую половину тектонического цикла называют собственно геосинклинальной, а вторую — орогенной.

*цил.* Наряду с гранодиоритами в этой формации распространены и нормальные граниты, а также плагiogраниты. Формирование гранитоидных интрузивов происходит длительно и многофазно, с повышением кислотности и щелочности от фазы к фазе.

К концу геотектонического цикла скорость восходящих движений заметно опережает скорость денудации, и геосинклинальная система расчленяется на крупные складчатые горные поднятия, разделенные межгорными прогибами и окаймленные с внешней, платформенной, стороны краевыми прогибами.

Усиление воздымания формирующегося горного сооружения сопровождается раскалыванием его сводовых частей; вновь возникающие или ожившие разломы служат путями нового подъема к поверхности магмы. Вулканы располагаются цепочками вдоль разломов. Продукты деятельности всех этих вулканов составляют наземно-вулканогенную *порфировую формацию*, отличающуюся значительным разнообразием своего состава — от андезито-базальтов, через андезиты, дациты до липаритов и трахитов.

С порфировой формацией связаны многочисленные экстррузии и купола кислых пород, а также малые интрузии — штоки, лакколиты, дайки гранит-порфирового — диорит-порфирового состава. От этих субвулканических образований существует, по-видимому, непрерывный переход к более крупным интрузиям, образующим самостоятельную интрузивную *формацию кислых и щелочных гранитоидов*. Эти интрузии являются уже *посттектоническими*, отчетливо секущими вмещающие породы. Они не сопровождаются региональным метаморфизмом; их воздействие ограничивается образованием сравнительно узких контактовых ореолов. Свое место эти интрузивы занимают благодаря раздвиганию слоев (магматические диапиры) или обрушению кровли и замещению опустившихся блоков вмещающих пород (кольцевые интрузии).

Цикл завершается общим осушением всей или большей части геосинклинальной системы и превращением ее в горную страну и складчатую зону. При этом в ряде случаев отмечается осложнение горной страны узкими и длинными впадинами — грабенами. Грабены эти выполняются обломочными образованиями. Вдоль разрывов, ограничивающих грабены, иногда происходит излияние базальтов.

Такова общая схема развития геосинклинальной области в течение одного тектонического цикла. Ряд геосинклинальных областей дает соответствующие примеры этому. Развитие многих других областей обнаруживает более или менее существенные отклонения от этой схемы.

## Глава XX. СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМ

§ 103. **Общая характеристика.** Все платформы, которые наблюдаются в настоящее время, возникли на месте геосинклинальных областей, закончивших свое развитие. Платформы развиваются на складчатом основании, являющемся их цоколем, фундаментом.

В отличие от геосинклинальных областей, платформы характеризуются медленными и плавными вертикальными движениями, имеющими относительно небольшую скорость и малую амплитуду, вследствие чего им свойствен в основном спокойный, выравненный рельеф. Для платформ характерны конседиментационные формы складчатости. Несравненно слабее на платформах проявления магматической деятельности. Если сравнительно в широких масштабах проявляются основные вулканические образования (например, тунгусские траппы), то кислые почти не развиты. Интрузивная деятельность платформам совершенно не свойственна, лишь в слабой форме иногда проявляясь в их окраинных зонах. Металлогенические процессы, связанные с интрузивной деятельностью, на платформах почти не проявляются.

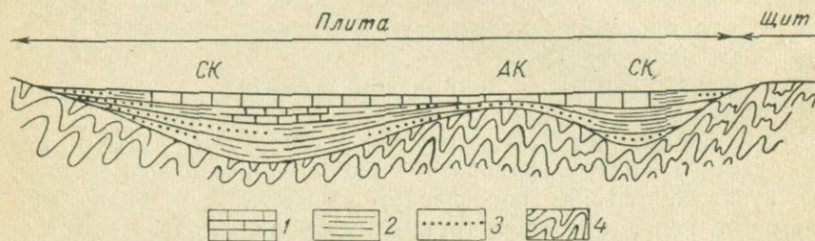


Рис. 100. Схематический геологический профиль платформы.

СК — синеклизы; АК — антеклизы. Осадочный чехол: 1 — известняки; 2 — глины; 3 — пески; 4 — фундамент (складчатое основание)

Одной из характерных черт строения платформ является наличие в их разрезе двух структурных ярусов (этажей). Нижний ярус представлен складчатым фундаментом, сложенным породами осадочных и вулканогенных формаций геосинклинального типа, пронизанными интрузиями и в той или иной степени метаморфизованными. Верхний ярус (платформенный чехол, осадочный чехол платформы) сложен формациями платформенного типа, слабо дислоцированными и, как правило, неметаморфизованными. Соотношения нижнего и верхнего ярусов представляют собой резко выраженное региональное угловое несогласие (рис. 100).

Возраст платформы определяется по возрастным соотношениям фундамента и осадочного чехла, указывающим на время окончания геосинклинального развития и установления платформенного режима.

Платформы, образовавшиеся уже к началу палеозоя, называются *древними*. Их фундамент сложен докембрийскими складчатыми и сильно метаморфизованными комплексами пород (кристаллический фундамент). Платформы, возникшие в палеозое и позже, называются *молодыми*.

Н. С. Шатский предложил называть платформы эпикаледонскими, эпигерцидскими и т. п. (т. е. прибавляя к возрасту складча-

того основания приставку «эпи», по-гречески означающую «после»).

О возрасте платформ иногда говорят и в несколько ином смысле, выделяя платформы и геосинклинальные области в каждом геотектоническом этапе при анализе его структурного плана. В этом смысле, например, Русская платформа в герцинский тектонический цикл будет герцинской, а в альпийский — альпийской, противопоставляясь соответствующим геосинклинальным областям (складчатым зонам). Производится это сопоставление на основе рассмотрения соответствующих формаций горных пород, образующихся за время данного геотектонического цикла, характера их дислокаций.

**§ 104. Формации.** Мощность осадочного чехла платформ, являясь весьма различной, в целом обычно в несколько раз меньше, чем мощность аналогичных по возрасту отложений в геосинклинальных областях. Так, на Русской платформе эта мощность достигает 1—2 км, местами 3 км, значительно реже оказываясь большей.

Наибольшим распространением в осадочном чехле платформ пользуются следующие формации:

*карбонатные и глауконитово-карбонатные* (известняки, доломиты, мергели, в подчиненном количестве глинистые образования). Образуются в открытых морях и лагунах;

*морские обломочные* (толщи мелкозернистых песков, песчаников, глин, реже конгломератов и мергелей). Для них характерно присутствие глауконита (особенно для песков);

*красноцветная и галогенная*, состоящие из конгломератов, песчаников и аргиллитов, фациально замещающихся солями, гипсами и доломитами. Образуются в лагунно-континентальных условиях;

*континентальные*, среди которых различаются формации влажных равнин, аридных равнин и комплексы ледниковых образований. Среди формаций влажных низких равнин наибольшее значение имеют угленосные толщи;

*трапповая*, представляющая сложным комплексом пластовых и дайковых интрузивных тел и лав основного состава (долериты, габбро-долериты, базальты, долерито-базальты), заключенных среди туфов, туффитов и осадочных пород (траппы Сибирской платформы, проявившиеся от среднего палеозоя до верхнего мезозоя).

**§ 105. Структурное расчленение.** В качестве наиболее крупных структурных платформ выделяются щиты и плиты (см. рис. 100).

*Щитами* называются такие части платформ, которые длительное время испытывали преобладающее поднятие, вследствие чего являлись областями размыва, что определило отсутствие на них осадочного чехла. В поперечнике они достигают 1000—1500 км. Таковы Балтийский щит Русской платформы, Алданский щит Сибирской платформы и т. п.

*Плиты* представляют собой те обширные области платформ, фундамент которых повсеместно или почти повсеместно скрыт под осадочным чехлом. В пределах плит складчатый фундамент иногда обнажен на отдельных поднятиях при достаточной глубине современного эрозионного среза.

Такие ограниченные участки выходов на поверхность или неглубокого (десятки и первые сотни метров от поверхности) залегания

фундамента называются *массивами* (кристаллическими массивами). Примерами могут служить Воронежский массив Русской платформы, Анабарский массив Сибирской платформы.

В противоположность щитам плиты являются областями относительного опускания с накоплением и сохранением на них осадочного чехла. Осадочные толщи плит около щитов и массивов в направлении к ним фациально изменяют свой состав, уменьшаются в мощности и выклиниваются. Примером плит может служить Восточно-Русская плита Русской платформы.

Щиты и плиты осложняются подчиненными им изгибами различных очертаний (платформенными структурами второго порядка) — синеклизами и антеклизами.

*Синеклизы* представляют собой весьма плоские прогибы, имеющие синклинальное строение с едва заметным падением слоев на крыльях (обычно не превышающим  $1^\circ$ ). Крылья синеклиз часто осложняются рядами ступенчатых флексур, прослеживающихся на большое расстояние параллельно общему простиранию крыльев. Мощность осадочного чехла в синеклизах достигает 3—4 км и более. Среди отложений больше осадков открытого моря. Перерывы на них не характерны.

*Антеклизы* являются пологими поднятиями, разделяющими синеклизы. Мощность чехла на них уменьшается до 1,5—1 км и менее. Для осадочных отложений характерны значительные перерывы, преобладание континентальных и прибрежных осадков.

Синеклизы и антеклизы устойчиво развиваются в течение по крайней мере одного тектонического цикла, а нередко и нескольких тектонических циклов. При переходе от одного цикла к другому план их расположения может испытывать значительные изменения.

Упомянутые выше массивы представляют собой фактически антеклизы с повышенным залеганием фундамента (поэтому и говорят то о Воронежском массиве, то о Воронежской антеклизе).

Синеклизы на щитах могут наблюдаться в виде площадей, покрытых маломощным осадочным чехлом и окруженных со всех сторон породами фундамента. Выходы фундамента между синеклизами, или синеклизой и плитой, будут представлять собой антеклизы.

Синеклизы и антеклизы в поперечнике в среднем имеют около 500 км, по простиранию протягиваясь в среднем на 1000—1500 км (Московская синеклиза и Воронежская антеклиза на Русской платформе).

Осложнением синеклиз и антеклиз являются валы и разделяющие их депрессии. Валы представляют собой узкие (10—50 км), но длинные (до 200—300 км) цепочки локальных поднятий (например, Сухонский вал в центре Московской синеклизы). Сложные валы состоят из нескольких параллельных цепочек.

Н. С. Шатским были выделены узкие линейные впадины на платформах, ограниченные крупными разломами и сопровождающиеся опусканиями в фундаменте и глубокими прогибами в платформенном

чехле. Названные авлакогенами\*, эти структуры протягиваются на сотни километров при ширине от десятков до первых сотен километров (Пачелмский прогиб, Днепровско-Донецкая синеклиза).

*Складки на платформе.* Складчатость осадочного чехла платформ существенно отличается от складчатости геосинклинальных областей, характеризующей, в частности, структуры фундамента.

В платформенном чехле складки развиты спорадически в виде одиночных структур или отдельных групп, не охватывая всего пространства занятого платформой, разделяясь большими интервалами весьма полого залегающих пород. Другими словами, складчатость платформ имеет прерывистый, а не сплошной характер. В расположении складок отсутствует линейность, т. е. ориентировка осей в одном направлении, но в групповом расположении складок обычно улавливается вытянутость их в определенных направлениях, что позволяет объединить их в цепочки, составляющие валы.

Широко развиты антиклинальные диапировые складки, а также куполовидные и брахиантиклинальные формы. На различных горизонтальных уровнях (срезках) складки могут иметь различную форму.

Проявления прерывистой складчатости в виде куполов и валов, разделенных широкими пространствами пологого залегания слоев, можно видеть на рис. 101.

Прерывистые складки обнаруживают большое морфологическое разнообразие. Так, например, широкое развитие имеют купола круглой, овальной или неправильной формы. Углы падения на крыльях колеблются от ничтожных до  $30^\circ$ . Диаметр куполов различен — от нескольких десятков метров до десятков километров. В связи с этим весьма различна и амплитуда поднятия слоев в куполах. На некоторых куполах слои в малой степени нарушены разрывами и изогнуты плавно. В других случаях купола сильно разбиты разрывными нарушениями, по которым отдельные участки купола подняты или опущены.

Среди прерывистых складок распространены отдельные поднятия коробчатой, или сундучной формы. Они могут быть разделены на одно- и двусторонние. Примером односторонних асимметричных поднятий являются Жигули (рис. 102). В качестве двусторонних поднятий может быть указан Доно-Медведицкий вал. В указанных случаях имеют место большие массивные поднятия брахиантиклинальной формы\*\*. В длину они измеряются десятками километров (рис. 103), амплитуда поднятия составляет сотни метров, а иногда и больше километра. Свод поднятия широкий и плоский, усложненный пологими куполами второго порядка. Плоской вершине противопоставлены крутые крылья, имеющие характер флексур. Иногда флексуру образует одно крыло, а другое опускается полого. Характерно усложнение крыльев ступенчатыми флексурами, а если крылья достаточно круты — разрывами.

\* Авлакоген — греч. — «бороздой рожденный».

\*\* Н. С. Шатский предлагал крупные антиклинальные складки на платформах называть плакантиклиналями.

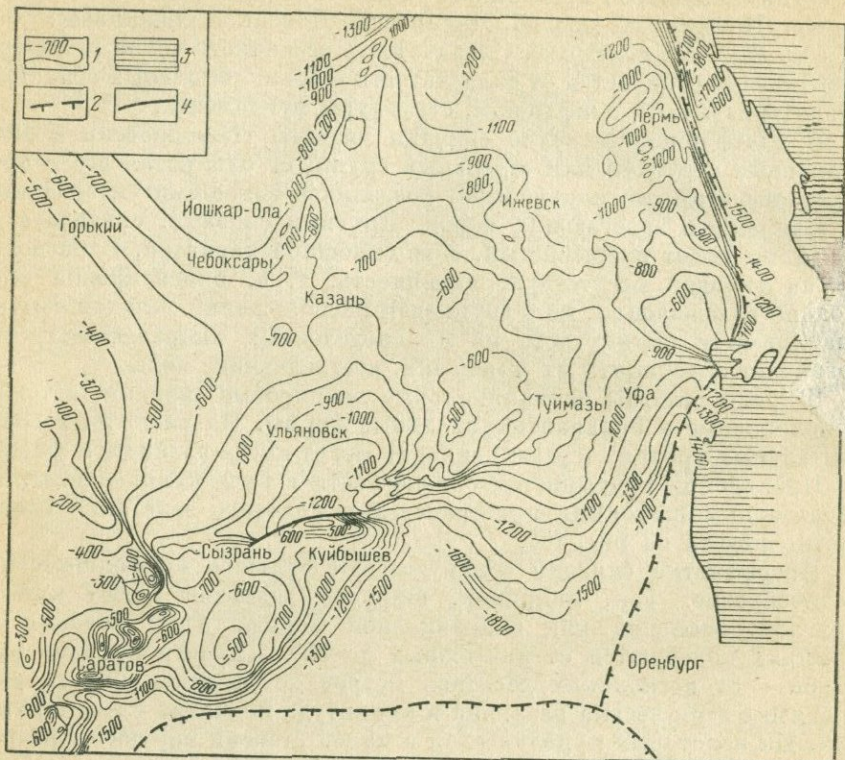


Рис. 101. Прерывистая складчатость. Структуры Волго-Уральской области по кровле верейского горизонта (по Егорову и др.):

1 — стратозогипсы; 2 — границы Прикаспийской впадины и Предуральяского прогиба; 3 — складчатый Урал; 4 — тектонический разрыв

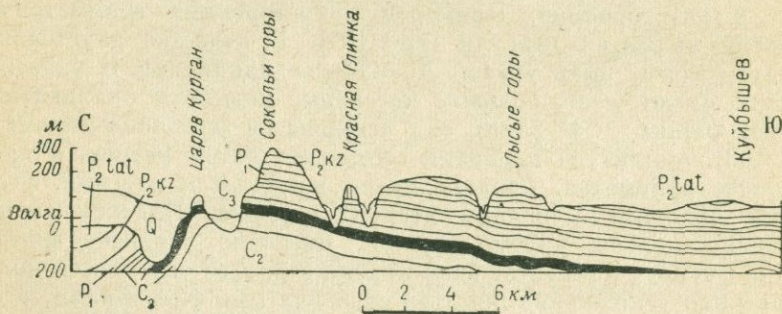
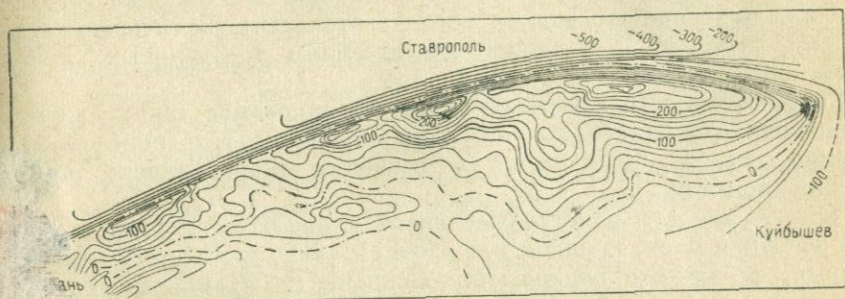


Рис. 102. Односторонняя сундучная антиклиналь Жигулей (из Белоусова)

Среди прерывистых складок могут быть отмечены также валы, которые представляют собой вытянутые низкие поднятия. Их длина значительно превышает ширину, а углы падения слоев на крыльях обычно незначительны (единицы градусов, чаще доли градуса).



103. Схематическая структурная карта Жигулевской антиклинали по швагериновому горизонту (по Пермякову)

Валы часто имеют сложные очертания в плане: фестончатые, с ответвленными «носами» и т. п. Они всегда усложнены куполами второго и третьего порядка.

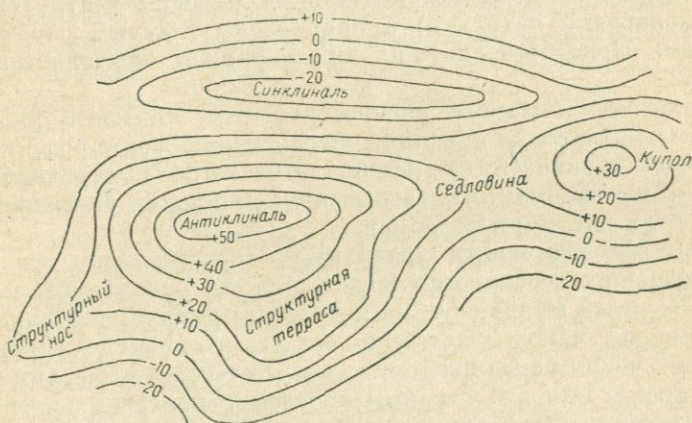


Рис. 104. Схема мелких платформенных структур (по Высоцкому)

Соотношения некоторых структурных элементов прерывистой складчатости можно представить себе по схеме на рис. 104. Как видно на ней, *структурные террасы* представляют собой площадки более пологого залегания на общем фоне более крутого наклона моноклинали, вытянутые параллельно общему простиранию. Если пологая узкая площадка вытянута в направлении падения моноклинали, она представляет особую форму залегания, называемую *структурным «носом»*.

*Происхождение складок.* Изучение платформенных складок, получившее большое развитие в связи с разведкой и эксплуатацией месторождений нефти и газа, показывает, что большинство антиклинальных структур характеризуется уменьшением мощностей слоев на их сводах с появлением грубозернистого материала и явлений размыва. Эти явления сопровождаются последовательным увеличением углов падения крыльев с глубиной, достигающим в отдельных случаях десятков градусов.

Эти особенности указывают, что формирование таких структур происходило параллельно с осадконакоплением, т. е. конседиментационно (см. § 56), в связи с изгибами (короблением) поверхности отложения.

Многие геологи в настоящее время склоняются к тому мнению, что основная часть складок в осадочном чехле платформы отражает разрывы и блоковые перемещения фундамента (штамповые складки).

Отмечаются некоторые структуры, связанные с облекашем эрозионных выступов, неравномерным накоплением мощности осадков и карстовыми явлениями.

**§ 106. Магматизм.** Магматическая деятельность в пределах платформ проявляется в значительно более слабой степени, чем в геосинклинальных областях. Особенно это относится к интрузивной деятельности. Интрузии кислого и щелочного состава, известные на платформах, имеют незначительные размеры (интрузивные залежи, кольцевые интрузии) и приурочены главным образом к их окраинам. Некоторые из них предварялись эффузивными излияниями.

Несравненно большим распространением на платформах отличаются магматические явления, обусловившие формирование основных пород трапной формации. Отмечается приуроченность их к древним платформам, что связывается с широким развитием в фундаменте этих платформ разломов.

**§ 107. Закономерности развития\*.** Возникая на месте ранее существовавших геосинклинальных областей, платформы получают свой складчатый фундамент, на котором формируется в дальнейшем платформенный чехол существенно осадочного происхождения. Платформенный чехол нарастает с каждым геотектоническим циклом, причем происходит это главным образом в прогибах (синеклизах).

В развитии платформ в каждом из геотектонических циклов отмечаются некоторые общие закономерности. Так, в начале каждого цикла платформы оказывается приподнятой и осушенной. Моря сохраняются лишь на ее окраинах, главным образом, в прогибах, унаследованных от предыдущего цикла. Центральные части платформы в это время являются областями размыва.

Первая половина геотектонического цикла характеризуется общим погружением платформы, влекущим за собой широкую трансгрессию моря и накопление тонких терригенных и карбонатных

\* По В. Е. Ханцу.

формаций. Фундамент платформы подвергается раздроблению по разломам на отдельные блоки различных размеров. Перемещение этих блоков с различной скоростью и амплитудой в ряде случаев определяет формирование платформенных структур.

Во второй половине геотектонического цикла общее погружение постепенно сменяется общим поднятием. Площадь, занятая морями, сокращается, моря мелеют, расширяются внутриплатформенные области размыва. Некоторые прогибы отделяются от открытого моря и выполняются угленосными или галогенными формациями. Края платформы начинают вовлекаться в опускание краевых прогибов смежных геосинклинальных областей.

В конце геотектонического цикла, в результате усиливающихся поднятий, море окончательно покидает платформу, сохраняясь обычно лишь в пределах краевых прогибов. В отдельных внутриплатформенных впадинах иногда накапливаются континентальные грубообломочные осадки. Завершается формирование платформенных складчатых структур данного цикла. Некоторые обширные поднятия испытывают оседания по разломам с образованием крупных грабенов (Рейнский, Байкальский, Восточно-Африканские и т. п.), по краям которых иногда происходит излияния основной лавы.

От одного геотектонического цикла к другому обычно происходит наращивание платформ за счет прилежащих геосинклинальных областей. В отдельных случаях происходит раздробление краевых частей платформ с вовлечением их в геосинклинальное развитие.

Во всем процессе развития платформ большое значение имеют разломы, особенно глубинные. Разломы часто определяют расположение, ориентировку и форму платформенных структур.

## **Глава XXI. СТРОЕНИЕ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ**

§ 108. **Общая характеристика.** Краевые прогибы \* представляют собой очень крупные и нередко сложные впадины, располагающиеся между геосинклинальными областями и платформами и имеющие строение синклиналиев. Возраст краевых прогибов определяется в соответствии с теми геотектоническими этапами (циклами), в которые они возникли. На тектонической карте СССР можно увидеть многочисленные примеры расположения краевых прогибов. Так, например, хорошо на ней вырисовывается краевой прогиб между альпийской геосинклинальной областью и прилегающими к ней платформами (особенно Русской). Мезозойская складчатая область Северо-Востока нашей страны отграничена от Сибирской платформы глубоким мезозойским Предверхооянским краевым прогибом. Герциниды Урала отделены от Русской платформы Предуральским краевым прогибом (см. прил. 6).

\* В литературе часто используется термин «передовой прогиб». Не следует смешивать с понятием «предгорный прогиб», который возникает позже, часто в пределах краевого (передового) прогиба, а иногда и вне его, перед приподнимающейся по разломам частью складчатой зоны.

Молодые мезозойские и альпийские краевые прогибы обычно выражены в рельефе предгорными впадинами, отделяющими цепи складчатых сооружений от смежных равнинных пространств платформенных областей.

По Н. С. Шатскому, краевые прогибы возникают там, где геосинклинальные области примыкают к участкам платформ с глубокопогруженным фундаментом. Если древний фундамент поднят высоко, краевой прогиб не образуется. В этих случаях обычно возникают *краевые швы*. Последние представляют собой узкие зоны разрывов, по которым складчатые сооружения геосинклинальной области надвигаются на платформу. Примером является пограничная зона между Русской платформой и скандинавскими каледонидами. Ю. М. Пуцаровский приводит ряд исключений из этого правила. Н. С. Шатский считает, что краевые прогибы появляются только в герцинский этап развития земной коры и уже каледонскому этапу они не свойственны.

Краевые прогибы начинают формироваться в условиях смены погружения геосинклинальной области ее поднятием, когда в ней господствуют восходящие движения и формируются воздымающиеся складчатые сооружения.

**§ 109. Формации.** Особенность условий образования формаций краевых прогибов заключается в том, что формируются они на фоне энергичного подъема и размыва складчатых сооружений прилегающих геосинклинальных областей.

Наиболее распространены в краевых прогибах следующие формации:

*молассовая*, сложенная мощными толщами терригенных пород — конгломератов, песчаников, аргиллитов, нередко красноцветных. Молассы образуются за счет обломочного материала, сносимого с поднятий в геосинклинальных областях. В них нередко заключены залежи углей, нефти и газа. Различают нижние и верхние молассы; последние особенно грубозернисты;

*угленосная*, развитая в краевых прогибах очень широко;

*галогенная*, особенно характерная для краевых прогибов. Состоит из песчано-глинистых пород с залежами каменных и калийных солей;

*формация барьерных рифов*, состоящая из известняков, часто заключающих залежи нефти и газа.

Существенной особенностью краевых прогибов является отсутствие в них проявлений магматической деятельности, вследствие чего здесь не встречаются месторождения полезных ископаемых, связанные с различными формами интрузивных проявлений.

**§ 110. Стресс и закономерности развития.** Краевые прогибы в первоначальную стадию своего заложения обычно образуются на складчатом основании окраины геосинклинальной области, испытывающей поднятие. В последующем прогибы расширяются за счет вовлечения в опускание окраинных частей платформ, смещающихся по ступенчатым разломам и флексурам. Таким образом, различные части краевых прогибов вкрест простирания характеризуются резко отличной структурой своего основания. Благодаря этому во многих

краевых прогибах отчетливо выделяются внутренние и внешние зоны, различающиеся по своим структурам, полноте разреза, мощностям отложений и интенсивности тектонических нарушений. Внутренние зоны прогибов возникают и развиваются на складчатом геосинклинальном основании в первую стадию их заложения, а внешние — на платформенном, в конце развития прогибов.

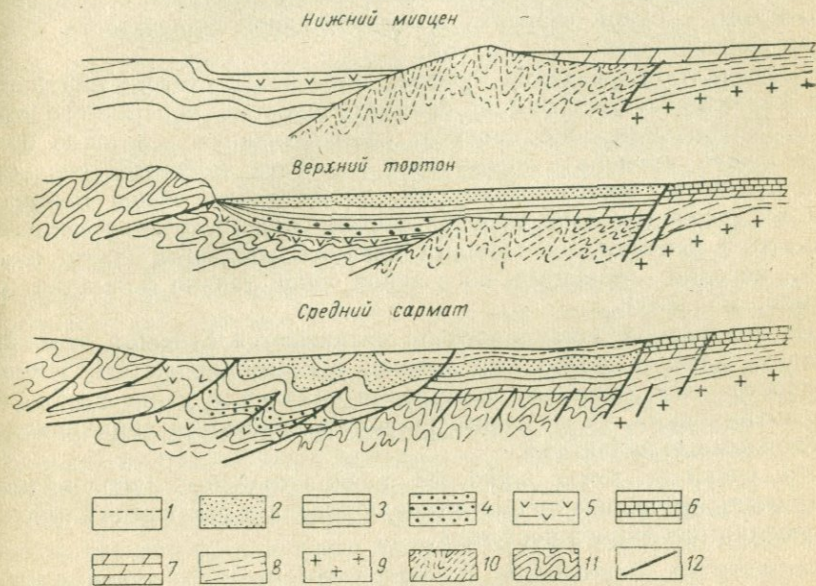


Рис. 105. Схема развития Предкарпатского краевого прогиба (по Михайлову).

Отложения краевого прогиба: 1 — нижний сармат; 2 — покутская свита (верхний тортон); 3 — чаплинская свита (нижний тортон); 4 — стebníнская свита (гельвет); 5 — нижняя соленосная свита (нижний миоцен). Отложения Русской платформы: 6 — тортон; 7 — верхний мел; 8 — палеозойские отложения окраины Русской платформы; 9 — докембрийские кристаллические породы основания Русской платформы; 10 — герциниды. Отложения Карпатской складчатой области (11). 12 — разрывы

Примером такого прогиба может служить альпийский Предкарпатский крайовой прогиб, сокращенная схема развития которого приведена на рис. 105.

В начальный период (конец олигоцена — нижний миоцен) развивается узкая интенсивно прогибавшаяся впадина, которая наложилась на окраинную часть Восточных Карпат, в дальнейшем представляющую собой внутреннюю зону прогиба. Внешним ограничением этой впадины явилась гряда, сложенная породами палеозоя (герциниды) и припаянная к краю Русской платформы.

В дальнейшем (гельвет — нижний и верхний тортон) произошло отступление краевого прогиба в сторону платформы, погружение ниже уровня моря гряды герцинид и окраины платформы в тех пределах, которые отвечают современным контурам внешней зоны прогиба. Это было связано с крупным воздыманием и расширением

внешней антиклинальной зоны Карпат и формированием в ней крутых складок с опрокидыванием и надвиганием в направлении краевого прогиба. В это же время формировались флексуры и ступенчатые сбросы, ограничивающие краевой прогиб от платформы.

Еще позже (к началу среднего сармата) прекращается погружение краевого прогиба, в нем возникает поднятие с формированием во внутренней зоне современной линейной структуры, осложненной надвигами, с одной стороны, и куполовидной складчатости в пределах внешней зоны, — с другой.

В результате смещения краевых прогибов в сторону платформы они характеризуются резкой асимметричностью поперечного строения. Внутренняя зона прогиба, развивающаяся в течение более длительного времени, заполняется наиболее мощными толщами, состоящими из многих формаций, достигающих общей мощности 4—6 км. Внешняя зона прогиба формируется в течение меньшего времени и заполняется толщами меньшей мощности (часто около 1 км), нередко состоящими из осадков одной только формации (например, молассы).

Во внутренних зонах прогибов развиваются сложные линейные складки, часто с резко выраженной дисгармоничностью; широко распространены линейные диапировые складки и узкие гребневидные антиклинали, разделенные широкими плоскими синклиналями и осложненные надвигами.

Во внешних зонах наиболее распространены куполовидные, часто очень небольшие по амплитуде поднятия и различные глыбовые нарушения платформенного типа.

## **Глава XXII. РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЯЗИ С ОСНОВНЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ \***

§ 111. **Общие замечания.** Изучение структур земной коры имеет большое практическое значение для установления закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, необходимых для народного хозяйства, разработки научных основ прогнозирования их. Для этого необходимо более глубокое изучение тектонических условий, влияющих на размещение полезных ископаемых.

Роль тектонического фактора (движения + структура) в формировании месторождений полезных ископаемых, являясь двойкой — прямой и косвенной, — обычно оказывается определяющей. Именно поэтому прогнозные карты строятся на тектонической основе.

Непосредственное влияние тектонических условий в наибольшей мере проявляется по отношению к тем полезным ископаемым, которые первоначально находились или даже все еще находятся в жидкой или газообразной фазе — гидротермальные и пневматолитовые руд-

\* По В. Е. Хаину.

ные ископаемые, нефть и газ, минеральные воды. Здесь тектоника создает обстановку, благоприятную для проникновения, миграции, захвата на путях миграции, накопления и сохранения полезного ископаемого — образует то, что в геологии нефти образно называется ловушкой. Проводником рудоносных растворов, паров и газов, а также нефти, газа и минеральных вод служат обычно разрывные нарушения, а ловушками для их накопления — антиклинальные поднятия, пористые пласты, «экранированные» поверхностями разрывов, и некоторые другие формы и сочетания складчатых и разрывных нарушений. При этом требуется благоприятная комбинация тектонических и литологических условий; нужна не только определенная структура, но налицо должны быть и породы-коллекторы, которые могли бы быть рудовмещающими, нефте-, газо- или водоносными.

Итак, тектонический фактор, рассматриваемый на уровне складчато-разрывных нарушений, в сочетании с литологическим фактором (который также косвенно зависит от тектоники) непосредственно определяет локализацию многих полезных ископаемых, контролирует расположение их залежей и месторождений. Но залежи и месторождения определенного вида полезных ископаемых никогда не встречаются поодиночке; они всегда образуют целые зоны, пояса, площади, бассейны, которые закономерным образом связаны с определенными участками основных структур земной коры — геосинклинальных областей (складчатых зон), платформ, краевых прогибов.

Как уже отмечалось (§ 92), полезные ископаемые, как и горные породы, делятся прежде всего на три генетических типа: осадочные, магматогенные и метаморфогенные. В образовании магматогенных полезных ископаемых основное значение принадлежит магматическим процессам; каждой магматической формации отвечает свой набор генетически связанных с ней полезных ископаемых. Однако образование той или иной формации с сопутствующей ей минерализацией связано и обусловлено определенной тектонической обстановкой. Металлогения определяется магматизмом, а магматизм (в пределах земной коры) контролируется тектоникой; из этого вытекает, что невозможно разобраться в причинах возникновения рудной зоны в определенном регионе и на определенном этапе его развития, не разобравшись предварительно в структуре и тектонической истории этого региона.

Аналогичным образом обстоит дело с осадочными полезными ископаемыми. Образование этих полезных ископаемых, как и вмещающих их толщ (формаций), определяется прежде всего тектоникой и лишь во вторую очередь другими причинами.

Метаморфогенные полезные ископаемые, имеющие сравнительно небольшой удельный вес, также обнаруживают тесную связь с тектоникой. Большая часть этих ископаемых, например важнейшие из них — докембрийские железные руды, — имеют первичноосадочное происхождение, и, стало быть, их первоначальное образование в той же мере определялось тектоникой, как и образование «нормальных»

осадочных полезных ископаемых; региональный метаморфизм, способствующий концентрации полезного вещества и изменению его минералогического состава, также обусловливается тектоническим развитием области.

Таким образом, как локальные, местные, так и региональные закономерности размещения полезных ископаемых в значительной, обычно в решающей степени определяются тектоническим фактором. Тектонический режим определяет место и время возникновения того или иного полезного ископаемого; следовательно, необходимо изучить не только структуру области, района, участка, но и историю его тектонического развития.

**§ 112. Размещение эндогенных месторождений.** К настоящему времени отчетливо выявлены типы минерализации, генетически связанные с определенными магматическими формациями. Формации эти, интрузивные и эффузивные, возникая в закономерной последовательности, образуют комплексы, характерные для геосинклинальных областей, с одной стороны, и платформенных — с другой.

Для наиболее ранней магматической формации геосинклиналей, эффузивной спилито-кератофировой с ее субвулканическими интрузиями диабазов, кварцевых порфиров и гранодиорит-порфиров, характерны колчеданные месторождения меди, нередко также цинка, свинца, иногда с преобладанием серного колчедана, с примесью золота, часто со значительным содержанием барита.

К гипербазитовой (офиолитовой) интрузивной формации погружения геосинклиналей приурочены месторождения хромитов, асбеста и талька, платины и платиноидов, никеля и кобальта, титаномагнетитов, нередко с ванадием, и иногда сульфидов меди или самородной меди, а также апатитов.

Развитие подъема геосинклинальной области сопровождается массовым внедрением крупных батолитовых и более мелких, вплоть до малых трещинных, интрузий сложной гранитоидной формации, частично одновременных со складчатостью, а также и послескладчатых. Эта формация несет чрезвычайно обильное и разнообразное оруденение и должна быть разделена на несколько субформаций. С ней связаны месторождения касситерита, вольфрамита, шеелита, молибденита, галенита, сфалерита, золота и многих других важных руд.

Для завершающей стадии развития геосинклинальных областей, характеризующейся образованием порфировой эффузивной формации, отмечается возникновение весьма разнообразного комплекса субвулканических и малых интрузий среднего, кислого и субщелочного состава. С этими интрузиями связана обильная и разнообразная минерализация. Образуются руды молибдена, меди, свинца, цинка, золота, серебра, редких металлов, а также мышьяка, сурьмы и ртути. Характерны резкие гидротермальные изменения вмещающих пород с их превращением во вторичные кварциты и иногда алушитизацией. С субщелочными интрузиями (габбро-сиениты, монзониты) ассоци-

ируются флюоритовые, флюорит-полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения.

В природе каждая геосинклинальная (складчатая) область имеет свой характерный «металлогенический» облик, зависящий от специфического для нее набора магматических формаций и степени их развития.

Тектонические условия эндогенной минерализации платформ имеют свои резко отличные особенности.

Древние, сложные докембрием щиты и массивы отличаются от складчатых зон более молодого возраста главным образом следующими металлогеническими особенностями: 1) слабым развитием поздней минерализации, что связано с обычной незавершенностью геосинклинальных циклов докембрия; 2) широчайшим распространением гранитов и сопутствующих им пегматитовых полей с редкометальной и ураново-ториевой минерализацией и крупными месторождениями слюды; причиной служит глубокий эрозийный срез; 3) интенсивным проявлением метаморфизма и ультраметаморфизма, обусловившими значительное распространение метаморфогенных, обычно первичноосадочных, полезных ископаемых — железных и марганцевых руд и др.

Оруденение собственно платформенного этапа (формирования платформенного чехла) связано с несколькими специфическими магматическими формациями. К ним относится прежде всего трапповая формация, к эффузивным и субвулканическим породам которой приурочены месторождения магнетита, флюорита, исландского шпата, агата. Интрузивным аналогом трапповой формации, по крайней мере по составу магмы, является габбро-гранофировая формация с крупными собственно магматическими месторождениями сульфидов меди и никеля с примесью платиноидов, а также гидротермальными месторождениями магнетитов, свинца, меди.

Особое место занимает габбро-анортозитовая интрузивная формация, в которую входят такие своеобразные породы, как лабрадориты, рапакиви, чарнокиты. Эта формация встречается почти исключительно в пределах кристаллических щитов, но является типично платформенной; формировалась она в основном в позднем архее — раннем протерозое. С этой формацией связано титаномagnetитовое оруденение.

Очень важное металлогеническое значение имеет интрузивная формация щелочных пород с тремя отдельными субформациями: 1) ультраосновных щелочных пород, несущей титановое, ниобиевое и редкоземельное оруденение; 2) кимберлитовой, алмазоносной; 3) щелочных и нефелиновых сиенитов, с собственно магматическими месторождениями апатитов и пегматитовой и гидротермальной редкоземельной минерализацией.

На платформах более отчетливо, чем в складчатых областях, сказывается контроль оруденения глубинными разломами.

**§ 113. Размещение экзогенных месторождений.** Подобно тому как рудные месторождения определенного состава подчинены

определенным магматическим формациям, осадочные месторождения подчинены осадочным формациям.

Геосинклинальный ряд формаций начинается аспидной формацией, кремнисто-сланцевая часть которой нередко содержит осадочные руды ванадия, молибдена, фосфора (пластовые фосфориты), марганца. В глинистых толщах иногда заключаются месторождения сидеритов.

В основании известняковой формации нередко сохраняются коры выветривания, с которыми (а также с продуктами их переотложения) связаны месторождения железа, никеля, отчасти кобальта и хрома, алюминия (бокситы), марганца.

Геосинклинальные формации второй половины цикла в общем богаче полезными ископаемыми. Здесь выделяются угленосные, соленосные и нефтегазосносные месторождения. Иногда встречаются месторождения медистых песчаников.

Богаты полезными ископаемыми осадочные формации платформ. Весьма разнообразные месторождения огнеупорных глин, бокситов, фосфоритов, бурых железняков, оолитовых железных руд, марганца, солей, углей, битуминозных сланцев, нефти и газа являются обычными. Реже встречаются меденосные и ураносносные образования. Известны россыпные месторождения золота, платины, алмазов, монацита, касситерита, циркона, урановых и титановых минералов, отличающихся устойчивостью при выветривании и переносе.

Особо следует остановиться на месторождениях полезных ископаемых в пределах краевых прогибов. Внутренние зоны краевых прогибов в этом отношении имеют некоторые аналогичные черты с геосинклинальными областями, а внешние — с платформами. Здесь необходимо лишь подчеркнуть, что краевые прогибы особенно благоприятны для размещения месторождений солей, нефти и газа, которые преимущественно располагаются именно в них, так же как структуры соляных куполов и диаширов.

## **Глава XXIII. ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И ТРЕБОВАНИЯ, ПРЕДЪЯВЛЯЕМЫЕ К СОСТАВЛЯЕМЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ КАРТАМ**

**§ 114. Основные задачи геологического картирования.** Геологическое картирование является наиболее эффективным способом изучения земных недр и важнейшим средством поисков месторождений полезных ископаемых. В процессе геологической съемки устанавливается связь полезных ископаемых либо с каким-нибудь литологическим или стратиграфическим горизонтом, либо с определенными изверженными породами, или с другими образованиями, возникшими в результате тех или иных геологических процессов. Поэтому геологическое картирование и поиски неотделимы друг от друга.

Главной задачей геологической съемки является оценка перспектив района в отношении его минерально-сырьевых ресурсов. Выполнение этой задачи возможно только в том случае, если геологическая карта, составленная в процессе геологического картирования, правильно отражает геологическое строение местности и дает достаточный материал для восстановления истории формирования недр обследованного района.

В связи с необходимостью выяснения перспектив минерально-сырьевых ресурсов самых различных по размерам участков территории СССР оказывается целесообразным иметь геологические карты самых различных масштабов от обзорных до детальных (см. § 7, 8).

**§ 115. Понятие о кондиционности геологических карт.** Следует отметить, что до настоящего времени нет еще достаточно разработанных критериев, которые позволяли бы однозначно устанавливать масштаб геологической карты непосредственно при ее рассмотрении. Меньше всего в этом отношении можно полагаться на масштаб ее топографической основы.

Максимально близкий подход к этому дает понятие о кондиционности геологических карт, под которой понимается обоснованность

их (в зависимости от масштаба) фактическим материалом, подтверждающим соответствующую детальность изображения геологических объектов. Большое значение при этом имеет детальность разработанных стратиграфических разрезов, собранный каменный материал. При установлении кондиционности особо учитываются: 1) количество точек наблюдения, 2) длина маршрутов и 3) дробность расчленения геологических образований с нанесением их границ на геологическую карту. Дробность расчленения является важнейшим показателем точности геологических карт, степени их детальности, соответствия тому или иному масштабу. Этот показатель непосредственно виден на любой геологической карте.

Сетка маршрутов и точек наблюдений в очень грубой схеме определяется тем, что маршруты располагаются через 1 см по карте данного масштаба, а точки через 1 см на этих маршрутах. Фактически их размещение и густота определяются степенью сложности геологического строения, обнаженностью и проходимостью местности, дешифрируемостью аэрофотоснимков и геофизическими данными. В зависимости от этих условий действительное положение маршрутов и густота точек могут значительно изменяться.

**§ 116. Дополнительные наблюдения при геологической съемке.** В процессе геологического картирования также осуществляются наблюдения, необходимые для выяснения основных черт геоморфологии, гидрогеологии и характера четвертичных отложений.

Геоморфологические наблюдения должны дать материал для освещения происхождения и истории развития рельефа, а также для оценки перспектив поисков полезных ископаемых, связанных с процессами формирования рельефа. Необходимый минимум наблюдений заключается в изучении форм рельефа, связи их с геологическим строением, характеристики долин и водоразделов, выяснении условий образования, переноса и накопления пород рыхлых толщ, условий формирования и сохранения россыпных и остаточных месторождений полезных ископаемых.

В задачу гидрогеологических наблюдений входит получение данных, необходимых как для общей характеристики подземных вод района съемки, их химического состава и приуроченности к тем или иным толщам пород, так и для оценки общих перспектив нахождения в районе некоторых полезных ископаемых (нефть, горючие газы, соль, бром и др.) по гидрохимическим признакам.

При развитии в районе съемки покрова рыхлых отложений четвертичного, а иногда и более древнего возраста ставятся задачи: а) расчленить толщу рыхлых отложений на генетические типы и стратиграфические горизонты; б) охарактеризовать их вещественный состав; в) определить возраст и мощность покрова рыхлых отложений в разных частях района и зависимость его от рельефа поверхности коренных пород; г) выявить приуроченные к этим отложениям полезные ископаемые. В результате исследований должны быть составлены геоморфологическая и гидрогеологическая карты района съемки, которые дополняют геологическую.

В случае достаточно широкого развития четвертичных отложений может быть составлена и специальная карта четвертичных отложений.

Как уже отмечалось, основной целью геологической съемки является установление тех или иных полезных ископаемых и закономерностей их распространения. Соответственно эти вопросы находят свое выражение в составлении карты полезных ископаемых. В методике проведения съемочных работ это отражается введением специальных поисковых работ, в первую очередь таких, как шлиховое опробование, металлометрическая съемка, гидрохимическое опробование и радиометрическая съемка (попутные поиски радиоактивных руд).

Шлиховое опробование является одним из наиболее распространенных методов поисков большой группы полезных ископаемых. Для него отбираются шлиховые пробы из почвы и различных рыхлых образований, которые промываются до «серого шлиха» и затем подвергаются минералогическому анализу. Металлометрическая съемка представляет один из геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых. Металлометрические пробы делювия подвергаются различным методам анализа (спектральный, микрохимический, полярографический). Гидрохимическому опробованию, также являющемуся одним из геохимических методов, подвергаются подземные и поверхностные воды с использованием тех же методов анализа. В районах, перспективных на нефть, горючие газы и различные соли, проводится изучение солевого и газового состава подземных вод. При поисках нефти производятся также люминесцентно-битуминологические исследования.

В последнее время разрабатываются *биогеохимический* метод поисков, основанный на изучении состава золы растений, и *геоботанический*, который использует особенности развития отдельных форм растительности на почвах определенного химического состава и не прибегает к химическим анализам растений или почв.

Соотношение применяемых методов поисков может определяться в каждом отдельном случае данными и предположениями о возможном наличии тех или иных полезных ископаемых.

В конечном результате геологическая съемка оказывается комплексной, параллельно разрешающей ряд задач, требующих осуществления особых методик для успешного проведения этого комплекса работ.

В ряде случаев для проведения работ по отдельным элементам этого комплекса (геоморфологическим, гидрогеологическим, четвертичным отложений, поисковым) создаются особые специальные отряды, возглавляемые работниками, имеющими специальную для этого подготовку.

Иногда эти элементы составляют задание специальных тематических партий, ведущих работы по особой программе. Тематические партии, помимо отмеченного выше, могут быть стратиграфическими, тектоническими, петрографическими и т. п.

## Глава XXIV. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

§ 117. Основные приемы геологического картирования. Основными задачами при полевом составлении геологической карты слоистых образований является расшифровка геологических структур с параллельным составлением стратиграфического разреза. В одних случаях выяснение стратиграфических соотношений позволяет устанавливать геологические структуры. В других случаях наоборот — структурное положение слоистых образований определяет возможность размещения их в определенном стратиграфическом интервале.

Во всех случаях сущность составления геологической карты заключается в выявлении геологических границ и их прослеживании на местности с нанесением на топографическую основу. В искусстве выявлять геологические границы и прослеживать их заключается искусство геологического картирования. Выявить геологические границы — это значит суметь выделить те геологические образования, которые в данном масштабе необходимо изучить и показать. Проследить данные геологические границы — это значит разобраться во всех их соотношениях, выяснить структуры выделенных геологических образований во всем многообразии их взаимоотношений.

Этой цели для слоистых образований (осадочных и вулканогенных) служит методика стратиграфо-литологического расчленения и корреляции свит на основе выделения *маркирующих* (опорных, руководящих) горизонтов. Под маркирующим горизонтом понимается любой слой или его поверхность, пачка слоев и т. п., которые содержат отличительные признаки, позволяющие узнать этот маркирующий горизонт на любом обнажении (литологический состав, окраска, включения, органические остатки, характер отдельности, знаки на поверхностях напластования и т. д. и т. п.).

Именно такие маркирующие горизонты позволяют в условиях полевой работы расчленить слоистые толщи на свиты по литологическим признакам с установлением их относительного положения. Действительное их стратиграфическое положение (на основании руководящих форм фауны и флоры) обычно устанавливается позже, в результате камеральной обработки материалов. Поэтому, если позволяют местные условия, полевые работы начинаются с изучения опорных разрезов.

Работа в полевых условиях осуществляется во время рабочих маршрутов по геологическому картированию, которые проводятся или *пересечениями*, если позволяет местность, по возможности *вкрест простирания горных пород* (применяется при мелкомасштабных съемках), или *прослеживанием контактов по простиранию* (при крупномасштабных съемках). Обычно, особенно при среднемасштабных съемках, в зависимости от местных условий комбинируются оба эти приема. Прослеживание контактов по простиранию отличается тем преимуществом, что позволяет уловить все структурные изменения и разрывы, нарушающие эти контакты.

Направление маршрутов часто диктуется не геологическими задачами, а характером рельефа, условиями проходимости и обнаженности. Так, например, при высокогорном, резко рассеченном рельефе иногда можно продвигаться только по долинам. В других случаях долины (лога) не проходимы, и перемещаться приходится по водоразделам. В Северном Забайкалье, скажем, долины задернованы и не дают обнажений, а в Сихотэ-Алине (в Южно-Уссурийском крае) хорошие обнажения чаще можно встретить в речных долинах и логах.

Каждая точка наблюдения в маршруте характеризует определенную часть структуры и стратиграфического разреза (стратиграфической колонки) картируемого района, которые могут иметь иное выражение в предыдущей или последующей точках. Другими словами, каждая точка наблюдения обладает определенной индивидуальностью и должна выясняться индивидуально, а затем в связи с предыдущей и последующей точками, т. е. увязываться с ними.

Большое значение в маршруте для решения задач по прослеживанию геологических границ могут иметь геоморфологические и гидрогеологические наблюдения, а также наблюдения за почвенно-растительным покровом. Особенности рельефа и источники, связанные с литологическим составом горных пород, с разрывами в них, особенности почв на различных коренных породах, особенности растительности, зависящие от состава пород, характер их водопроницаемости — все это обычно дает большие возможности для суждений о расположении различных пород на местности и ориентировки геологических границ между ними, в том числе и маркирующих.

Большую роль могут сыграть правильно расположенные горные выработки и картировочные скважины в том случае, когда они имеются в плане работ исследователя. Прежде всего они позволяют выдержать кондиционные требования (создать необходимые дополнительные искусственные обнажения, чтобы обеспечить сбор фактического материала в соответствии с планируемой частотой сетки маршрутов и точек наблюдения). Затем они позволяют получить необходимые данные в тех местах, которые имеют решающее значение для выяснения тех или иных соотношений, однако закрыты почвенно-растительным покровом. В таких случаях достаточно вспомнить, какую роль иногда играют находки выбросов коренных пород из норок каких-либо грызунов или обломков в корнях вывороченных бурей деревьев, если они оказываются в точках, имеющих большое значение для решения соответствующих вопросов.

Весьма важным элементом при составлении геологической карты является точность топографической основы. Раньше из-за недоброкачественной топографической основы терялось чрезвычайно много времени на необходимую в маршрутах ориентировку. Известны также случаи, когда в районах со значительным магнитным склонением забывалось о необходимости учитывать это склонение, а большие несовпадения при засечках ориентиров на местности и попытках увязать их с тем положением, которое они занимали на топографических

полевых планшетах, считались результатом недоброкачественной работы топографов.

В настоящее время топографические карты составляются с использованием аэрофотометодов и отличаются весьма высокой точностью расположения гидросети и других существенных элементов. Очень важным при этом является то, что с такими топопланшетами прекрасно увязываются плановые аэрофотоснимки, используемые при геологическом картировании и имеющие исключительное значение для его результатов.

В процессе геологического картирования необходимо придерживаться следующих правил.

1. Во время маршрута следует вести тщательные наблюдения за всем тем, что может дать представление о пространственном положении различных комплексов горных пород (структурах), их вещественном составе, относительной возрастной последовательности. Именно в это время весьма важно учесть особенности геоморфологические, гидрогеологические и почвенно-растительного покрова для суждений о границах геологических комплексов, их составе, характере.

2. На каждом «обнажении» (каждой точке наблюдения) необходимо записывать все существенное, что наблюдалось в маршруте перед этой точкой и в самой точке, увязывая эти наблюдения. Следует исходить при этом из нерушимого правила: «Что не записано, то не наблюдалось» (Вебер). Важно записать также те представления, предположения, которые на этом обнажении возникают, не откладывая записи этих предположений до следующего обнажения, как не был бы велик соблазн для этого. Иногда кажется, что на следующем обнажении возникшие предположения получат наиболее четкое выражение, известную проверку, закрепление. Но, добравшись до этого обнажения, приходится часто убеждаться, что эти предположения, имевшие иногда исключительный интерес для решения тех или иных вопросов, оказываются бесследно вытесненными впечатлениями, возникшими на пути к обнажению (так как, скажем, старая запись стирается новой на магнитофонной пленке).

3. На пути к следующей точке наблюдения необходимо продолжать тщательные наблюдения (стараясь использовать все возможное, о чем говорилось раньше) за тем, что происходит с наблюдавшимся на предыдущем обнажении, какие происходят смены горных пород и структурного их положения, что дает для этого все окружающее.

4. Каждое последующее обнажение надо увязать с предыдущим, сопоставив, согласовав их данные, выявив, что возникает при этом и требует своего выяснения. Затем надо представить себе, что можно ожидать на следующем обнажении и на что необходимо обратить внимание по пути к нему.

5. Собранный каменный материал каждого маршрута надо обработать до начала следующего, иначе впечатления, связанные с ним при сборе, могут полностью рассеяться в результате впечатлений

следующего маршрута (часть материала, недостаточно зафиксированная в пути, должна быть выброшена).

6. В конце каждого дня надо записать итоги — увязать данные всех обнажений по маршруту, увязать данный маршрут с предыдущим, наметить связь с предстоящим (вопросы, подлежащие решению во время предстоящего маршрута с учетом всего предыдущего). Здесь обобщаются данные по структуре (складки, разрывы) и набрасываются сводные схемы ее, наращивается стратиграфическая колонка и т. п. При этом выявляются вопросы, которые нужно разрешить в следующем маршруте.

7. Каждую неделю следует подводить недельный итог с зарисовкой соответствующих структурных схем и стратиграфических колонок, а также записью, достаточно полной, всех сводных данных. При этом могут возникнуть такие вопросы, которые необходимо будет выяснить на данной лагерной стоянке дополнительными наблюдениями.

8. Каждый месяц надо подводить месячный итог, который складывается из суммы недельных с соответствующей подработкой. Здесь особенно важно принять меры для разрешения тех неясных вопросов, которые выявляются при подведении итогов.

9. В конце полевого периода, непосредственно в поле, надо подвести общие итоги всей полевой работы в виде максимально полного отчета по всем разделам, предусмотренным соответствующей инструкцией. Надо иметь в виду, что написание полного отчета по имеющимся месячным итогам не представит особых затруднений и в то же время выявит такие возможные недостатки, мысль о которых у многих возникает только после возвращения с полевых работ, когда восполнение их оказывается уже невозможным. Между тем, написание полного отчета в полевых условиях и выявление недостатков непосредственно в поле позволяет еще устранить их соответствующими дополнительными маршрутами, возможность которых всегда должна предусматриваться конкретным планом фактического проведения полевых работ.

10. Следует иметь в виду, что каждый без исключения полевой работник в своей практике допускает нарушения того или иного из вышеприведенных правил и иногда жестоко за это платится — необходимо добиваться выполнения всех их, что создает хорошую основу для успешного проведения работы по геологическому картированию.

Необходимо подчеркнуть, что в тех случаях, когда направление маршрута не определяется условиями проходимости и обнаженности, и появляется возможность перемещения на площади в любом направлении, характер маршрутов, их направление должны определяться задачами непосредственного выяснения структуры и составления стратиграфической колонки. Каждый раз, после записи необходимых данных на очередной точке наблюдения, в зависимости от состояния этих данных, следует решать, в каком направлении двигаться к следующей точке маршрута и что при этом в первую очередь делать:

протягивать ли наблюдаемые контакты по простиранию для выяснения структуры, или пересекать их для наращивания стратиграфического разреза. Линии маршрутов в этих случаях могут иметь форму сложных петлеобразных кривых, определяемых необходимостью решения тех или иных задач. При всем этом исследователь, ведущий маршрут, должен хорошо знать различные возможные структурные формы, в сравнительно простом виде рассмотренные в предыдущих разделах, представлять себе возможные сложные структурные соотношения, с которыми можно столкнуться во время маршрута. Иногда надо уметь представить себе несколько возможных вариантов объяснения наблюдаемых соотношений, при отсутствии достаточных данных для однозначного решения, с тем, чтобы при дальнейшем продвижении в работе проверить новые данные и в конечном итоге решить в пользу какого из этих вариантов они свидетельствуют. В некоторых случаях такого решения может и не получиться из-за невозможности по тем или иным причинам получить такие данные. Естественно, что при отсутствии необходимых знаний и опыта такие случаи могут соответственно неизмеримо увеличиться из-за того, что исследователь не сможет предпринять необходимых шагов, чтобы получить на месте даже имеющиеся данные.

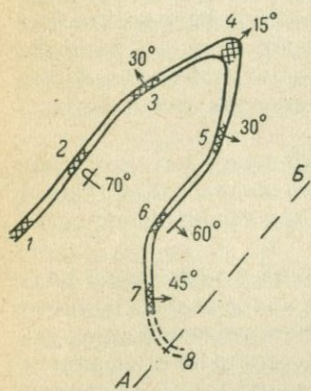


Рис. 106. Построение геологической карты складчатой структуры по отдельным обнажениям (по Музылеву)

геологической съемке встречен с различным залеганием в семи обнажениях (рис. 106).

Увязка этих обнажений устанавливает: 1) наличие складки; 2) антиклинальный характер ее; 3) ее северо-восточное простирание; 4) ее погружение на северо-восток; 5) ее опрокинутость на северо-запад (обн. 2). Полученные данные дают основание для следующих предположений: 1) рядом, примерно по линии АБ, будет расположена синклиналь с теми же направлениями простирания и погружения, в связи с чем на пути от точки 7 к точке 8 опорный горизонт будет иметь северо-западное простирание; 2) ее юго-восточное крыло за точкой 8 может также оказаться опрокинутым.

При построении этой складки на карте, в точке 6 с 60° падения пласта должна быть показана наименьшая видимая мощность, в точке 5 при 30° — несколько большая, а на шарнире в точке 4 при 15° — соответственно максимальная.

Рассмотренный пример показывает преимущества метода прослеживания контактов по простиранию, когда устанавливаются все изменения залегания пластов как в плане, собственно по простиранию, так и в разрезе, по падению, благодаря чему не ускользают

никакие детали структуры. Так, например, при маршруте вкрест простирания, проходящем через точки 3, 5, из наблюдений выпали бы данные об опрокинутом залегании, обнаруженном в точке 2, и, следовательно, в выводах представления об опрокинутости складки на данном участке не было бы.

§ 118. Некоторые особенности геологического картирования в различных геолого-географических условиях. При общности основных принципов геологического картирования для любых условий, различные геологические (платформа, краевой прогиб, складчатая зона, области значительных проявлений интрузивного магматизма и регионального метаморфизма) и географические (равнинные и высокогорные, таежные и пустынные районы) условия определяют некоторые особенности как в методике, так и в технике осуществления работы по геологическому картированию. С необходимой детальностью эти особенности рассматриваются в методическом руководстве по геологической съемке и поискам. Ниже дается некоторое понятие о них, позволяющее составить представление об их специфике.

Для платформенных областей, отличающихся пологим залеганием слоев, которое не всегда можно охарактеризовать с помощью визуальных наблюдений и горного компаса, наиболее рациональной является структурно-геологическая съемка с составлением структурной карты (§ 58). Важно по возможности составлять структурные карты для нескольких уровней, используя карты схождений.

В связи с составлением структурных карт большое значение приобретают горные выработки, особенно скважины, а также геофизические исследования, которые на основании изучения изменений различных физических свойств пластов (плотности, электропроводности, упругости, магнитной восприимчивости и др.) дают карты, отражающие условия залегания физически однородных толщ. Особые требования здесь предъявляются к точности привязки обнажений (особенно высотной), которая достигается применением инструментальных и полунструментальных методов.

В платформенных условиях, благодаря отсутствию метаморфизма и сохранению первичных текстур и структур слоистых образований, возникают особо благоприятные условия для изучения вопросов формирования текстурной и структурной слоистости, фациальных особенностей осадочных толщ, изменения их мощностей и т. п.

В областях краевых прогибов необходима прежде всего ориентировка — в какой зоне краевого прогиба ведется работа.

В зоне платформенных структур, во внешнем крыле, работа аналогична той, которая характерна для платформ. В зоне промежуточных структур, во внутреннем крыле прогиба, методика работы приближается к той, которая характерна для складчатых зон. Основная особенность большинства краевых прогибов заключается в массовом распространении диапировых структур, со всей сложностью их выявления и изображения. Особенное значение здесь приобретает геофизическая съемка, которая легче всего оконтуривает соляной

массив и определяет глубину залегания его кровли. Исключительное значение имеют скважины и построение нескольких структурных карт по различным горизонтам на разных глубинах.

К районам *складчатых областей* относятся по существу основные принципы геологического картирования, рассмотренные перед этим. Именно здесь, иногда в условиях самых сложных соотношений весьма различных геологических образований, возникает трудная задача: по отрывочным данным восстановить общую структуру района. Выбор рационального метода картирования, особенности приемов, используемых при этом, определяются характером геологических комплексов, участвующих в строении района, структурными особенностями этого района, условиями обнаженности, географическими особенностями и т. д. Но прежде всего здесь необходимо отдавать

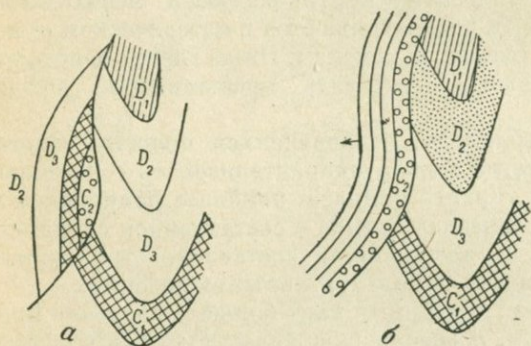


Рис. 107. Отражение на геологической карте тектонического (а) и стратиграфического несогласного (б) контактов (по Музьеву)

себе отчет в индивидуальности каждого замера в складчатой структуре, представлять, к какой части структуры этот замер относится, ориентироваться в значении замеров на шарнирах складок, понимать, какие изменения в структуре вызывают антиклинальные и синклинальные поперечные перегибы, чтобы на основе всего этого правильно ставить перед собой задачи при движении от одной точки наблюдения к другой, т. е. правильно определить направления и задачи маршрутов по геологическому картированию.

Следует иметь в виду, что не всегда удастся во время маршрута установить, какое несогласие, стратиграфическое или тектоническое (рис. 107) имеется в том или ином случае. Здесь необходимо на площади убедиться, что слои одной свиты залегают параллельно контакту, к которому подходят разные слои другой свиты (стратиграфическое несогласие), или что разные слои обеих свит подходят к этому контакту впритык (тектоническое несогласие — разрыв). Значительно усложняется картина, когда появляются опрокинутые залегания слоев, что в складчатых областях является обычным.

При работе в складчатых областях исследователю особенно важно хорошо представлять себе все возможные структурные соотношения в них, значение их, чтобы уметь предвидеть возможные изменения на протяжении маршрута, быть готовым к ним.

Рядом особенностей отличается геологическое картирование в областях широкого развития магматических образований и областях регионального метаморфизма. Они ясны из того, что было изложено в соответствующих главах.

По физико-географическим условиям могут различаться равнинные, высокогорные, таежные и пустынные районы.

*Равнинные районы* обычно представляют собой участки платформ, поэтому все сказанное выше о платформенных условиях целиком относится сюда. Можно лишь подчеркнуть, что четвертичные отложения на этих площадях играют исключительную роль, в связи с чем, как правило, обязательным является составление карты четвертичных отложений.

*Высокогорные районы*, как правило, являются участками складчатых зон, рассмотренные условия которых полностью приложимы и здесь. Маршруты в высокогорных районах обычно проводятся по долинам с использованием имеющихся в них дорог и троп. При этом всегда следует иметь в виду возможность оползания по склонам больших масс горных пород и ненадежность в этих случаях замеров и суждений о расположении тех или иных горизонтов. В наблюдениях следует проверить такие возможности.

*Таежные районы* (как равнинные, так и горные) представляют особые трудности для работы, и прежде всего в отношении ориентировки, из-за скрытия объектов, которые могли бы служить надежными ориентирами.

Вторая важная особенность таежных районов заключается в широком развитии делювиально-элювиального покрова, из-под которого коренные породы обнажаются лишь местами. На значительных площадях иногда коренные породы можно встретить лишь в виде обломков, выступающих из-под корней упавших деревьев.

*Пустынные районы*, с одной стороны, часто представляют собой хорошо обнаженные области, с другой стороны, они могут давать значительные площади, скрытые под золотыми песками, солончаками или аллювиальными образованиями (на древних аллювиальных равнинах).

Особенности как геологических, так и физико-географических условий работы по геологическому картированию определяют соответственно многочисленные особенности в применяемой методике и технике геологического картирования, а также в формах организации работ в части создания рабочих фаз, обеспечения транспортом, продовольствием и пр.

## **Глава XXV. ОРГАНИЗАЦИЯ РАБОТ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ КАРТИРОВАНИЮ**

Процесс геологического картирования отчетливо разделяется на три этапа — периода, резко различающихся своими особенностями: 1) подготовительный период; 2) полевой период и 3) камеральный период. Основные задачи этих периодов строго очерчены

соответствующими инструкциями, принципиальные положения которых нашли отражение в дальнейшем изложении.

**§ 119. Подготовительный период.** Основными задачами подготовительного периода являются: 1) составление проекта работ; 2) организация партии с обеспечением ее необходимым снаряжением и оборудованием, топографическими картами и материалами аэрофотосъемки; 3) изучение фондовых и литературных материалов, имеющих значение для района работ, с предварительным дешифрированием аэрофотоматериалов и составлением предварительных геологических карт и тектонических схем по району работ.

Продолжительность предварительного периода 2—3 месяца.

Проектирование является начальным этапом работ по геологическому картированию. Проект работ, утвержденный в установленном порядке, является основным документом, определяющим содержание, методику, технику, стоимость и срок выполнения работ.

Проект составляется в соответствии с: 1) справочником укрупненных норм для проектирования геологоразведочных работ, 2) справочником сметных норм на геологоразведочные работы по статьям основных расходов и 3) сборникам единых порайонных единичных расценок на геологоразведочные работы (выпуск 1, Геологосъемочные и поисковые работы, 1960).

Этими справочниками определяется, что типовая геологосъемочно-поисковая партия (работы в масштабах от 1 : 1 000 000 до 1 : 25 000) состоит из двух отрядов, имея: начальника партии (геолога), старшего геолога (начальника съемочного отряда), начальника поискового отряда (геолога), техника-геолога, двух младших техников-геологов и двух техников геофизиков (по радиометрии). На время полевого периода предусматриваются рабочие в количестве четырех человек.

Для выполнения специальных заданий, как об этом упоминалось ранее, могут быть организованы и другие отряды — геоморфологический, гидрогеологический, стратиграфический и др. В этих случаях партия преобразовывается в экспедицию.

Проект состоит из двух частей: 1) *геологической*, сопровождаемой: а) обзорной картой района работ, б) схемой геологической изученности, в) геологической картой района работ, составленной по данным предыдущих исследований, и 2) *производственно-технической* с приложением сметы, являющейся обязательной частью проекта и составляемой на весь объем работ.

В зависимости от местных условий района, в частности его проходности, определяется характер транспорта во время полевого периода. Он может быть колесным, вьючным, в некоторых случаях лодочным, автомобильным. Иногда широко используется авиация. Маршруты, как правило, совершаются пешком с использованием в той или иной степени лошадей и автомобиля, главным образом для подъезда к району маршрута.

Снаряжение и оборудование подбираются в соответствии с конкретными условиями работ по имеющимся спецификациям.

В личное снаряжение геолога для работы следует включать: 1) геологический молоток; 2) горный компас; 3) полевую сумку; 4) записную книжку, обычный графитовый карандаш, резинку; 5) коробку цветных карандашей типа «Геолог»; 6) линейку, транспортир, треугольник, измеритель; 7) флакон с соляной кислотой (хороша капельница из органического стекла в форме авторучки); 8) рулетку (5—10 м); 9) спички в непромокаемой оболочке; 10) рюкзак и мешочки для образцов; 11) этикетную книжку; 12) портативный пленочный фотоаппарат, экспонометр; 13) портативный бинокль.

Топографическая основа подбирается так, чтобы она охватывала не только площадь съемки, но и смежные территории по периметру. Это необходимо как для ориентировки на окраинных участках, так и для выведения геологических границ за пределы района съемки для увязки с соседними планшетами (обычно они прослеживаются на 1,5 см). Она заготавливается в масштабе съемки для отчетных данных и в масштабе вдвое более крупном для полевых рабочих маршрутов (т. е. 1 : 200 000 и 1 : 100 000 при съемке м-ба 1 : 200 000).

Необходимо затем иметь для общей ориентировки обзорную топографическую карту, лучше всего м-ба 1 : 500 000. Она может служить и основой для различных составляемых по району схем, начиная с тектонической.

Важно своевременно обеспечить партию аэрофотоматериалами — заранее выяснить заснятость аэросъемкой района работ, какими организациями и в каком масштабе аэросъемки производились. В соответствии с инструкциями заготавливаются контактные отпечатки, репродукции накидного монтажа и фотосхемы.

Полученные аэрофотоматериалы подвергаются предварительному дешифрированию с учетом геологических данных, имеющихся для района съемки.

Дешифрирование, по возможности, должно наметить все элементы, представляющие интерес для предстоящих полевых работ. Результаты дешифрирования могут наноситься на сами аэроснимки, фотосхемы, кальки с них, в зависимости от того, как это диктуется обстоятельствами. При этом следует условными знаками разделить их на три категории: а) вполне достоверные (надежно устанавливающиеся по всем дешифровочным признакам); б) не вполне достоверные (устанавливающиеся по ряду признаков и могущие изменяться при полевых наблюдениях); в) предполагаемые (плохо или почти не дешифрирующиеся и требующие особо тщательного изучения в поле).

Такая дифференциация позволит наиболее правильно организовать полевую работу по дальнейшим исследованиям.

Большое значение имеет научная подготовка, которая заключается во всесторонней и углубленной проработке всех геологических, геоморфологических, гидрогеологических, геофизических и других материалов по району работ и смежным территориям с использованием результатов предварительного дешифрирования аэрофотоматериалов.

Изучению подвергаются опубликованные материалы и рукописные, хранящиеся в фондах территориальных геологических

управлений, Всесоюзного геологического фонда при Министерстве геологии СССР и других учреждений, в силу тех или иных причин проводивших геологические исследования (строительство энергетических и других предприятий, строительство различных дорог и т. п.).

В первую очередь должны использоваться данные государственных геологических карт м-ба 1 : 1 000 000, которые имеются для всех районов страны, и данные геологических исследований других масштабов, более мелких в сравнении с проектируемым.

Особое внимание должны привлекать данные о наличии тех или иных полезных ископаемых.

Основные сведения по геологии и полезным ископаемым конспектируются, оформляются в виде соответствующих карт, схем и т. п., на которые наносятся все интересующие данные по различным вопросам, входящим в план предстоящих исследований, в том числе о наличии тех или иных проявлений полезных ископаемых, точки находок фауны и флоры, элементы залегания, характеризующие структуры и т. д. и т. п.

Важным является ознакомление по возможности с петрографическими, палеонтологическими и минералогическими коллекциями по району, включая шлифотеки, а также с коллекциями полезных ископаемых, которые могли быть собраны в районе предстоящих работ предыдущими исследователями.

С особым вниманием следует изучить все геофизические данные.

Весьма важной является непосредственная связь с лицами, проводившими работы на территории предстоящих работ в последнее время. Это особенно существенно для получения сведений об условиях работы в отношении организации транспорта на месте работ, получения рабочей силы, продовольственного снабжения, техники безопасности и др. Иногда оказывается целесообразной предварительная почтовая связь с райисполкомами.

**§ 120. Полевой период.** В начале полевых работ важным является установление правильного распределения всех обязанностей среди коллектива партии, режима работы и отдыха (начало и окончание — в принципе — маршрутов, время камеральных работ, свободные часы сотрудников для личных дел, начало сна и подъем после него, время завтрака, обеда и ужина, вопрос о выходных днях и др.), что может предупредить ряд нежелательных инцидентов, в специфических условиях быта полевых партий недопустимых.

Важным, затем, в организационном отношении является конкретное ознакомление с местными условиями в целях установления признаков, определяющих правильный выбор мест разбивки палаточного лагеря партии (питьевая вода, подножный корм для лошадей при их наличии, удобства начала рабочих маршрутов и возвращения из них и др.), характер проведения маршрутов с точки зрения транспортных средств с возможностью подброски сотрудников до какого-то пункта в начале и подхвата у другого в конце и т. п.

Всегда следует иметь в виду целесообразность вступления в самом начале работ в контакты с местными органами управления (рай-

исполкомы, сельсоветы, правления колхозов и др.), что позволяет иногда разрешить вопросы, имеющие значение для первого же рабочего маршрута (местные сведения о проявлениях полезных ископаемых, состояние путей сообщения в данное время, некоторые местные особенности, которые полезно знать уже при первом маршруте, вопросы рабочей силы, конного транспорта, продовольственного снабжения и пр.).

В начале полевого периода обычно организуются ознакомительные обзорные маршруты по району съемки (в зависимости от обнаженности, проходимости и транспортных условий), во время которых по возможности знакомятся со стратиграфическим разрезом района, интрузивными проявлениями и другими данными. С этой же целью могут быть проведены аэровизуальные наблюдения с самолета или с вертолета.

В дальнейшем осуществляются рабочие маршруты, которые должны отвечать ранее изложенным основным принципам геологического картирования и иметь своей задачей наблюдение и сбор всех тех данных, о которых упоминалось на протяжении всех предыдущих глав настоящего пособия, с использованием имеющихся в достаточном изобилии инструктивных указаний и, что очень важно, с соблюдением правил техники безопасности.

При этом следует иметь в виду основное положение, заключающееся в том, что хорошо картировать может только тот исследователь, который умеет свободно читать уже составленные геологические карты, безло ориентироваться в структурных соотношениях, выраженных на этих картах. Такой исследователь легче сможет разобраться в геологических структурах, основных их элементах, выраженных в природе, что позволит ему устанавливать их во время геологических маршрутов на местности, где он сталкивается со структурами в несравненно более трудных для восприятия условиях, чем при чтении их на геологических картах.

Отсюда основной вывод: готовящий себя для полевой работы должен с максимальным вниманием осваивать структурные элементы, искусство чтения геологических карт, что ставилось основной задачей при изложении материала предшествующих разделов.

При геологическом картировании большое значение имеет правильно осуществляемая техника полевой работы: ведение полевой записной книжки — полевого дневника, ведение полевой геологической карты, сбор каменного материала, этикетаж его и др.

Полевой дневник (записная книжка) должен вестись так, чтобы в нем легко могли бы разобраться и другие лица. На титульном листе дневника указывается название организации, производящей съемку, фамилия съемщика, адрес, по которому мог бы быть выслан дневник при его утере. Указываются также порядковый номер книжки, полная дата начала и конца записей, начальный и конечный номера описанных обнажений и взятых образцов.

Записи ведутся только на правой стороне книжки, на левой стороне делаются зарисовки (рис. 108), пометки о взятых образцах и др.

Порядок ведения записи в дневнике на правой стороне может быть различным (инструкциями точно не определен). В частности может быть рекомендован такой. В верхнем правом углу правой страницы книжки пишется дата маршрута (день недели — это весьма бывает полезным, число, месяц). Несколько ниже приводится порядковый номер (1, 2 и т. д.) и название маршрута, связанное с местом прохождения его, имеющим определенное географическое название на топографической карте (по левому берегу такой-то реки, по такому-то водоразделу и т. п.). Затем идут записи отдельных обнажений, номера которых выносятся на левый край страницы впереди

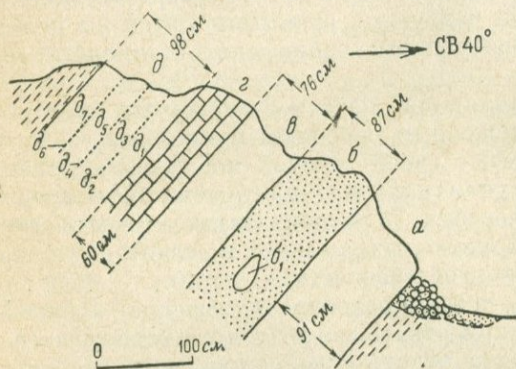


Рис. 108. Образец зарисовки обнажения в дневнике (по Вассовичу)

текста записей для удобства их нахождения в дальнейшем. Во время записи обнажения сначала приводится описание местоположения обнажения, дальше отмечается характер и размеры его, дается характеристика пород, выступающих в обнажении, описываются их соотношения, размеры, мощности, элементы залегания и др. При этом желательны зарисовки, позволяющие не только яснее представить описываемое, но и сократить

запись, фотографии, дающие объективную картину наблюдаемого.

Нет возможности и необходимости перечислять, что и как должно быть зафиксировано на обнажении — факты, которые могут наблюдаться, и вопросы, которые могут возникнуть на обнажении, слишком многочисленны. Все постигается постепенно с опытом работы. И первый такой опыт вырабатывается за время учебных геологических практик студента.

При описании пород, для каждого их типа, после приведения в записи их определения, в скобках ставится строчная буква алфавита, которая проставляется и на зарисовке, если таковая имеется. Если внутри пород данного типа имеются какие-либо включения, прослойки и т. п., они обозначаются той же буквой с арабской цифрой при ней ( $b_1, d_1$  и др., см. рис. 108). Если берется образец породы, то на правом краю левой страницы, против строчки с буквой на правой, ставится кружочек; если к образцу взят осколок для изготовления шлифа — в кружочке ставится крестик; если взяты два осколка для шлифов — второй крестик ставится рядом с кружком. Такими же кружками обозначается взятие образца породы с фауной. Если берется несколько кусков породы с фауной или с какими-либо другими особенностями (состава, окраски, слоистости, включений

и т. п.) — в кружке проставляется цифра, обозначающая количество взятых кусков породы. Все условные обозначения, применяемые при записи в дневнике, должны быть разъяснены в начале дневника. Следует вести общую нумерацию для записей точек наблюдения (обнажений), для образцов, взятых с обнажения, с добавлением буквенных и дальше цифровых обозначений, для шлифов, изготовляемых по этим образцам (обн. 235, образец 235б, шлиф 235б), иначе возможна путаница.

Следует подчеркнуть, что зарисовки и фотографии интересных обнажений или отдельных их участков (деталей) представляют собой ценные, а иногда просто незаменимые дополнения к описаниям. Как зарисовки, так и фотографии должны быть ориентированы указанием стрелки азимута плоскости изображения, или, в кружке, азимута-перпендикуляра к этой плоскости (направления оптической оси фотоаппарата). На зарисовках приводятся различные размеры, начиная с размеров, хотя бы приблизительных, обнажения по горизонтали и вертикали (или масштаб изображения); на фотографиях необходимы указатели размеров (молоток, компас и т. п.).

Для некоторых фотографий необходимы параллельно схематические зарисовки, поясняющие соотношения на фотографиях, не всегда легко устанавливаемые рассмотрением их. Рекомендуется выделить в конце дневника несколько страниц для фотодневника, где в последовательном порядке следует записывать каждый снимок с указанием номера обнажения, содержания снимка и направления оптической оси фотоаппарата.

По возвращении из маршрута записи и зарисовки пересматриваются и, возможно, уточняются; взятые образцы и шлифы могут быть сокращены исключением дублетных, повторяющихся в ряде обнажений; может быть увеличено количество шлифов, в маршруте не предусмотренных, путем отбивки необходимых осколков от взятых образцов (что вообще является нежелательным, так как приводит к порче взятого образца, но иногда оказывается необходимым).

В дневник соответственно вносятся необходимые изменения в записи.

Записи и зарисовки в дневнике ведутся графитовым карандашом средней твердости (не размазывающимся).

Ведение полевой геологической карты является второй важной задачей в технике полевой работы.

Полевая карта представляет собой планшет топографической карты, как указывалось, обычно вдвое более крупного масштаба, чем масштаб планируемой съемки, разрезанный на шесть частей и наклеенный на плотную тонкую материю (бязь, холст) с промежутками так, чтобы он легко складывался.

На полевую карту наносятся непосредственно в маршруте все результаты геологических наблюдений: точки наблюдения, границы различных геологических образований, элементы залегания и др. Исключительное значение для всех этих операций по ведению полевой карты имеют аэрофотоснимки. В случае необходимости для

ориентировки наносимых точек наблюдения (обнажений) прибегают к помощи засечек, барометрической нивелировки, а при крупномасштабных съемках и к инструментальному нанесению, которое в этих случаях часто применяется и для нанесения границ.

Особые трудности в этой работе возникают в таежных условиях, когда может появиться необходимость вести во время маршрута схематическую глазомерную съемку для более точной привязки точек наблюдения и наносимых границ, или прокладывать маршрут по азимутам с помощью горного компаса с возможным распределением получившейся невязки по периметру азимутального хода. Линии маршрутов следует наносить со всеми теми отклонениями, ответвлениями и петлями, которые фактически могли иметь место. Они отмечают те места, которые пересекались исследователем, где он был непосредственно.

Полевая геологическая карта составляется, таким образом, в маршруте, с непрерывным наращиванием заснятой площади в процессе геологического картирования.

По возвращении из маршрута все нанесенные на карту в течение дня знаки должны быть обведены несмываемой тушью, а также перенесены на чистовой неразрезанный экземпляр карты, хранящийся в лагере.

Чистовой экземпляр карты является общим, сводным для всех сотрудников партии, ведущих работу с использованием отдельных индивидуальных полевых карт. Обработка и увязка всех данных на индивидуальных картах, с нанесением их на общую, повседневно осуществляется под руководством начальника партии.

Раскраска чистовой карты производится последовательно, по мере выяснения строения отдельных частей района. К концу полевой работы карта должна быть раскрашена полностью.

Все принятые обозначения цветов и другие условные знаки должны быть отмечены на карте или на ее обороте.

Большое значение имеет сбор коллекций образцов во время съемки. Образцы должны хорошо документировать встреченные при съемке объекты. В то же время следует освобождаться от излишних дублетных образцов, собираемых из одних и тех же горизонтов и массивов в разных местах района съемки. При наличии нескольких человек, совершающих маршруты, каждый фактически собирает параллельную коллекцию. Рациональный отбор действительно нужных образцов представляет нелегкую задачу, которую приходится решать каждый вечер при полевой камеральной обработке собранных материалов, после возвращения из маршрутов, под руководством начальника партии.

Основные образцы — для документационной коллекции — берутся размером  $7 \times 10$ ,  $9 \times 12$  см при толщине 2—3 см. Остальные, ликвидируемые после камеральных работ, могут быть меньших размеров. Размеры образцов, иллюстрирующих отдельные геологические явления (складчатость, выветривание, волноприбойные знаки, слоистость и т. п.), не ограничиваются.

Образцы и осколки для шлифов к ним следует оббивать на обнажениях, где они берутся, памятуя, что это не сразу удастся сделать. Для основной коллекции, перед выездом в поле, целесообразно узнать в музее номер, под которым она будет храниться, и проставлять его на этикетках.

Образцы пород отбираются таким образом, чтобы они наиболее полно характеризовали типичные свойства пород и чтобы в коллекции были представлены все разновидности пород района. Особенно тщательно собираются образцы, характеризующие полезные ископаемые и геологические контакты (тектонические, интрузивные и т. п.).

Сбор палеонтологического материала (остатки фауны и флоры, образцы на микрофауну, споры и пыльцу) должен производиться послойно и точно привязываться к послойному описанию обнажений. Количество собираемых окаменелостей не ограничивается.

Все отобранные образцы снабжаются этикетками и заносятся в журнал образцов, в котором должны быть указаны дата, номера точек наблюдения с указанием их местоположения, название породы, возраст (название свиты, массива и т. п.), отметка о необходимости изготовления шлифа, направления на анализы и пр.

Для обеспечения камеральных работ своевременно подготовленным материалом необходимо материал для изготовления петрографических шлифов, палеонтологический материал, шлихи, различные пробы и другие образцы, нуждающиеся в аналитическом изучении, присылать с поля в соответствующие лаборатории по мере их накопления, не затягивая этого до конца полевого сезона.

Особо следует охарактеризовать полевую работу с материалами аэрофотосъемки, полевое дешифрирование аэроснимков, а также полевые аэровизуальные наблюдения.

В поле на всем протяжении маршрута, одновременно с описанием обнажений и другими геологическими наблюдениями, производится дешифрирование аэроснимков с проверкой всех элементов дешифрирования на местности. Во время полевой камеральной работы, при составлении полевой геологической карты, на основании выявленных дешифрирующих признаков производится дешифрирование участков, расположенных между пройденными маршрутами.

При правильной организации работ, т. е. когда имеются материалы предварительного камерального дешифрирования, маршруты располагаются таким образом, чтобы в первую очередь пересечь все выделенные на предварительной геологической карте характерные и опорные участки, на которых параллельно с непосредственными геологическими наблюдениями устанавливаются признаки для дешифрирования тех или иных явлений и объектов. Все эти данные записываются в определенном порядке в полевых дневниках и дополняются в течение всего полевого периода.

При систематическом сборе перечисленных выше сведений уже вскоре после начала полевых работ выявляется ряд более устойчивых признаков, пользуясь которыми можно с той или иной степенью точности, зависящей главным образом от дешифрируемости района,

производить дешифрирование площадей, расположенных между пройденными маршрутами. Степень устойчивости выделенных признаков должна проверяться в течение всего полевого сезона в маршрутах при изучении тех же явлений или объектов. В случае если предварительного камерального дешифрирования не производилось, оно должно быть проведено ускоренным темпом непосредственно в полевых условиях, после чего остальная работа проводится вышеописанным способом.

В полевых маршрутах, помимо данных дешифрирования, на аэроснимки с максимальной тщательностью накалываются все точки наблюдения и на оборотной стороне надписываются их номера, элементы залегания, барометрические отметки и др. Протягивание пластов и геологических границ на аэроснимках (отпечатанных на матовой бумаге) производится в поле тонко отточенными простыми и цветными карандашами.

Как на рабочие, так и на чистовые экземпляры фотосхем должны быть нанесены и закреплены тушью все опорные данные, необходимые для геологической карты, и в первую очередь номера обнажений, элементы залегания, точки нахождения флоры и фауны, места наземных фотоснимков, линии аэровизуальных маршрутов, точки, с которых сняты перспективные аэроснимки, высотные отметки, астропункты и геодезические знаки и другие необходимые данные.

При полевой камеральной обработке материалов вся площадь как вдоль пройденных маршрутов, так и в стороны от них (до границы, изученной соседними маршрутами) просматривается под стереоскопом.

Аэровизуальные наблюдения, производимые непосредственно с самолета или вертолета, имеют своей целью ускорить и дополнить исследования, выполняемые при наземных геологических работах.

Использование аэровизуальных наблюдений с самолета в общем комплексе геологических работ до последнего времени было весьма незначительным. Положение значительно образом меняется в настоящее время, когда для обслуживания геологов на смену самолету появился вертолет, открывающий очень большие возможности не только в отношении использования его как хорошего средства для собственно аэровизуальных наблюдений, но и вообще как средства производства комплексных геологических исследований одновременно с воздуха и на земле.

Особенно ценной является возможность использования вертолета в труднопроходимых районах, когда наряду с производством на протяжении дневного маршрута многочисленных посадок для непосредственного изучения на поверхности всех интересующих обнажений и других геологических объектов проводится изучение с воздуха всех промежуточных участков. Первые опыты использования вертолета нашими и зарубежными геологами показывают, что вертолет позволяет аэровизуальные и наземные геологические исследования объединить в единый производственный процесс, резко повышающий общее качество геологических исследований и до мини-

мума сокращающий непроизводительную затрату времени и физических сил на передвижение геолога между отдельными обнажениями. Все это в целом сильно сказывается на общей производительности работ.

Таким образом, внедрение вертолета в практику геологических исследований приводит к принципиально новой и несравненно более совершенной организации геологосъемочных и поисковых работ. При этом имеется в виду одновременно с визуальным изучением тех или иных объектов выявление их с помощью различных геофизических приборов, путем применения последних как с воздуха, так и при посадках на землю.

Очень большие перспективы открывает применение вертолета для аэрофотосъемки. С помощью вертолета можно производить плановое и перспективное воздушное фотографирование небольших участков на черно-белую и цветную или спектральнозональную пленку с различной высоты, в разных масштабах, в разнообразных условиях освещения и в различное время года. Полученные при этом аэроснимки позволяют производить геологическое дешифрирование таких геологических особенностей территории, которые на имеющихся сейчас аэроснимках совершенно не проявляются.

Независимо от того, применяется ли при аэровизуальных наблюдениях самолет или вертолет, вся полевая работа с ними выполняется в определенной последовательности: в начале полевых работ производятся обзорные полеты, затем выполняется основной объем более детальных систематических полетов и в конце полевых работ — контрольные и поверочные полеты.

По результатам всех проведенных в поле работ составляется отчет. Отчет, как отмечалось ранее, рекомендуется составлять максимально полным, с использованием всех данных. На основе этого отчета составляется краткий, так называемый полевой отчет объемом в 10—15 машинописных страниц.

**§ 121. Камеральный период.** Камеральный период охватывает время с осени по весну (4—5 месяцев) и завершается составлением окончательного отчета со всеми приложениями к нему.

В камеральный период изучается весь собранный коллекционный материал, обрабатываются и пополняются новыми данными дневники, завершается дешифрирование аэрофотоматериалов, уточняется полевая геологическая карта, карта полезных ископаемых и другие карты, составляется сводная стратиграфическая колонка и геологические разрезы к картам, составляется геологический отчет, который утверждается в установленном порядке и сдается в фонды.

Следует подчеркнуть необходимость тщательного окончательного дешифрирования в камеральных условиях с применением лабораторных приборов. В поле обычно для этого нет должных условий. К тому же в поле обычно дешифрирование ведется несколькими лицами; необходимо обобщение всех полученных данных, генеральный обзор их. При этом все геологические данные с аэроснимков и фотосхем переносятся на топографические карты.

Значительный объем работ представляет составление графического материала, прилагаемого к отчету (геологическая карта с разрезами, сводная стратиграфическая колонка, карта полезных ископаемых и шлихового опробования, карта фактического материала, схема геологической изученности, различные схемы и другие иллюстрации).

Важно заблаговременно организовать выполнение всех этих работ, чтобы они не запоздали по сравнению с составлением отчета.

*Геологическая карта* должна быть готова еще в конце полевого периода. В процессе камеральной обработки она лишь уточняется в отношении петрографических названий выделяемых на ней горных пород, возраста геологических образований и, возможно, некоторых границ, особенно после камерального дешифрирования аэроснимков. Окончательные данные переносятся на отчетную топографическую основу, специально подготовляемую путем разгрузки от некоторых несущественных топографических деталей. Переносу с полевой карты на отчетную не подлежат те геологические подразделения, которые имели подсобное значение, точки наблюдения и другие пометки рабочего порядка.

Геологическая карта должна быть увязана со всеми соседними составленными рукописными или опубликованными листами.

На геологической карте показывается распространение различных осадочных, вулканогенных и метаморфических образований, подразделенных на ярусы и свиты в соответствии с принятой легендой, с несогласиями стратиграфическим и тектоническими, а также площади развития интрузивных пород, разделенных на интрузивные комплексы различного возраста и различного петрографического состава, причем дайки и жилы могут наноситься вне масштаба с увеличением длины до 2 мм и сохранением простираения. Показываются ореолы контактового метаморфизма. Элементы залегания наносятся в количестве, достаточном для понимания геологической структуры. Изображаются стратозиогипсы опорных горизонтов по данным структурно-картировочного бурения, структурно-геологической съемки и геофизических исследований, если они имели место.

Буровые скважины на геологической карте указываются в виде двух кружков (см. прил. 3). В кружках указываются (цветом или штриховкой) стратиграфические подразделения, вскрытые скважиной; рядом помещаются индексы этих подразделений с черточками-указателями к соответствующему подразделению в кружке.

Континентальные четвертичные отложения с геологической карты по возможности снимаются. Сохраняются они в долинах крупных рек, в конусах выносов, в крупных озерных котловинах, на равнинах (аллювиальных и др.), особенно когда под рыхлым покровом не удастся установить строение коренных пород.

Индексы возраста геологических образований ставятся на каждой площади распространения того или иного образования, выделенного на карте и разрезе. В случае мелких площадей или узких полос индексы выносятся черточкой-указателем на соседние площади.

Линейные контуры, как правило, должны быть не уже 0,8—1 мм, мелкие контуры округлой формы не меньше 2—3 мм<sup>2</sup> по площади. Если несколько мелких контуров расположены близко друг от друга, допускается изображение их в обобщенном виде с учетом характера и формы залегания изображаемых на карте тел (линзы, апикальные части интрузий и т. д.).

Геологические образования, имеющие особое значение для понимания геологического строения района или оценки перспектив полезных ископаемых, но занимающие площади, недостаточные для изображения в масштабе карты, показываются вне масштаба; мало-мощные опорные горизонты и отдельные пласты изображаются с преувеличенной мощностью или тонкими цветными линиями, площадь же тел изометричной формы увеличивается до 2 мм<sup>2</sup>.

Дополнения: см. § 3—4 и прил. 1.

*Геологические разрезы* составляются в строгом соответствии с легендой карты. В случае малой мощности отложений допускается объединение на разрезе двух и более стратиграфических подразделений с обязательным внесением в легенду соответствующих дополнительных обозначений. Четвертичные отложения на разрезах снимаются в том случае, когда мощность их слишком мала для изображения в масштабе разреза.

Дополнения: см. § 6 и прил. 1.

*Сводная стратиграфическая колонка* составляется в произвольном, но более крупном масштабе, чем масштаб карты. В случае значительной изменчивости разреза надлежит составить две и более сводные колонки района.

Для стратиграфических подразделений, включающих в себя полезные ископаемые (каменный уголь, нефть, газы, воду и др.), или имеющих важное значение для решения общих геологических вопросов, необходимо составить дополнительные более детальные колонки в крупном масштабе и в таком количестве, чтобы дать картину изменчивости этих отложений по мощности и литологии.

Дополнения: см. § 5 и прил. 1.

*Карта полезных ископаемых* составляется в масштабе отчетной геологической карты в соответствии с имеющимися инструкциями. Она выполняется на основе геологической карты с полной геологической нагрузкой в более бледных тонах и должна давать полное представление о наличии и размещении известных месторождений и проявлениях полезных ископаемых.

На нее наносятся различные месторождения (как промышленные, так и непромышленные); проявления полезных ископаемых; шлиховые пробы и данные металлотрического, гидрохимического и других возможных видов опробования.

Карта полезных ископаемых, кроме фактического материала, должна содержать необходимые элементы прогноза.

Для облегчения отыскания на карте различных месторождений и проявлений полезных ископаемых, вся территория карты разделяется на квадраты прямоугольных координат (километровая сетка,

которая для масштаба 1 : 200 000 проводится через 10 км, т. е. через 5 см в масштабе карты). Горизонтальные ряды квадратов отмечаются у рамок листа римскими цифрами, а вертикальные колонки — арабскими.

Месторождения, нанесенные на карту, нумеруются слева направо по горизонтальным рядам квадратов, так что наименьшие номера располагаются в северо-западном углу карты, а наибольшие — в юго-восточном.

Обязательной для отчета является *геоморфологическая карта*. Она составляется на основе полевых наблюдений и дешифрирования аэрофотоматериалов (которые для этой цели имеют ничем не заменяемое значение) в том же масштабе, что и геологическая карта. Карта должна отображать главнейшие морфологические особенности рельефа, его происхождение и возраст.

*Карта четвертичных отложений*, обязательная лишь для районов, существенно сложенных четвертичными отложениями, составляется по стратиграфическому принципу, с выделением нижнего, среднего, верхнего и современного отделов, и должна, кроме возраста, отразить генезис и состав четвертичных отложений. Карта четвертичных отложений сопровождается сводной стратиграфической схемой, заменяющей стратиграфическую колонку, а также геолого-литологическим разрезом, причем допускается значительное преувеличение вертикального масштаба разрезов по отношению к горизонтальному (до 100 раз).

*Карта фактического материала* может быть составлена либо в масштабе отчетной карты, либо в более крупном (в том, в каком проводились полевые наблюдения) с разгрузкой от излишних деталей топографической основы. На нее наносятся: а) все точки наблюдений (независимо от их характера); б) линии маршрутов (можно разным цветом для разных исследователей); в) все описанные водопункты, если для них не составляется особая карта; г) места находок ископаемых остатков; д) геологические границы с возрастными индексами, но без раскраски или с бледной раскраской.

*Карта водопунктов* (при наличии значительного их количества) составляется на геологической основе отчетного масштаба, выполненной бледными тонами. На нее наносятся все обследованные водопункты с указанием: а) характера водопунктов (родник, колодец, скважина и т. п.); б) приуроченности к толщам пород, выделенных на геологической карте; в) гидрохимической характеристики.

*Текст отчета*. В геологическом отчете, представляемом в конце камерального периода, дается сводка и обобщение всех полевых и камеральных исследований. Отчет должен быть написан геологически и стилистически грамотно, не загромождаясь излишним материалом. Геологические выводы необходимо излагать ясно, кратко, достаточно обосновывая их фактическим материалом, без чего они недопустимы. Содержание отчета (объемом не более 150—250 стр.), рубрикация его определяется соответствующими инструкциями по организации и проведению геологосъемочных работ и включает

следующие главы текста: 1) введение; 2) геологическая изученность; 3) стратиграфия; 4) интрузивные образования; 5) тектоника; 6) геоморфология; 7) полезные ископаемые; 8) подземные воды; 9) оценка перспектив района; 10) литература.

1. *Введение.* Административное положение района. Географическая специфика района (тайга, тундра, пустыня и др.).

Характер рельефа, степень его пересеченности, абсолютные и относительные отметки долин и водоразделов, особенности речной сети, облаженность, климат, растительность, население, экономические особенности района и состояние горной промышленности, пути сообщения.

2. *Геологическая изученность района.* Приводится краткий обзор, в хронологический последовательности, результатов всех видов геологических работ, проводившихся в районе, а в некоторых случаях — и в сопредельных с ним местах. Отмечается все принципиально новое, внесенное каждой работой в изучение геологического строения и полезных ископаемых района. Прилагается схема геологической изученности произвольного масштаба по состоянию на дату составления отчета.

3. *Стратиграфия.* Систематизированное описание всех развитых в районе осадочных, метаморфических и вулканических образований, начиная с древнейших и заканчивая четвертичными. В зависимости от наличия разновозрастных толщ и степени расчлененности стратиграфического разреза, описание может быть разделено по системам, отделам и более дробным стратиграфическим подразделениям. Для каждого подразделения приводятся: сжатая, но достаточная литологическая характеристика; список главнейшей фауны и флоры с указанием мест их нахождения; фактическое обоснование цифр мощности, возраста, фацциальных различий, а также всех перерывов и угловых несогласий. Особенно тщательно характеризуются слои, содержащие полезные ископаемые, опорные (маркирующие) слои и те граничные поверхности между свитами, которые в поле при картировании являлись руководящими. Обязательно приводится описание тех обнажений, которые послужили основанием для главных выводов по стратиграфии. В частности, необходимо дать описание и зарисовки выходов, характеризующих взаимоотношения выделенных на карте стратиграфических подразделений.

Сложные и детально расчлененные стратиграфические разрезы необходимо иллюстрировать колонкой нормального разреза с указанием всех перерывов в отложении, угловых несогласий в напластовании. Магматические (вулканические) образования, синхронные с осадочными породами (лавы, туфы и т. п.), а также метаморфические свиты включаются в колонку нормального разреза с приведением петрографической характеристики. Цифры абсолютного возраста горных пород необходимо сопровождать исходными аналитическими данными.

4. *Интрузивные образования.* Описание ведется в порядке возрастной последовательности их образования, по разновозрастным интрузивным комплексам. Для каждого комплекса дается перечень интрузивных тел, к нему относящихся, и характеристика каждого из них (при значительном однообразии допускается описание по группам интрузивных тел).

Для каждой интрузии приводятся форма и размеры, положение в геологической структуре района, подробно описываются все петрографические разновидности пород, их пространственное размещение и взаимоотношения друг с другом (в том числе и жильных пород), а также контактовые изменения.

После описания отдельных интрузивных тел приводится общая характеристика интрузивного комплекса: обоснование возраста, общая петрографическая и химическая характеристика, пространственное их распространение и закономерности в распределении (приуроченности к тектоническим структурам), а также кратко характеризуется рудоносность.

5. *Тектоника.* Приводится общая характеристика тектоники района с выделением тектонических зон, если они намечаются, и с описанием форм тектонических нарушений — складок, разрывов, а также кливажа, трещин отдельности, тектонитов и др. На основании всего приведенного фактического материала

даются выводы о последовательности тектонических процессов, их характере, о направлении перемещения масс, о связи тектоники с вулканизмом и др. Здесь же излагаются результаты изучения тектоники интрузивов (если оно производилось).

Описание тектоники сопровождается разрезами, зарисовками, схемами и т. п. Для тектоники сложных районов необходимо давать строго в рамках исследованной площади тектоническую схему масштаба 1 : 500 000 (или 1 : 1 000 000), на которой должны быть показаны все описанные структуры.

6. *Геоморфология.* Дается общая геоморфологическая характеристика района и устанавливаются основные типы рельефа, излагаются сведения о террасах. Отмечается, какое влияние на эрозионные процессы оказывают состав пород и тектоника района. Приводятся данные о возрасте рельефа (по отдельным элементам и типам), а также соображения, позволяющие сделать вывод о последовательности и времени основных этапов формирования изучаемого рельефа. Дается краткая характеристика современных физико-географических процессов, если они создают резкие особенности ландшафта, например деятельность моря, развитие оползней, заболачивание и т. п., указывается значение этих факторов в народном хозяйстве района. Излагаются история развития рельефа и гидрографической сети района, сведения и выводы о новейших тектонических движениях, о связанных с ними землетрясениях. При наличии в районе полезных ископаемых, связанных с рыхлыми отложениями, обязательно приводятся геоморфологические факторы, влияющие на образование и концентрацию в них полезных ископаемых.

7. *Полезные ископаемые.* Приводятся общие сведения о полезных ископаемых — их размещение на территории исследования, возраст и тип месторождений, характеристика отдельных видов полезных ископаемых, краткая характеристика проявлений минерального сырья и описание россыпных месторождений.

В заключение приводятся выводы о важнейших факторах контроля месторождений данного полезного ископаемого — роль литологических, тектонических, магматических факторов, а также метаморфизма в локализации эндогенных руд; роль палеогеографической обстановки в образовании экзогенных месторождений; роль геоморфологических факторов в образовании россыпей.

8. *Подземные воды.* Дается общая характеристика водности пород, слагающих территорию района, а также сведения о глубинах залегания, качестве вод различных горизонтов, о дебитах источников и других водопунктов, о многолетней мерзлоте, об обеспеченности водой существующих или проектируемых промышленных предприятий, сельскохозяйственного и местного населения. Эту главу желательно сопровождать схематической картой распространения основных водоносных комплексов в м-бе 1 : 500 000.

Для экономически освоенных районов или районов экономически осваиваемых (особенно в районах с намеченным крупным строительством) составляется глава «Инженерно-геологическая характеристика района», в которой освещаются данные по инженерной геологии.

9. *Оценка перспектив района.* Здесь дается четкая и обоснованная оценка перспектив района, в первую очередь исходя из установленных геологических факторов — благоприятной или неблагоприятной вмещающей среды, структуры, глубины эрозионного среза, типов месторождений и т. п. При оценке перспектив района учитываются степень его изученности, все имеющиеся данные об ореолах рассеяния и проявлениях полезных ископаемых, о разведанных и эксплуатируемых месторождениях, а также сходство изученного района с другими, где уже разведаны подобные месторождения. Приводятся поисковые признаки, в том числе и для скрытых («слепых») месторождений.

При оценке перспектив района, кроме того, должны учитываться и экономические факторы (географическое положение района, транспортные условия, обеспеченность района топливом, строительными материалами, водой, глубина залегания и горнотехнические условия разработки полезного ископаемого и т. п.), а также ценность того или иного минерального сырья и его значение для народного хозяйства в настоящем и будущем.

Эта глава иллюстрируется внутритекстовой картой (оценочно-перспективной или прогнозной) в м-бе 1 : 500 000. На карте показываются: 1) участки,

рекомендуемые для постановки первоочередных более детальных геологических съемок, геофизических работ, их виды и масштабы; 2) участки речной сети для детального шлихового или иного опробования.

10. *Литература.* Список литературы дается отдельно для печатных и фондовых материалов, на которые делаются ссылки в объяснительной записке.

В тексте отчета могут быть даны: литолого-палеографическая, тектоническая и геоморфологическая схемы (строго в границах геологической карты), геофизическая карта масштаба 1 : 500 000 и карты, характеризующие глубинное геологическое строение листа (карты со снятым покровом молодых отложений, карты срезом и др.), а также отдельные характерные разрезы, стратиграфические колонки наиболее интересных или важных в практическом отношении толщ, корреляционные схемы, детальные геологические карты точки рудных полей и отдельных месторождений и другой иллюстративный материал, относящийся к территории описываемого листа.

К отчету прилагаются аннотация, оглавление, список использованных (литературных и фондовых) материалов, опись чертежей и карт. Геофизические материалы прилагаются согласно соответствующим инструкциям.

*Сдача отчета и всех материалов по работе.* Отчет (а также все карты и другие приложения) подписывается начальником партии (если в составлении отчета и карт принимали участие и другие работники в качестве авторов, соответствующие документы должны быть подписаны и ими) и сдается в производственный отдел в четырех экземплярах, а затем направляется на рецензию. Отчет должен иметь не менее двух рецензий сотрудников научных или производственных организаций.

По получении рецензий, производственный отдел представляет отчет главному геологу и главному инженеру Управления, которые после проверки отчета и ознакомления с рецензиями выносят рассмотрение отчета на заседание Научно-технического совета Управления или Ученого совета института, производившего работы, где отчет оценивается и утверждается.

После утверждения отчета начальник партии сдает по акту Управлению на хранение все использованные и ненужные для дальнейшей работы материалы: коллекции, шлифы, дубликаты проб, шлихи и др. Особо сдается полевая письменная документация: полевые дневники (или их копии), полевые журналы шлихового, металлометрического, гидрогеологического и иных видов опробования, журналы измерения природной радиоактивности пород, зарисовки и документация горных выработок и скважин.

Сам отчет сдается начальником партии в геологические фонды той организации, которая производила работы, с приложением протокола Научно-технического совета и рецензий, другие три экземпляра отчета в обязательном порядке направляются: 1) во Всесоюзный геологический фонд, 2) в территориальный геологический фонд, 3) в фонд Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ).

§ 122. Некоторые особенности организации работ по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). Изложенные выше положения по организации геологической съемки отражают главным образом требования к хорошо определенвшейся съемке масштаба 1 : 200 000 (1 : 100 000), которые стали представлять собой как бы эталон (Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 100 000, 1955 г.), в соответствии с которым составлялись все инструкции по ведению геологической съемки различных масштабов, в том числе и инструкции по проведению учебных геологических практик различных вузов нашей страны.

Мало чем отличались по существу от них и положения, которые заключала в себе «Инструкция по производству и организации геологосъемочных работ масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000», изданная в 1956 г.

В последнем десятилетии наблюдался неуклонный, из года в год все возрастающий рост объемов геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000), и в настоящее время эти работы представляют важнейший вид регионального геологического изучения территории СССР. Поэтому все более очевидной становилась необходимость в уточнении и дополнении требований к организации, содержанию и порядку проведения геологических съемок этого масштаба с учетом геологических и физико-географических условий изучаемых территорий.

Выражением этих требований и явились «Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)», изданные в 1968 г. (см. § 9), основные особенности которых рассматриваются ниже.

В отличие от деления районов съемки на «закрытые» и «открытые» в прежней инструкции, «Основные положения» вводят деление районов на различные типы в зависимости от сочетания трех комплексов геологического разреза, понятие о которых специально устанавливается:

а) *четвертичный комплекс* — недислоцированные осадочные четвертичные образования;

б) *покровный комплекс* — недислоцированные или слабо дислоцированные вулканогенные (в том числе четвертичные) или осадочные породы и прорывающие их интрузивные тела в областях завершенной складчатости и покровах древних и молодых платформ, обнаженные на поверхности или перекрытые четвертичным комплексом;

в) *складчатый комплекс* — дислоцированные осадочные, вулканогенные и метаморфические породы и прорывающие их интрузии, обнаженные на поверхности или перекрытые в различных сочетаниях породами четвертичного и покровного комплексов.

По наличию одного, двух или трех комплексов в пределах глубины изучения, установленной для данной территории, районы проведения геологосъемочных работ разделяются соответственно на

одно-, двух- и трехъярусные. При этом четвертичный комплекс в качестве самостоятельного яруса не учитывается, когда:

а) состав и границы геологических тел дочетвертичных образований могут быть установлены с необходимой точностью и детальностью по коренным выходам и элювиально-делювиальным высыпкам с применением легких горных выработок, дешифрированием аэрофотоснимков, геофизических, геоботанических и других методов исследования;

б) площади распространения четвертичных отложений, не позволяющих выполнить требования п. «а» (аллювиальные, моренные и др.), невелики и допускают применение интерполяции.

Различные сочетания перечисленных комплексов дают районы одно-, двух- и трехъярусного строения. С учетом глубины изучения, ограничивающей количество ярусов и определяемой из экономических соображений рентабельности поисков, разведки и эксплуатации полезных ископаемых на определенных глубинах, возможны семь типов районов проведения геологосъемочных работ (см. таблицу). Влияние глубины изучения на отнесение района к определенному типу показано на рис. 109.

Типы районов проведения геологосъемочных работ

| Типы районов | Комплекс     |           |            |
|--------------|--------------|-----------|------------|
|              | четвертичный | покровный | складчатый |
| Одноярусные  |              |           |            |
| I            | +            | -         | -          |
| II           | -            | +         | -          |
| III          | -            | -         | +          |
| Двухъярусные |              |           |            |
| IV           | +            | +         | -          |
| V            | +            | -         | +          |
| VI           | -            | +         | +          |
| Трехъярусный |              |           |            |
| VII          | +            | +         | +          |

Примечание. Plusом отмечено присутствие, а минусом — отсутствие комплекса в пределах глубины изучения.

В зависимости от типа района геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000) должен предшествовать определенный комплекс геофизических работ, а в некоторых случаях и структурно-профильное бурение, задаваемое по данным геофизических работ. Характер этих работ определяется в порайонных «Технико-методических требованиях».

Характер подготовительных работ различен в зависимости от типа района. Подготовительный период увеличен. Продолжительность его определяется объемом материалов, имеющихся по району, но не должна превышать одного года. Составляются различные карты и схемы для каждого яруса.

Последовательность проведения различных видов исследований при геологосъемочных работах определяется проектом на основе рекомендаций порайонных «Технико-методических требований».

При геологических съемках масштаба 1 : 50 000 положение границ на местности определяется с точностью не менее 200 м.

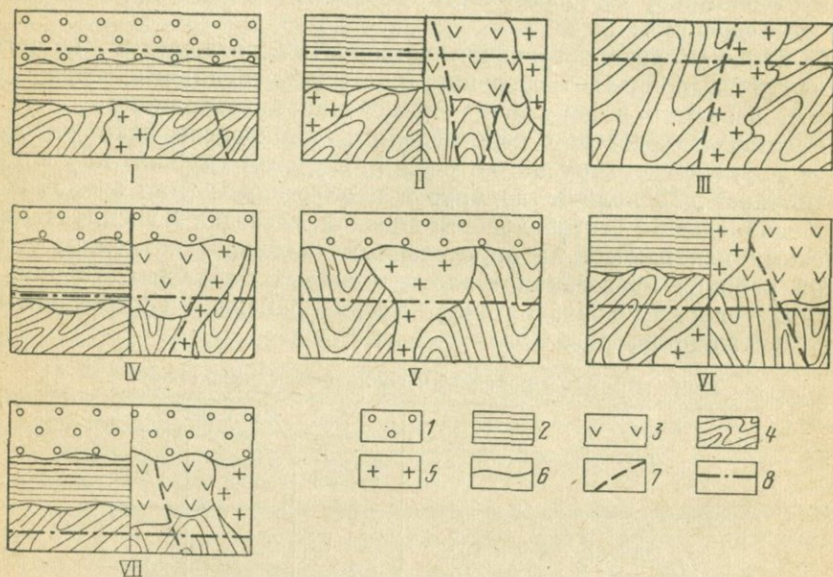


Рис. 109. Типы районов проведения геологосъемочных работ (по Бурде).

I—VII — по таблице.

Комплексы: 1 — четвертичный; 2 — покровный (осадочный); 3 — покровный (вулканогенный); 4 — складчатый; 5 — интрузивный; 6 — границы ярусов; 7 — разрывные нарушения; 8 — граница глубины изучения района

Граница между различными геологическими телами считается установленной, если она:

- наблюдалась непосредственно в обнажении;
- находилась между двумя естественными или искусственными обнажениями, удаленными друг от друга не более чем на 200 м;
- установлена с точностью не менее 100 м на местности дешифрированием аэрофотоснимков, геофизическими, геохимическими или другими методами.

Границы основных стратиграфических подразделений (ярусов, свит, толщ и др.), интрузивных тел, маркирующие горизонты, выражающиеся в масштабе карты, тела полезных ископаемых и главные разрывные нарушения считаются прослеженными по простиранию, если они:

- установлены прямыми геологическими наблюдениями в коренном залегании на всем протяжении границы, тела или разрыва;

б) прослежены маршрутами по простиранию с наблюдениями по элювиально-делювиальным высыпкам (при выполнении требований, изложенных в начале пункта) на участках, находящихся на расстоянии до 1—1,5 км друг от друга в районах с устойчивым простиранием пород и 0,3—0,5 км в районах с неустойчивым простиранием;

в) отдешифрированы на аэроснимках;

г) установлены по геофизическим, геоботаническим или другим данным. В последних двух случаях эти границы должны быть подтверждены наблюдениями на отдельных наиболее доступных для наблюдения участках.

Границы по точности установления разделяются на достоверные (удовлетворяют условиям, изложенным в данном пункте выше) и предполагаемые.

Геологическая карта поверхности составляется обычными методами. Геологическая карта нижних ярусов в районах двух- и трех-ярусного строения составляется по данным горных и буровых работ, геофизических и геоморфологических исследований, дешифрирования аэрофотоснимков.

Увязка геологических карт нижних ярусов смежных площадей в многоярусных районах и карт глубинных горизонтов одноярусных районов выполняется в камеральный период в результате обработки всех геофизических материалов и данных бурения скважин.

Все это приводит к объемности изучения геологического строения района.

Текст отчета должен содержать следующие обязательные разделы:

а) введение; б) изученность района; в) методика полевых работ; г) геологическое строение района (страгиграфия, литология, интрузивные породы, коры выветривания, метаморфизм, тектоника); д) геоморфология; е) гидрогеология и (для районов строительства и сельскохозяйственного освоения) инженерная геология; ж) полезные ископаемые; з) закономерности размещения полезных ископаемых и общая прогнозная оценка перспектив района; и) заключение.

Объем текста не более 200—250 машинописных страниц.

К тексту прилагается фактический материал, обосновывающий данные, приведенные в отчете.

Геофизические материалы прикладываются согласно требованиям инструкций по геофизическим работам.

Существенно новым является приложение, помимо карты полезных ископаемых, карты закономерностей размещения полезных ископаемых и прогноза.

В «Основных положениях» приводится ориентировочный список специальных карт и схем, которые могут быть составлены в различных случаях. Список содержит около 50 наименований (различные карты и схемы геологические, геофизические и поисковых признаков).

§ 123. О картировании масштаба 1 : 10 000 и крупнее. Съемки масштаба 1 : 10 000 и крупнее (1 : 5 000, 1 : 2 000 и т. д.), являясь

детальными, в отличие от геологических съемок более мелких масштабов проводятся в окрестностях (или районах) расположения месторождений полезных ископаемых, а также в районах инженерно-геологических изысканий, строительных работ и изысканий по водоснабжению и мелиорации. Эти съемки являются специализированными, т. е. направленными на решение конкретных задач, вытекающих из генетических особенностей и условий залегания полезных ископаемых, или иных вопросов, подлежащих решению. В связи с этим некоторые исследования, осуществляемые в комплексе работ более мелких масштабов, здесь могут быть опущены.

Детальные съемки масштаба 1 : 10 000 и крупнее дают основу как для рационального направления разведочных работ, так и для подсчета запасов полезных ископаемых, разработки проектов эксплуатации, ведения горно-подготовительных и эксплуатационных работ на месторождениях. Они составляют основное содержание так называемой рудничной геологии. Здесь особое значение получает развитие объемных представлений о геологическом строении изучаемого участка. Поэтому при этих съемках составляются в большом количестве различные разрезы, погоризонтные планы и зарисовки, а также строятся блок-диаграммы и модели месторождений.

Особое значение для них приобретает использование данных разведочных работ: канав, шурфов, буровых скважин и подземных горных выработок.

В методике и технике проведения съемочных работ масштаба 1 : 10 000 и крупнее появляется помимо общих приемов, рассмотренных ранее, много специфических особенностей, которые рассматриваются в курсах «Методика поисково-разведочного дела», «Рудничная геология», «Структура рудных полей» и т. п.

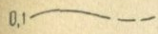
## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

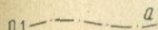
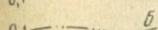
| Группа (эра) |        | Система (период) |        |                        | Отдел (эпоха)  |  |
|--------------|--------|------------------|--------|------------------------|--|--|
| Название     | Индекс | Название         | Индекс | Цвет                   | Название   | Индекс   |
| Кайнозой     | KZ     | Четвертичная     | Q      | Желтовато-серый        | Современный<br>Верхнечетвертичный<br>Среднечетвертичный<br>Нижнечетвертичный | Q <sub>IV</sub><br>Q <sub>III</sub><br>Q <sub>II</sub><br>Q <sub>I</sub> |
|              |        | Неогеновая       | N      | Желтый                 | Плиоцен<br>Миоцен  | N <sub>2</sub><br>N <sub>1</sub>   |
|              |        | Палеогеновая     | P      | Оранжево-желтый        | Олигоцен<br>Эоцен<br>Палеоцен  | P <sub>3</sub><br>P <sub>2</sub><br>P <sub>1</sub>                       |
| Мезозой      | MZ     | Меловая          | K      | Зеленый                | Верхний<br>Нижний  | K <sub>2</sub><br>K <sub>1</sub>   |
|              |        | Юрская           | J      | Синий                  | Верхний<br>Средний<br>Нижний   | J <sub>3</sub><br>J <sub>2</sub><br>J <sub>1</sub>                       |
|              |        | Триасовая        | T      | Фиолетовый             | Верхний<br>Средний<br>Нижний   | T <sub>3</sub><br>T <sub>2</sub><br>T <sub>1</sub>                       |
| Палеозой     | PZ     | Пермская         | P      | Оранжево-коричневый    | Верхний<br>Нижний  | P <sub>2</sub><br>P <sub>1</sub>   |
|              |        | Каменно-угольная | C      | Серый                  | Верхний<br>Средний<br>Нижний   | C <sub>3</sub><br>C <sub>2</sub><br>C <sub>1</sub>                       |
|              |        | Девонская        | D      | Коричневый             | Верхний<br>Средний<br>Нижний   | D <sub>3</sub><br>D <sub>2</sub><br>D <sub>1</sub>                       |
|              |        | Силурийская      | S      | Серо-зеленый (светлый) | Верхний<br>Нижний  | S <sub>2</sub><br>S <sub>1</sub>   |
|              |        | Ордовикская      | O      | Оливковый              | Верхний<br>Средний<br>Нижний   | O <sub>3</sub><br>O <sub>2</sub><br>O <sub>1</sub>                       |
|              |        | Кембрийская      | Є      | Сине-зеленый (темный)  | Верхний<br>Средний<br>Нижний   | Є <sub>3</sub><br>Є <sub>2</sub><br>Є <sub>1</sub>                       |

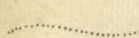
| Группа (эра) |        | Система (период)   |        |                  | Отдел (эпоха) |        |
|--------------|--------|--|--------|------------------|---------------|--------|
| Название     | Индекс | Название   | Индекс | Цвет             | Название      | Индекс |
| Протерозой   | PR     | Общепринятых подразделений нет. Чаще разделяется на верхний протерозой PR <sub>2</sub> и нижний протерозой PR <sub>1</sub> |        | Розовый          |               |        |
| Архей        | AR     | Общепринятых подразделений нет   |        | Сиренево-розовый |               |        |


Примечание. Докембрийские нерасчлененные образования обозначаются индексом PG.

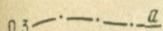
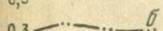
**УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ РАЗЛИЧНОГО СОДЕРЖАНИЯ**


0,1  Границы между разновозрастными образованиями достоверные и предполагаемые

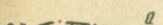
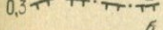
0,1    
 0,1  Границы между разновозрастными образованиями, скрытые под более молодыми образованиями: а) достоверные, б) предполагаемые


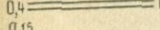
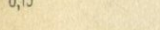
 Границы фациальных и литологических подразделений одного и того же возраста


0,3  Тектонические контакты достоверные и предполагаемые

0,5    
 0,3  Тектонические контакты, скрытые под более молодыми образованиями: а) достоверные, б) предполагаемые







0,3  Тектонические контакты с указанием направления падения поверхности сместителя достоверные и предполагаемые

0,3    
 0,3  Тектонические контакты с указанием направления падения поверхности сместителя, скрытые под более молодыми образованиями: а) достоверные, б) предполагаемые

0,15    
 0,4    
 0,15  0,7 Линии долгоживущих разломов

0,2  Разрывы без смещения горных пород

Места находок ископаемых остатков

-  простейших
-  беспозвоночных
-  позвоночных
-  листовой флоры
-  спор и пыльцы
-  Археологические находки

|                            |   |   |
|----------------------------|---|---|
| Элементы залегания пластов |   | Вертикальные  |
|                            |   | Наклонные   |
|                            |   | Опрокинутые   |
|                            |   | Пологие (до 2°)   |
|                            |   | Горизонтальные  |
|                            |   | Преобладающие наклонные   |
|                            |   | Наклонное расположение кливажа  |
|                            | ---   | Вертикальное расположение кливажа   |
| Линии течения              |   | Горизонтальные (0—9°)   |
|                            |   | Наклонные (10—79°)  |
|                            |   | Вертикальные (80—90°)   |
| Первичная пологость        |   | Горизонтальная (0—9°)   |
|                            |   | Наклонная (10—79°)  |
|                            |   | Вертикальная (80—90°)   |
| Первичные трещины          |   | Горизонтальные (0—9°)   |
|                            |   | Наклонные (10—79°)  |
|                            |   | Вертикальные (80—90°)   |
|                            | Место взятия пробы на абсолютный возраст и ее номер |   |
|                            | Буровые скважины на карте                           |   |
|                            |   | Буровые скважины на разрезе: а) спроектированные на плоскость разреза, б) лежащие в плоскости разреза |

**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ  
И ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ**

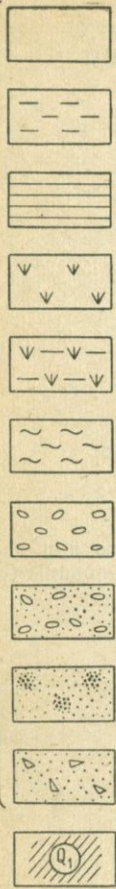
|                      |  |                                  |
|----------------------|--|----------------------------------|
| вулканические породы |  | кислого состава                  |
|                      |  | среднего состава                 |
|                      |  | основного состава                |
|                      |  | щелочного состава                |
|                      |  | разного состава (нерасчлененные) |

Примечание. Знаки левой половины предназначены для изображения толщ, сложенных преимущественно лавами, правой половины (с точками) для толщ, сложенных преимущественно туфами.

|                  |  |             |
|------------------|--|-------------|
| глубинные породы |  | Граниты     |
|                  |  | Диориты     |
|                  |  | Сиениты     |
|                  |  | Габброиды   |
|                  |  | Гипербазиты |

Примечание. Эти знаки употребляются при необходимости изобразить петрографическую неоднородность внутреннего строения интрузивов, например, отделить внутри одновозрастного массива граниты от диоритов. Для обозначения промежуточных разновидностей пород используются комбинации смежных знаков, например, +x — гранодиориты, xz — монцититы.

Гематические типы четвертичных отложений



Речные

Озерно-речные

Озерные

Органогенные (болотные)

Озерно-болотные

Морские

Ледниковые

Водно-ледниковые

Эоловые

Проллювиальные, делювиальные, делювиально-пролювиальные

Кора выветривания и ее возраст

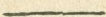



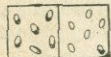

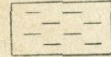
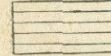
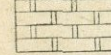
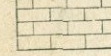
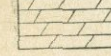

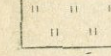
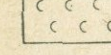

Основные индексы  
магматических пород

|                     |                      |
|---------------------|----------------------|
| Граниты             | $\gamma$ (гамма)     |
| Диориты             | $\delta$ (дельта)    |
| Сиениты             | $\epsilon$ (кси)     |
| Габбро              | $\nu$ (ни)           |
| Гипербазиты         | $\sigma$ (сигма)     |
| Перидотиты          | $\upsilon$ (ипсилон) |
| Анортозиты          | $\phi$ (тэта)        |
| Липариты            | $\lambda$ (лямбда)   |
| Андезиты            | $\alpha$ (альфа)     |
| Дациты              | $\zeta$ (дзета)      |
| Трахиты             | $\tau$ (тау)         |
| Базальты            | $\beta$ (бета)       |
| Фоолиты             | $\Phi$ (фи)          |
| Пикриты, кимберлиты | $\iota$ (йота)       |

Для отражения щелочного характера магматической породы к основному ее индексу — греческой букве, слева от последней, добавляется  $\epsilon$  (эпсилон), например:  $\epsilon\xi$  — щелочной сиенит,  $\epsilon\gamma$  — щелочной гранит.

Интрузивные и эффузивные породы промежуточного состава обозначаются индексом, состоящим из двух букв, например:  $\gamma\delta$  — гранодиорит,  $\upsilon\delta$  — монцонит.

**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ  
СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОЛОНОК**

|   |  |
|---|--|
|    | Граница согласного залегания                                     |
|    | Граница углового несогласия                                      |
|    | Граница несогласного стратиграфического залегания                |
|    | Граница залегания на неровной (с карманами) поверхности          |
|    | Конгломераты (слева) и галечники (справа)                        |
|    | Песчаники (слева) и пески (справа)                               |
|    | Глины  |
|    | Аргиллиты (глинистые сланцы)                                     |
|    | Карбонатные породы (без подразделения)                           |
|    | Известняки   |
|   | Доломиты   |
|  | Мергели  |
|  | Кремнистые породы (яшмы, опоки, диатомиты)                       |
|  | Галогенные породы (каменная, калийная и другие соли, гипс и пр.) |
|  | Уголь (слева) и рудные осадочные полезные ископаемые (справа)    |

## СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. МГУ, 1966.
- Б е л о у с о в В. В. Структурная геология, II изд. ЛГУ, 1971.
- Б о т в и н к и н а Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Тр. ГИН АН СССР, вып. 119, 1965.
- Б у я л о в Н. И. Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. Гостоптехиздат, 1955.
- Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000. М., изд-во «Недра», 1969.
- Инструкция по составлению и подготовке к изданию геологической карты масштаба 1 : 50 000. Госгеолтехиздат, 1962.
- К о с ы г и н Ю. А. Тектоника. М., изд-во «Недра», 1969.
- Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Сб. под редакцией В. А. Николаева. Госгеолтехиздат, 1957.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 1. Геологическая съемка в районах развития осадочных пород. М., изд-во «Недра», 1969; выпуск 2. Геологическая съемка вулканогенных образований. Изд-во «Недра», 1971.
- Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). М., изд-во «Недра», 1968.
- П е т р у с е в и ч М. Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. Госгеолтехиздат, 1962.
- С и т т е р Л. У. де. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- С о к р а т о в Г. И. О так называемом законе Вальтера в формировании слоистых осадочных отложений и его русской предыстории. Зап. ЛГИ, т. XV—XVI, 1949.
- Справочник по тектонической терминологии. М., изд-во «Недра», 1970.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Т е т я е в М. М. Основы геотектоники. Изд. 2-е. Госгеолиздат, 1941.
- Х а и н В. Е. Общая геотектоника. М., изд-во «Недра», 1964.
- Х и л л с Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., изд-во «Недра», 1967.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

### ВВЕДЕНИЕ

|  |    |
|--|----|
| <i>Глава I. Задачи и значение структурной геологии и геологического картирования</i> . . . . .   | 5  |
| § 1. Задачи курса (5). § 2. Значение курса и его связь со смежными дисциплинами (6).   |    |
| <i>Глава II. Геологическая картография</i> . . . . .   | 7  |
| § 3. Геологическая карта (7). § 4. Условные обозначения (7).<br>§ 5. Стратиграфическая колонка (8). § 6. Геологические разрезы (9).<br>§ 7. Типы геологических карт (10). § 8. Виды геологических карт (11).<br>§ 9. Развитие геологического картирования в нашей стране и ее геологическая изученность (13) |    |
| <i>Глава III. Применение аэрогеологических методов при геологическом картировании</i> . . . . .  | 18 |
| § 10. Значение аэрогеологических методов (18). § 11. Виды аэрофотоматериалов (19).<br>§ 12. Свойства аэрофотоснимков (20). § 13. Общие принципы геологического дешифрирования (22).<br>§ 14. Цветные и спектрзональные аэроснимки (24). § 15. Радиолокационные аэроснимки (25)                               |    |
| <i>Глава IV. Применение геофизических методов при геологическом картировании</i> . . . . .   | 26 |
| § 16. Структурная геофизика (26). § 17. Геофизические аномалии (26).<br>§ 18. Геофизическая информация (26). § 19. Построение геофизических графиков (27).<br>§ 20. Построение геофизических карт (27)   |    |

### СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

|   |    |
|---|----|
| <i>Глава V. Слоистые структуры осадочных отложений</i> . . . . .  | 28 |
| § 21. Основные элементы слоистости осадочных отложений (28).<br>§ 22. Условия формирования слоистой текстуры осадочных пород (31).<br>§ 23. Условия формирования слоистой текстуры осадочных толщ (39).<br>§ 24. Особые формы первичного залегания осадочных пород — известняковые рифы (45).<br>§ 25. Условия распределения мощностей и состава осадочных отложений (45).<br>§ 26. Поверхности напластования и их особенности (46) |    |

§ 27. Условия возникновения несогласий (48). § 28. Параллельные несогласия (48). § 29. Угловые несогласия (49). § 30. Строение поверхности стратиграфического несогласия (51). § 31. Некоторые структурные особенности, связанные со стратиграфическими несогласиями (51). § 32. Изображение на аэроснимках стратиграфических несогласий; особенности их дешифрирования (52). § 33. Установление стратиграфических несогласий (52)

## Глава VII. Горизонтальное залегание слоев

53

§ 34. Характеристика и изображение горизонтально залегающих слоев на геологической карте (53). § 35. Изображение горизонтально залегающих слоев на аэрофотоснимках; особенности их дешифрирования (53). § 36. Измерение мощности горизонтально залегающих слоев; построение разрезов (54)

## Глава VIII. Наклонное залегание слоев

55

§ 37. Краткая характеристика наклонного залегания (55). § 38. Прямое, или непосредственное измерение элементов залегания горным компасом (56). § 39. Косвенные измерения элементов залегания (59). § 40. Определение угла наклона пласта в косом сечении разреза и угла падения в разрезах с увеличенным вертикальным масштабом (62). § 41. Определение истинной мощности слоев (63). § 42. Построение выхода наклонного пласта в зависимости от рельефа (65). § 43. Изображение наклонно залегающих слоев на геологической карте и разрезах (71). § 44. Изображение наклонно залегающих слоев на аэрофотоснимках (72)

## Глава IX. Основные элементы физики и механики деформаций горных пород

74

§ 45. Деформации и напряжения (74). § 46. Напряженное состояние деформируемых тел (77). § 47. Общий процесс деформации и ее формы (80). § 48. Формы разрывных деформаций (83)

## Глава X. Складчатые формы залегания слоев

85

§ 49. Складки и их элементы (85). § 50. Морфологическая классификация складок (85). § 51. Флексуры (90). § 52. Дисгармоничность в складчатых структурах. Складки волочения (92). § 53. Солинные купола и диапировые структуры (93). § 54. Складчатый комплекс и его элементы (97). § 55. Складки разных порядков (100). § 56. Генетическая классификация складок (104). § 57. Изображение складок на аэрофотоснимках (109). § 58. Изображение складок на геологических картах. Структурные карты и их построение (109). § 59. Связь между горизонтальным и вертикальным срезами в складчатой структуре (113). § 60. Основные принципы построения геологических разрезов складчатых структур. Построение блокдиаграмм (116)

## Глава XI. Разрывы в горных породах без смещений — трещины

127

§ 61. Общая характеристика трещин, их классификация (127). § 62. Нетектонические трещины (129). § 63. Тектонические трещины (131). § 64. Кливаж (132). § 65. Полевые наблюдения над трещиноватостью в горных породах. Методы графического изображения замеров трещин (138). § 66. Изображение трещин на аэрофотоснимках (140)

## Глава XII. Разрывы в горных породах со смещением

140

§ 67. Общая характеристика и классификация разрывов (140). § 68. Сбросы и взбросы (141). § 69. Сдвиги (153). § 70. Раздвиги (157). § 71. Надвиги и покровы (157). § 72. Глубинные разломы и связанные с ними структуры (162). § 73. Некоторые особенности

построения разрезов с разрывными смещениями (164). § 74. Изображение разрывов со смещениями на аэрофотоснимках (165)

|  |     |
|--|-----|
| <i>Глава XIII. Нетектонические дислокации</i> . . . . .  | 166 |
| § 75. Дислокации под воздействием силы тяжести (166). § 76. Дислокации, связанные с уплотнением, изменением объема, облеканием, выжиманием, заполнением трещин (167). § 77. Действие ледников и многолетней мерзлоты (168)   |     |
| <i>Глава XIV. Формы залегания эффузивных пород</i> . . . . .   | 169 |
| § 78. Условия образования и формы залегания (169). § 79. Стратиграфическое расчленение вулканогенных отложений. Фациальный анализ их (172). § 80. Изображение эффузивных пород на аэрофотоснимках (174)  |     |
| <i>Глава XV. Формы залегания интрузивных пород</i> . . . . .   | 174 |
| § 81. Формы интрузивных тел (174). § 82. Элементы внутренней структуры интрузивных тел (182). § 83. Расслоенность интрузивов (186). § 84. Контактные ореолы интрузивных тел. Установление формы интрузивных тел и определение их возраста (187). § 85. Изображение интрузивных пород на аэрофотоснимках (190). § 86. Особенности построения геологических разрезов с интрузивными телами (191) |     |
| <i>Глава XVI. Формы залегания метаморфических пород</i> . . . . .  | 191 |
| § 87. Общая характеристика комплексов метаморфических пород (191). § 88. Внутренняя структура метаморфических толщ (193). § 89. Крупные складчатые структуры метаморфических комплексов (195). § 90. Общие условия картирования метаморфических комплексов (197). § 91. Изображение метаморфических пород на аэрофотоснимках; особенности их дешифрирования (198)                              |     |
| <i>Глава XVII. Понятие о главнейших формах залегания тел полезных ископаемых</i> . . . . .   | 198 |
| § 92. Условия залегания (198). § 93. Главнейшие формы (199). § 94. Элементы залегания (204)  |     |
| <i>Глава XVIII. Основные черты строения земной коры</i> . . . . .  | 205 |
| § 95. Общая характеристика земной коры (205). § 96. Периодичность в развитии структуры земной коры (207)   |     |
| <i>Глава XIX. Строение геосинклинальных областей</i> . . . . .   | 208 |
| § 97. Общая характеристика (208). § 98. Формации (209). § 99. Структурное расчленение (209). § 100. Складчатость (213). § 101. Магматизм (216). § 102. Закономерности развития (217)   |     |
| <i>Глава XX. Строение платформ</i> . . . . .   | 219 |
| § 103. Общая характеристика (219). § 104. Формации (221). § 105. Структурное расчленение (221). § 106. Магматизм (226). § 107. Закономерности развития (226)   |     |
| <i>Глава XXI. Строение краевых прогибов</i> . . . . .  | 227 |
| § 108. Общая характеристика (227). § 109. Формации (228). § 110. Строение и закономерности развития (228)  |     |
| <i>Глава XXII. Размещение полезных ископаемых, в связи с основными структурами земной коры</i> . . . . .   | 230 |
| § 111. Общие замечания (230). § 112. Размещение эндогенных месторождений (232). § 113. Размещение экзогенных месторождений (233)   |     |

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| <i>Глава XXIII. Основные задачи геологического картирования и требования, предъявляемые к составляемым геологическим картам . . .</i>  | 235 |
| § 114. Основные задачи геологического картирования (235). § 115. Понятие о кондиционности геологических карт (235). § 116. Дополнительные наблюдения при геологической съемке (236)  |     |
| <i>Глава XXIV. Общие принципы геологического картирования . . . . .</i>  | 238 |
| § 117. Основные приемы геологического картирования (238). § 118. Некоторые особенности геологического картирования в различных геолого-географических условиях (243)   |     |
| <i>Глава XXV. Организация работ по геологическому картированию . . .</i>   | 245 |
| § 119. Подготовительный период (246). § 120. Полевой период (248). § 121. Камеральный период (255). § 122. Некоторые особенности организации работ по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000) (262). § 123. О картировании масштаба 1 : 10 000 и крупнее (265) |     |

### ПРИЛОЖЕНИЯ

|  |     |
|--|-----|
| 1. Образец геологической карты масштаба 1 : 200 000 (вкладка)                            |     |
| 2. Условные обозначения для геохронологических подразделений . . . . .                   | 267 |
| 3. Условные знаки различного содержания . . . . .  | 269 |
| 4. Условные обозначения петрографических и литолого-генетических подразделений . . . . . | 271 |
| 5. Условные обозначения для стратиграфических колонок . . . . .                          | 274 |
| 6. Тектоническая схема СССР (вкладка)  |     |
| Список рекомендуемой литературы . . . . .  | 275 |

*Сократов Гавриил Иосифович*

**Структурная геология и геологическое картирование**

Редактор издательства *В. И. Мокеев*  
Технические редакторы: *В. И. Калужина, Т. Г. Сивова*  
Переплет художника *А. Е. Григорьева*  
Корректор *Р. Я. Ускова*

---

Сдано в набор 15/II 1972 г. Т-06089.  
Подписано в печать 7/IV 1972 г.  
Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 18,0 с вкладкой.  
Уч.-изд. л. 19,77. Бумага № 2. Индекс 1-1-1.  
Заказ 1520/2743-1. Тираж 14 000 экз.  
Цена 80 коп. с прилож.

---

Издательство «Недра», Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, д. 1/19.  
Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома  
Комитета по печати при Совете Министров СССР.  
Московский проспект, 91.

## СПИСОК ИСПРАВЛЕНИЙ И ОПЕЧАТОК

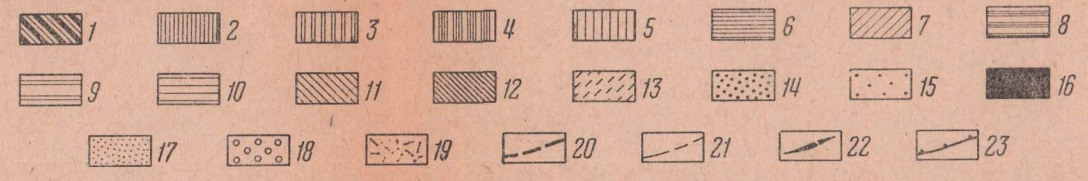
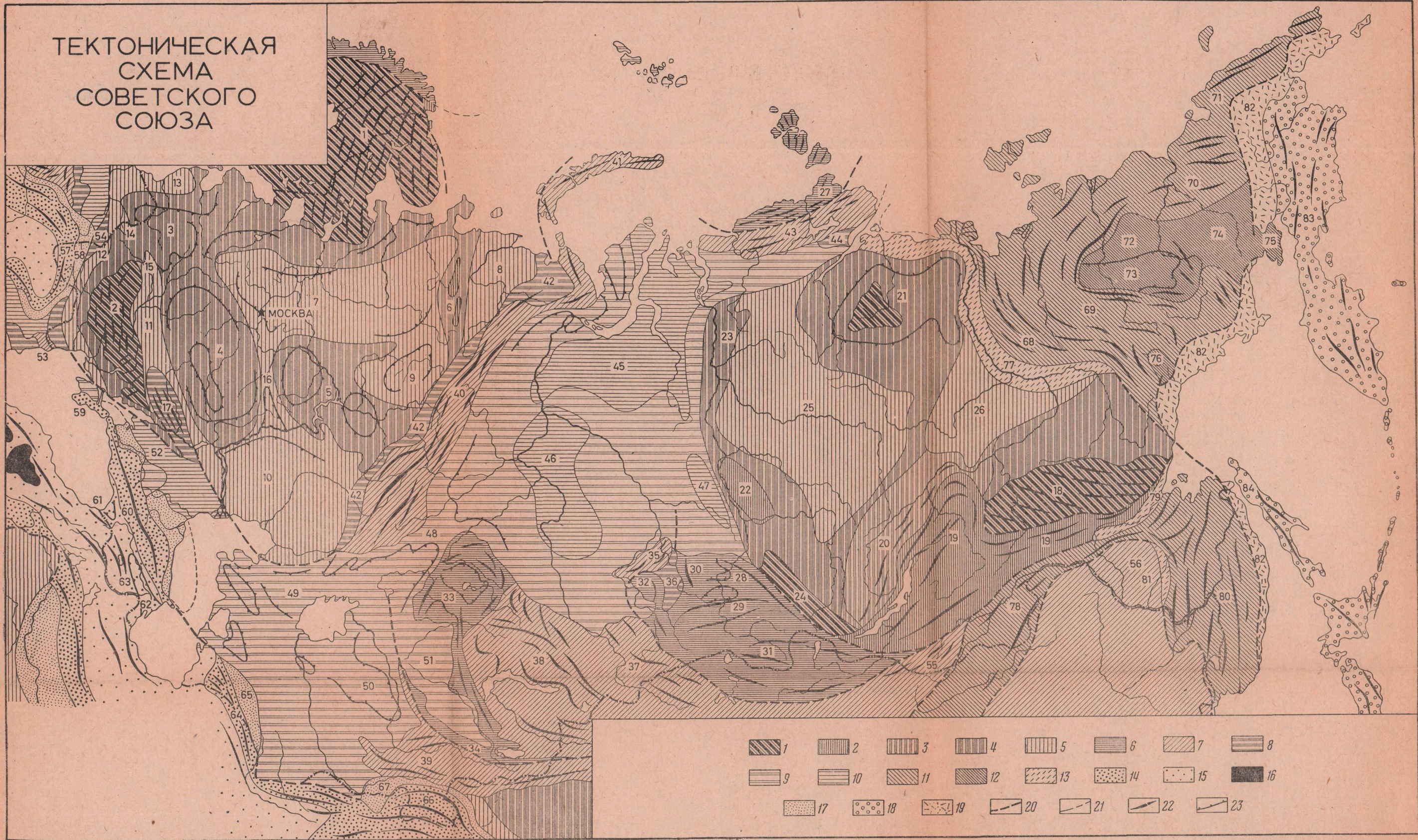
| Страница | Строка    | Напечатано        | Следует читать    |
|----------|-----------|-------------------|-------------------|
| 142      | 16 сверху | рис. 63, <i>а</i> | рис. 63, <i>б</i> |
| 142      | 18 сверху | рис. 63, <i>б</i> | рис. 63, <i>а</i> |
| 146      | 15 снизу  | рис. 63, <i>в</i> | рис. 63, <i>г</i> |
| 152      | 17 сверху | рис. 63, <i>а</i> | рис. 63, <i>б</i> |
| 152      | 25 сверху | рис. 63, <i>б</i> | рис. 63, <i>а</i> |
| 245      | 8 снизу   | фаз               | баз               |

80 коп.  
с прилож.

520

НЕДРА • 1972

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА СОВЕТСКОГО СОЮЗА



**Объяснение условных знаков**

Докембрийские платформы: 1 — выступы фундамента, сложенного архейскими и протерозойскими складчатыми комплексами (щиты); 2 — выступы фундамента, сложенного байкальским складчатым комплексом; 3 — Ангаро-Ленский краевой прогиб; 4 — районы с неглубоким залеганием фундамента (подземные склоны щитов и антеклизы); 5 — районы с глубоким залеганием фундамента (синеклизы).

Области палеозойской складчатости: 6 — области с поверхностным залеганием каледонского складчатого комплекса, а также зоны ранней консолидации в областях герцинской складчатости; 7 — районы с поверхностным залеганием герцинского складчатого комплекса; 8 — краевые прогибы герцинской складчатости; 9 — районы с относительно неглубоким залеганием палеозойского фундамента в пределах плит эпигерцинских платформ; 10 — районы с глубоким залеганием палеозойского фундамента в пределах плит эпигерцинских платформ (синеклизы и впадины).

Области мезозойской складчатости: 11 — районы с поверхностным залеганием складчатых пород; 12 — срединные массивы; 13 — краевые прогибы.

Области кайнозойской складчатости Тетиса: 14 — зона внешних антиклинорий; 15 — зона внутренних антиклинорий и впадин; 16 — срединные массивы; 17 — краевые прогибы.

Области кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса: 18 — районы с поверхностным залеганием складчатых пород; 19 — вулканогенный комплекс окраинного пояса.

**Структурные обозначения:** 20 — границы геосинклиальной складчатости

различных тектонических периодов; 21 — простирания складчатых структур; 22 — антиклинальные системы и антиклинории; 23 — очертания внутренних впадин, синеклиз, антеклиз.

**Объяснения цифр на карте**

**Русская платформа:** 1 — Балтийский щит; 2 — Украинский щит; 3 — Белорусская антеклиза; 4 — Воронежская антеклиза; 5 — Волго-Уральская антеклиза; 6 — Тиманское поднятие; 7 — Московская синеклиза; 8 — Печорская синеклиза; 9 — Глазовская синеклиза; 10 — Прикаспийская синеклиза; 11 — Украинская синеклиза; 12 — Польско-Литовская синеклиза; 13 — Балтийская синеклиза; 14 — Брестский прогиб; 15 — Припятский прогиб; 16 — Пачелмский прогиб; 17 — Донецкий бассейн.

**Сибирская платформа:** 18 — Алданский щит; 19 — Байнальская складчатая зона и Яблоново-Становой антиклинорий; 20 — Ангаро-Ленский краевой прогиб; 21 — Авабарский массив; 22 — Енисейское поднятие; 23 — Туруханское поднятие; 24 — выступ фундамента платформы в северной части Восточного Саяна; 25 — Тунгусская синеклиза; 26 — Вилюйская синеклиза.

**Области палеозойской складчатости:** 27 — северная зона Таймыра и Северная Земля; 28 — Восточный Саян; 29 — Западный Саян; 30 — Кузнецкий Алатау; 31 — Тунну-Ола; 32 — Салаир; 33 — Западная зона Центрального Казахстана; 34 — северная зона Тянь-Шаня; 35 — Томь-Кольванская зона; 36 — Кузнецкий бассейн; 37 — Алтай; 38 — восточная зона Центрального Казахстана; 39 — южная зона Тянь-Шаня; 40 — Урал; 41 — Новая Земля; 42 — Предуральский краевой

прогиб; 43 — Южная зона Таймыра; 44 — Хатангский прогиб; 45—47 — Западно-Сибирская плита (45 — Обско-Тазовская синеклиза, 46 — Иртышская синеклиза, 47 — Касская впадина); 48 — Тургайский прогиб; 49—51 — Туранская плита (49 — Северо-Устьуртский прогиб, 50 — Северо-Кызылкумская синеклиза, 51 — Чуйская впадина); 52 — погребенные герциниды северного Предкавказья и Крыма; 53 — Добруджа; 54 — Висленский прогиб; 55 — герциниды Запечной тайги; 56 — герциниды Приамурья и Бурейского массива.

**Области кайнозойской складчатости Тетиса:** 57 — Карпаты; 58 — Предкарпатский краевой прогиб; 59 — Крым; 60 — мегантиклинорий Большого Кавказа; 61 — Рюсская впадина; 62 — Куринская впадина; 63 — Малый Кавказ; 64 — Копет-Даг; 65 — Предкопетдагский краевой прогиб; 66 — Памир; 67 — Предпамирский прогиб.

**Области мезозойской складчатости:** 68 — Верхоянская зона; 69 — Янская зона; 70 — Олойская впадина; 71 — Анойско-Чукотская зона; 72 — Колымский срединный массив; 73 — Зырянская впадина; 74 — Омолонский массив; 75 — Тайгоносский массив; 76 — Охотский массив; 77 — Предерховский краевой прогиб; 78 — Восточнобайкальско-Приамурская складчатая область; 79 — Верхнезейско-Удский прогиб; 80 — Сихотэ-Алиньская складчатая область; 81 — Бурейский прогиб.

**Области кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса:** 82 — окраинный вулканический пояс; 83 — Корьянско-Камчатская зона; 84 — Сахалин



СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

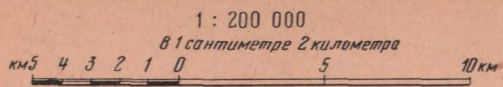
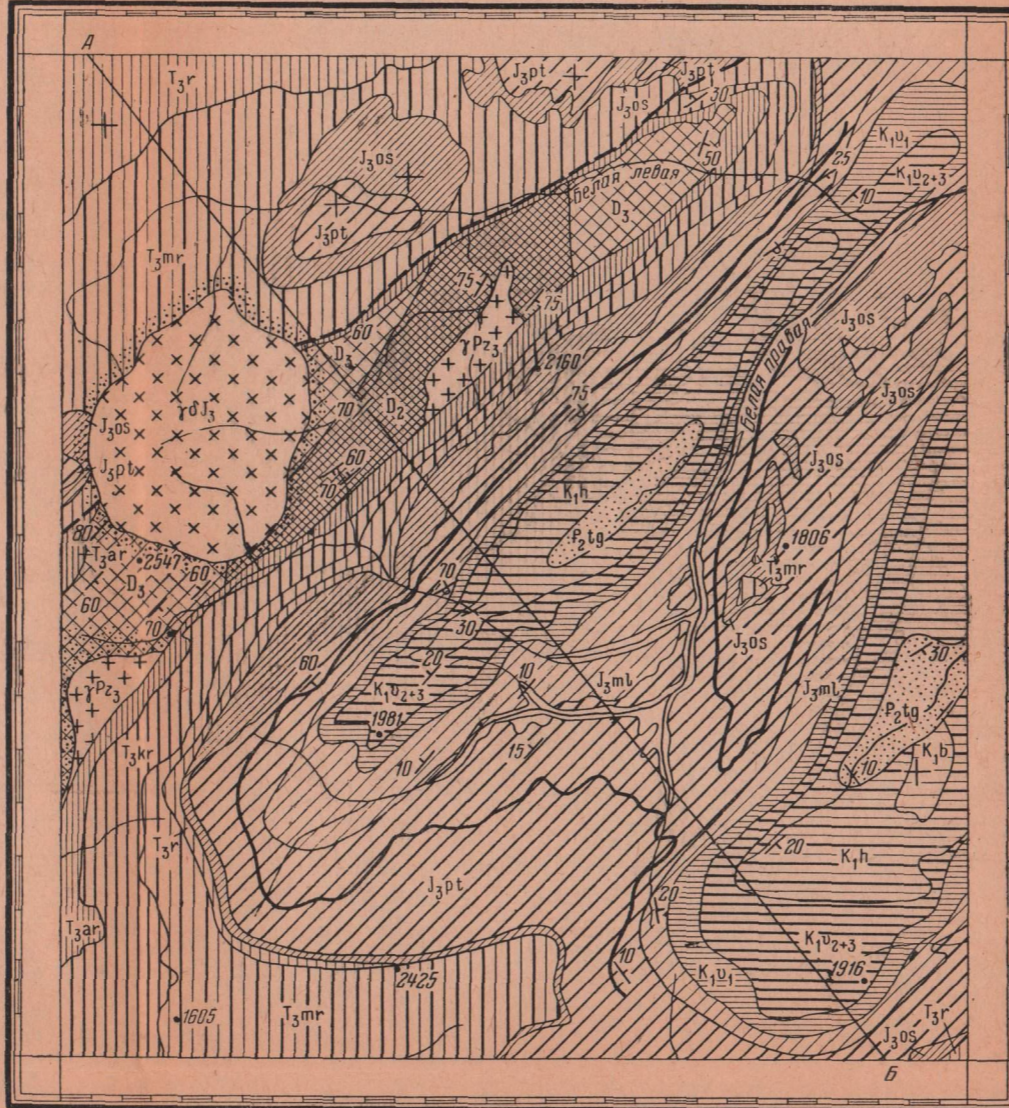
| Система      | Отдел   | Ярус                            | Иллюстрация | Мощность в м | Характеристика пород  |
|--------------|---------|---------------------------------|-------------|--------------|---|
| Палеогеновая | Эоцен   | P <sub>2</sub> tg               | [Pattern]   | 1000         | Тигильская свита. Конгломераты мелкогалечные, песчаники (преобладающие в разрезе), сланцы, угли каменные (15 пластов мощностью от 0,3 до 2,7 м). Сланцы с <i>Mutilus yokoyamati</i> Slod и другие |
|              |         | K <sub>1</sub> b                | [Pattern]   | 900          | Известняки с прослоями глинистых сланцев  |
| Меловая      | Нижний  | K <sub>1</sub> h                | [Pattern]   | 500          | Глинистые сланцы с фораминиферами   |
|              |         | K <sub>1</sub> v <sub>2+3</sub> | [Pattern]   | 300          | Глинистые сланцы, прослой известняка, песчаники с <i>Aucella inflata</i> Toula  |
|              |         | K <sub>1</sub> v <sub>1</sub>   | [Pattern]   | 300          | Глинистые сланцы, линзы оолитовых известняков, песчаники с <i>Aucella volgensis</i> Lam   |
|              |         | J <sub>3</sub> ml               | [Pattern]   | 300-350      | Молчановская свита. Глинистые сланцы темные с <i>Aucella bronni</i> Rouille   |
| Юрская       | Верхний | J <sub>3</sub> pt               | [Pattern]   | 600-900      | Петровская свита. Чередование песчаников и глинистых сланцев с <i>Aucella bronni</i> Rouille  |
|              |         | J <sub>3</sub> os               | [Pattern]   | 200-500      | Озерновская свита. Конгломераты крупногалечные, песчаники. Галька песчаниковая с фрагментами пеллеципод   |
|              |         | T <sub>3</sub> g                | [Pattern]   | 100          | Песчаники, глинистые сланцы с мергелистыми конкрециями (с Фауной)   |
|              |         | T <sub>3</sub> mr               | [Pattern]   | 400          | Мерекская свита. Песчаники тонкозернистые и темные глинистые сланцы с <i>Pseudomonotis (Entomonotis) ochotica</i> Keys. и другие  |
| Триасовая    | Верхний | T <sub>3</sub> kr               | [Pattern]   | 700          | Краснореченская свита. Песчаники тонкозернистые и конгломераты с <i>Taeniopteris stenophylla</i> Kryzht. и другие   |
|              |         | T <sub>3</sub> ar               | [Pattern]   | 500          | Артурская свита. Конгломераты и песчаники. Галька карбонатная   |
|              |         | D <sub>3</sub>                  | [Pattern]   | 800          | Известняки со <i>Spirifer (Cyrtospirifer) archiaci</i> Murch, доломиты плотные  |
| Девонская    | Верхний | D <sub>2</sub>                  | [Pattern]   | 1100         | Песчаники темно-серые, известняки плотные с <i>Calceola sandalina</i> Lam. и пласты гематита  |

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Масштаб 1:200 000

ОБРАЗЕЦ

N-59-V



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Четвертичная система: Q<sub>IV</sub> Современный отдел Аллювиальные пески, галечники
- Палеогеновая система: P<sub>2</sub>tg Эоцен. Тигильская свита. Конгломераты, песчаники, сланцы, угли каменные
- Меловая система:
  - нижний отдел: K<sub>1</sub>b барремский ярус. Известняки с прослоями глинистых сланцев; K<sub>1</sub>h Готеривский ярус. Глинистые сланцы; K<sub>1</sub>v<sub>2+3</sub> валанжинский ярус, средний и верхний подъярусы. Глинистые сланцы, песчаники, линзы известняков; K<sub>1</sub>v<sub>1</sub> валанжинский ярус, нижний подъярус. Глинистые сланцы, песчаники, линзы известняков
  - верхний отдел: J<sub>3</sub>ml Молчановская свита. Глинистые сланцы; J<sub>3</sub>pt Петровская свита. Чередование песчаников и глинистых сланцев; J<sub>3</sub>os Озерновская свита. Конгломераты, реже песчаники
- Юрская система:
  - верхний отдел: T<sub>3</sub>r Рэтский ярус. Песчаники, глинистые сланцы с мергелистыми конкрециями; T<sub>3</sub>mr Мерекская свита. Тонкое чередование песчаников и сланцев; T<sub>3</sub>kr Краснореченская свита. Песчаники, конгломераты; T<sub>3</sub>ar Артурская свита. Конгломераты
- Девонская система:
  - верхний отдел: D<sub>3</sub> Верхний отдел. Известняки, доломиты; D<sub>2</sub> Средний отдел. Песчаники, известняки; XγδJ<sub>3</sub>X Верхнеюрские гранодиориты, диориты; +γρJ<sub>3</sub>+ Верхнепалеозойские граниты
  - Ореолы контактового метаморфизма
  - Горизонт кремнистых сланцев
  - Тектонические контакты
- Специальные обозначения:
  - + Горизонтальное залегание слоев
  - T<sub>30</sub> Наклонное залегание слоев
  - P<sub>70</sub> Опркинутое залегание слоев

