

В. В. БЕЛОУСОВ

ОСНОВЫ
СТРУКТУРНОЙ
ГЕОЛОГИИ

Белоусов В. В. Основы структурной геологии. — М.: Недра, 1985. 207 с., ил.

Рассмотрены морфология, систематика, основные особенности истории и механизма образования различных форм залегания горных пород, способы изучения структур. Обращено внимание на зависимость всех тектонических структур от неоднородности среды, в которой они образуются. Дано полное представление о типах и условиях образования тектонических структур разных районов, изложена методика их изучения в поле, а также рассмотрена возможность использования моделирования.

Для геологов всех специальностей; может быть полезна студентам геологических факультетов вузов и университетов.

Табл. 8, ил. 118, список лит.—78 назв.

Рецензент: В. В. Эз, д-р геол.-мин. наук (Институт физики Земли АН СССР)

Б 1904030000—193
043(01)—85 48—85

© Издательство «Недра», 1985

За последние десятилетия учение о формах залегания горных пород и об их деформациях сделало значительный шаг вперед. Успехи в этом направлении связаны преимущественно с использованием в структурной геологии тектонофизических методов, позволяющих тщательным образом изучить механизм образования деформационных структурных форм. В нашей стране начало широкого применения тектонофизических методов в структурной геологии было связано с именем М. В. Гзовского. Многочисленные и разнообразные исследования в этой области велись и ведутся за границей, особенно в США и Великобритании. Результаты исследований рассеяны в огромном количестве отдельных журнальных статей. Однако далеко не все из этих работ заслуживают внимания со стороны геологов-практиков. Многие из них имеют слишком узкоспециализированный характер, обсуждают вопросы, далекие от нужд повседневной геологической практики. Часто они бывают излишне перегружены математическим материалом, имеющим весьма условное значение.

В предлагаемой вниманию читателя книге автор сделал попытку свести воедино, по возможности, те современные достижения структурной геологии, которые могут быть с пользой применены при геологической съемке, поисках и разведке полезных ископаемых, когда понимание механизма формирования структур необходимо для структурного прогноза.

Описание морфологии структурных форм в книге максимально сокращено, поскольку считается, что с морфологической частью структурной геологии читатель достаточно знаком. Этому описанию посвящена первая глава. Во второй главе излагаются основы учения о напряжениях и деформациях твердых тел. Эта глава написана крупным специалистом в области механики твердого тела проф. Л. В. Никитиным.

В третьей главе рассказывается об особых условиях, в которых протекают тектонические деформации. Как известно, деформации происходят в крайне неоднородной среде, свойства которой меняются в процессе деформации. Последняя развивается неравномерно, так что обычно рядом соседствуют пластические и разрывные деформации. Размер деформаций очень велик. Большое влияние на их развитие оказывает сила тяжести. Все эти факторы оставляют свой отпечаток на тех или иных особенностях образующихся структур.

Четвертая глава посвящена методам восстановления древних тектонических полей деформаций и напряжений.

В последней, пятой главе вводится понятие о структурных парагенезах, т. е. о комплексах структур, связанных общностью ме-

ханической обстановки. Рассматриваются основные механические обстановки и определяются признаки, по которым они могут быть установлены. Учению о структурных парагенезах автор придает особенно большое значение, поскольку оно как раз и лежит в основе любых структурных прогнозов.

При написании книги и подготовке ее к изданию автор пользовался помощью своих коллег и сотрудников. Много исключительно ценных замечаний и рекомендаций автор получил от Н. Б. Лебедевой, В. В. Эза и М. А. Гончарова. В подборе рисунков приняли участие Т. М. Гептнер и В. Г. Талицкий. Техническое оформление рукописи было обеспечено Г. Н. Квятковской, В. А. Николаичевой, М. М. Рожковой, В. Н. Цидилиной, Е. И. Чиж.

Всем указанным лицам автор выражает благодарность.

ГЛАВА 1

ТИПЫ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ И ПРИНЦИПЫ ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Структурная геология изучает формы залегания горных пород в земной коре.

Осадочным породам свойственно залегание преимущественно в виде слоев. Много сложнее формы залегания магматических пород: это — слои, пластины, тела цилиндрического, конусо- и куполообразные, а также тела настолько неправильной формы, что их затруднительно сопоставить с какой-либо определенной геометрической фигурой.

Все эти тела являются формами залегания горных пород, или структурными формами (или просто «структурами»).

Различают первичные и вторичные структурные формы. Первичные формы возникли одновременно с образованием самой породы. Вторичные — в результате последующих деформаций первичных форм. Это разделение, ясное в принципе, во многих конкретных случаях осуществить довольно сложно, поэтому и приходится прибегать к условностям. Впрочем, такие трудности и условности будут нас преследовать на всем пути, пока речь будет идти о классификации структурных форм.

Разделение на первичные и вторичные структурные формы наиболее очевидно для осадочных пород. В большинстве случаев первичной формой залегания для последних является горизонтальный слой. Исключения составляют биогермы (например, колоннальные кораллы), которые образуют массивные скопления.

Обычно слой определяется как образованное осадочной породой плоское тело, имеющее значительную площадь и относительно малую толщину, ограниченное плоскими параллельными поверхностями раздела, отделяющими его от подстилающего и покрывающего слоев. Толщина слоя колеблется от долей сантиметра до нескольких метров, тогда как в горизонтальном направлении он прослеживается на сотни метров и на километры. Состав пород от слоя к слою часто меняется. Однако лежащие друг на друге слои могут быть сложены одной и той же породой. В этом случае слои выделяются благодаря разделам между ними, выраженным тонкими трещинами. Такие разделы можно проследить по некоторым изменениям, наблюдающимся в кровле слоев (признаки выветривания, пропитывание железистыми солями) и указывающим на то, что между отложением двух слоев был перерыв в осадко-накоплении. Принято считать, что суммарно перерывы могли иметь

продолжительность, соизмеримую с временем накопления осадков.

Это определение слоя, однако, имеет в виду некие идеальные условия. В применении к реальным слоям ко всем характеристикам следует прибавить «почти». Слой — это почти плоское тело, ограниченное почти плоскими и почти параллельными поверхностями раздела; толщина слоя меняется от места к месту, и в конце концов любой слой где-нибудь полностью выклинивается, заменяясь другим уже не по горизонтальной, а по наклонной поверхности раздела. Наилучшим образом приближаются к идеальному определению слои морских осадков. И очень значительно от него отличаются слои континентальных отложений, часто имеющие форму коротких линз. В тех же континентальных осадках сплошь и рядом нарушается принцип первичного горизонтального залегания слоя, тогда как для морских осадков этот принцип, как правило, выдерживается. Дело в том, что в большинстве случаев известные на современных континентах морские осадки прошлых геологических периодов принадлежат к относительно мелководным отложениям, образовавшимся на древних континентальных шельфах, где частые морские трансгрессии и регрессии, а также течения и волны выравнивали поверхность нижележащих пород, приводя ее к плоскому и горизонтальному положению до того, как на этой поверхности начинал отлагаться следующий слой. Отсюда и первичное горизонтальное положение слоев, и их выдержанная на больших площадях толщина. На континентах нет таких мощных выравнивающих факторов, осадки накапливаются в долинах, эрозионных депрессиях, на склонах которых они отлагаются наклонно. Этим и объясняется отклонение от первичной горизонтальности слоя, наблюдаемое сплошь и рядом в осадках некоторых континентальных фаций.

Условность в разделении форм залегания осадочных пород на первичные и вторичные вносит то обстоятельство, что некоторые деформации происходят в осадках уже в процессе их накопления, до начала их литификации. Образовавшаяся в дальнейшем горная порода будет нести в своей текстуре следы этих деформаций. К ним относятся:

1) конволютная слоистость, возникающая при стремительном выносе массы осадочного материала, в так называемом мутьевом («турбидитном») потоке, быстро скользящем по дну; слабая конволютность выражена в виде мелких гребневидных складочек размером в сантиметры, а большая конволютность проявляется в форме закручивания прослоев внутри слоя или даже всего слоя целиком;

2) адвекция между слоями, возникающая, когда только что образовавшийся слой, еще сохранивший свою текучесть, перекрывается другим слоем, сложенным осадками более тяжелыми и на границе между слоями возникает инверсия плотностей и, следовательно, — механическая неустойчивость; в этих условиях материал верхнего слоя отдельными карманами проваливается в нижний слой, а материал последнего между карманами выжимается вверх;

такой процесс обмена называется адвекцией¹; в результате граница между слоями становится волнистой; взаимный обмен материалом между слоями особенно ярко выражен там, где верхний слой содержит гальки, валуны, глыбы: тяжелые обломки тонут в нижнем слое, нарушая его внутреннюю структуру и выдавливая материал из-под себя вверх;

3) нептунические дайки, представляющие собой результат внедрения пластичного материала (глины, влажного песка) в вышележащие породы по трещинам;

4) подводные оползни, которые в текучих, насыщенных водой осадках образуются при ничтожных углах наклона; их формированию содействуют сейсмические сотрясения, в результате гели в илах переходят в золи, что повышает подвижность осадка; при оползании слои сминаются в мелкие складки, в них образуются мелкие надвиги, слой раскалывается на куски, которые, скользя по склону, перемешиваются;

5) структуры уплотнения, образующиеся в результате неравномерного уплотнения пород под собственной тяжестью; если легко сжимаемая илистая толща отложилась на неровной поверхности фундамента, сложенного твердыми несжимаемыми породами, то над выступами фундамента первичная мощность осадков меньше, чем над впадинами; поскольку уплотнение под нагрузкой приводит к равному относительному сокращению первичной мощности (например, в жидких илах до 70%), оседание кровли осадочной толщи над выступом фундамента будет меньше, чем над впадинами, — над выступом возникнет выпуклый изгиб слоев, повторяющий в сглаженной форме форму выступа; подобное же явление будет наблюдаться там, где среди сжимаемых илов залегает линза пород со значительно меньшей сжимаемостью (например, песков или известняков); над такими линзами в результате неравномерного уплотнения также образуются выпуклые изгибы слоев.

Такие внутрислойные деформации, происшедшие до литификации, можно условно отнести еще к первичным формам залегания слоев.

Гораздо больше условностей возникает в связи с магматическими породами, формы залегания которых весьма разнообразны.

Относительно просто обстоит дело с вулканическими породами. Их первичными формами залегания являются лавовые потоки или покровы, игнимбритовые покровы, слои пирокластического материала, а также жерловые тела (некки) и вулканические конусы. Вторичные формы образуются в результате деформации вулканических покровов и других первичных форм.

Однако для интрузивных магматических пород, строго говоря, трудно провести границу между первичными и вторичными фор-

¹ Разновидность конвекции, при которой нет многократного оборачивания материала: легкий материал, поднявшись вверх, там и остается, так же, как тяжелый материал, опустившийся, остается внизу [4, 18].

мами залегания. Это связано с тем, что уже само внедрение магмы в верхние слои земной коры является результатом ее движения и деформации. Можно, однако, различать образование тела, представленного магматической породой, и последующие деформации этого тела. Если считать, что первый процесс происходит, когда магма находится еще в жидком состоянии, а второй выражается в деформировании уже застывшего магматического тела, то границу между первичной и вторичной формой залегания провести несложно. Трудность возникает в связи с тем, что застывание магмы происходит не сразу: она продолжает двигаться и деформироваться, будучи в полутвердом состоянии. Эти деформации запечатлеваются во внутренней кристаллической текстуре интрузивного массива. Приходится условно к первичным относить те структурные формы, которые свидетельствуют о движении магматического материала преимущественно в жидком виде, ко вторичным — те формы, которые приобретаются интрузиями после деформации, происшедшей преимущественно в твердом виде. В этом случае граница между первичными и вторичными формами залегания становится расплывчатой.

В классификации интрузивных тел учитывается также их отношение с вмещающими осадочными или метаморфическими породами. С этой точки зрения интрузивы делят на согласные, несогласные (или секущие) и частично согласные. Такое разделение условно, поскольку один и тот же интрузивный массив на разных своих уровнях может быть одновременно и согласным и секущим.

К согласным интрузивам относятся пластовые интрузии (силлы), с их разновидностями — лополитами, факолитами и лакколитами. Особый интерес представляет последняя разновидность, поскольку лежащие над линзообразным телом лакколита слои подняты и изогнуты, что указывает на механическое воздействие магмы на вмещающие породы. Пластовые интрузии бывают сложные, проявляющиеся в разрезе земной коры в одной и той же области на разных стратиграфических уровнях.

К частично согласным интрузивам относятся интрузивные купола и магматические диапиры. Они имеют куполовидную кровлю, над которой согласно изогнуты вмещающие породы, тогда как в более глубоких своих частях такой интрузив является секущим. Гранито-гнейсовые купола принадлежат к числу наиболее крупных интрузий.

К секущим интрузивам принадлежат трещинные интрузии (дайки), штоки и батолиты. Особенно разнообразную группу интрузивов образуют штоки. Это тела различного размера (до нескольких десятков километров в диаметре) неправильной формы: столбы, призмы, имеющие в горизонтальном срезе форму неправильно круглую, угловатую, линзовидную, многогранную и т. п. Для некоторых из морфологических разновидностей штоков были предложены термины (бисмалиты, этмолиты, сфенолиты, акмолиты и др.), но употребление их оказалось затруднительным, так как форма штоков на разных уровнях обычно изменяется.

Вышеперечисленные интрузивные тела либо образовались в уже существовавших ранее полостях (трещинные интрузии), либо давление магмы само раздвигало вмещающие породы, освобождая себе пространство (пластовые интрузии, интрузивные купола, диапиры и штоки). Иные условия образования характерны для самых крупных интрузивов — батолитов. Удастся наблюдать только верхнюю часть батолита. Она имеет куполовидную, гребневидную или конусовидную форму. Подошву батолита достоверно никто нигде не наблюдал, но есть предположение, что в глубине земной коры тело батолита постепенно как бы рассеивается, разделяясь на все более мелкие интрузии, которые можно рассматривать как каналы, по которым питалось основное тело интрузива. Контакт батолита с вмещающими породами обычно секущий. Но батолит не оказывает механического воздействия на вмещающие породы, несмотря на свой большой объем. Он не раздвигает породы, а как бы замещает их на месте. Предполагается, что происходит это двумя способами. Либо магма прокладывает себе путь сквозь вмещающие породы путем их постепенного поглощения — глыба за глыбой, либо батолиты являются результатом «гранитизации» различных пород на месте путем их избирательного плавления и образования гранитного эвтектического расплава. Последний механизм получает свое подтверждение в том, что батолиты часто окружены зоной мигматитов, т. е. пород смешанного состава, состоящих из материала вмещающих пород и материала аплитового или же гранитного состава. А первый механизм проявляет себя в том, что в апикальной части батолита иногда скапливаются в большом количестве ксенолиты вмещающих пород, не успевшие раствориться в магме.

Если магма в процессе ее внедрения уже начинала застывать, то расположение кристаллов, которые при этом образовывались, а также иных различных включений, отличающихся по составу от окружающей среды, определяет линии и поверхности течения магмы. Образуются так называемые ориентированные текстуры, выраженные в закономерном расположении плоских и удлиненных кристаллов. Различают линейную, плоскостную, линейно-плоскостную и радиально-плоскостную ориентированные структуры. Особенно часто эти текстуры наблюдаются в интрузивных куполах и диапирах, штоках и дайках. Вблизи поверхности интрузивов плоскостные текстуры расположены параллельно их стенкам, а в кровле образуют куполовидные фигуры [47]. Кровля крупного интрузива бывает осложнена несколькими куполами ориентированной текстуры. По принятому условному определению ориентированные текстуры относятся к первичным формам залегания.

Изучение ориентированных текстур составляет предмет специальной области исследований — петротектоники [21, 29, 42, 58].

Итак, вторичные формы залегания горных пород — это результат последующих деформаций первичных структур. При этом обычно различают тектонические и нетектонические деформации и соответственно тектонические и нетектонические вторичные формы залегания горных пород.

До недавнего времени это разделение основывалось на том, что тектонические деформации связаны с глубинными, «тектоническими» силами Земли, с напряжениями, охватывающими значительные объемы земной коры, и что нетектонические деформации вызываются процессами, происходящими на поверхности Земли. Сейчас требуется более тонкий подход и полностью уберечься от условности и в данном случае не удастся. Дело в том, что в настоящее время известен общий фактор, играющий в равной мере чрезвычайно важную роль в качестве причины как глубинных, так и поверхностных процессов. Таким фактором является сила тяжести. С одной стороны, ею вызываются заведомо «тектонические» процессы, приводящие к образованию тектонических покровов или диапировых куполов, а с другой, — она же служит причиной типичных поверхностных явлений: оползней, обвалов и т. п.

Поэтому сейчас больше приходится уделять внимания не «глубинности» и «поверхности» причин, вызывающих деформации, а охвату того или иного объема земной коры данной деформацией, глубине проникновения последней и, что особенно важно, наличию или отсутствию связи с общими закономерностями развития структуры земной коры в данной области. Тектонические деформации охватывают огромные участки земной коры, глубоко проникают в нее и подчиняются в своей ориентировке и во времени образования закономерностям, связанным с «большой тектоникой», с крупными тектоническими структурами, с длительной геологической их историей. Нетектонические же деформации тесно связаны с современным рельефом, приурочиваясь, например, к склонам долин. Они проявляются в приповерхностном слое и не захватывают глубин земной коры, а также не связаны с длительной геологической историей области.

Эта книга посвящена структурам, вызванным тектоническими деформациями. Поэтому мы только перечислим основные типы нетектонических деформаций. Прежде всего к ним относятся оползни, обвалы, карстовые обрушения, загибы слоев по склону. Нетектонические деформации связаны также с неравномерной нагрузкой на слои. Если на пластичных слоях отложилась тяжелая толща пород, распределенная по площади неравномерно, так что от места к месту тяжесть их меняется, то пластичные слои могут выжиматься из одних мест и нагнетаться в другие. В местах нагнетания слои сжимаются и могут сминаться в складки, вполне похожие на складки тектонического происхождения. Например, в разрезе правого берега Волги близ г. Чебоксары можно

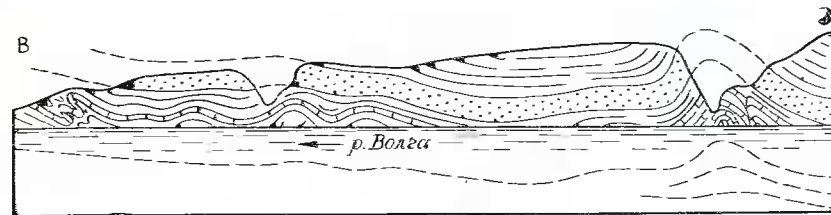


Рис. 1. Складки в пермских красных глинах, выжатых из-под водоразделов. Близ г. Чебоксары (по В. В. Бронгулееву)

видеть хорошо выраженные крупные складки в красных глинах пермского возраста. Эти складки приурочены к долинам и исчезают по направлению к водоразделам. Они являются результатом выжимания глин из-под водоразделов, где глины находятся под большей нагрузкой, в сторону долин, вдоль которых эрозия значительно уменьшила нагрузку (рис. 1).

К нетектоническим относятся также те деформации, которые связаны с изменением объема пород. Увеличение объема на 60% происходит, например, при переходе ангидрита в гипс. Слой образовавшегося гипса, не помещаясь на прежней площади, сминается в складки. Увеличение объема и образование в связи с этим мелких складок и надвигов происходят в глинах при их обводнении.

Уменьшение объема магматических пород происходит при их остывании. Осадочные породы испытывают уменьшение объема также при высыхании. Это ведет к появлению в породе трещин, суммарное раскрытие которых соответствует уменьшению объема. Так образуется система «общих трещин», наблюдаемых во всех породах, за исключением лишь самых сыпучих и текучих. Общие трещины разделяют горную породу на отдельные блоки. При остывании лавового потока образуется столбчатая отдельность. При быстром остывании базальтового лавового потока в водной среде формируются шаровые или подушечные отдельности вокруг многочисленных центров стяжения лавы при уменьшении ее объема.

С уменьшением объема осадка во время диагенеза и преобразования в породу связаны стилолиты.

Определенную группу представляют нетектонические деформации, вызванные действием ледников и многолетней мерзлоты: ледниковые отторженцы, складки в слоях, подстилавших двигавшийся ледник, гидролакколиты (мерзлотные бугры).

К нетектоническим деформациям следует отнести метеоритные кратеры (астроблемы) — структуры космического происхождения.

В последнее время большое внимание уделяется так называемым «кольцевым структурам», выявляемым при обработке снимков земной поверхности из космоса. Происхождение этих «структур», по-видимому, самое различное. Некоторые из них могут быть древними измененными последующими геологическими процессами астроблемами. Другие отражают те или иные черты геологического строения (например, большие гранито-гнейсовые купола

в кристаллическом фундаменте или своды и бассейны в осадочном чехле) или же дугообразные формы рельефа. Можно подозревать, что частично «кольцевые структуры» представляют собой плод увлеченного воображения исследователей, некое подобие марсианских «каналов», столь долго увлекавших весь мир. Проблема «кольцевых структур» еще ждет своего разъяснения.

Особую группу составляют «вулкано-тектонические» структуры. Хотя их следует отнести к разряду нетектонических, они по своему размеру приближаются к крупным тектоническим структурам. Обычно они имеют облик грабенов.

Это — нарушения, возникающие в теле вулканического аппарата в результате изменений давления в магматическом очаге или в магмовыводящих каналах, а также под влиянием избыточной нагрузки магмы, извергнутой из вулканического очага. Разгрузка магматического резервуара может повести к проседанию кровли со всей вулканической постройкой. Так образуются кальдеры — округлые, овальные, угловатые, ограниченные периферическими сбросами, с днищем, разбитым разрывами на куски. Этот последний вид деформаций лишний раз обращает внимание на всю условность принципа деления деформаций на нетектонические и тектонические: магма является глубинным продуктом, а деформации, вызванные ее влиянием, носят приповерхностный характер.

Тектонические деформации, ведущие к образованию вторичных форм залегания во всем их многообразии, будут подробно рассматриваться на последующих страницах. Здесь мы ограничимся пока только некоторыми общими замечаниями.

В старых классификациях тектонические деформации (или дислокации) делились на пликативные и дизъюнктивные. Вместо пликативных правильнее говорить о связанных или пластических деформациях, так как деформации без разрывов далеко не ограничиваются складками¹. Дизъюнктивные также подразделяются на тектонические деформации связанные и разрывные.

Тут снова мы оказываемся среди условностей. Дело в том, что любая деформация в реальной среде по существу является разрывной. Все дело в том, на каком уровне, в каком масштабе проявляется эта разрывность. Смещаться относительно друг друга по разделяющему разрыву могут огромные массивы пород, и амплитуда смещения может достигать десятков километров. Широко распространены смещения с амплитудой в десятки метров. С миллиметровыми амплитудами могут смещаться относительно друг друга отдельные зерна породы. Наконец, смещения уже микроскопического размера могут происходить внутри кристаллических решеток. Все эти смещения разрывные. Но если, например, наша задача состоит в изучении структур размером в десятки метров, то микроскопические смещения внутри кристаллов и между отдельными зернами будут восприниматься как проявления связанных деформаций. Если же мы составляем общую геологическую карту в

таком масштабе, что на ней могут быть изображены структуры не менее чем километровой размера, то разрывы и в десятки метров мы заменим на карте и профилях связным изгибом слоев. Так что все зависит от того, с какого расстояния мы разглядываем строение данного участка земной коры. Этим расстоянием и определяется положение границы между связными и разрывными деформациями.

Наше отношение к разрывам разного масштаба будет определяться и специфическими задачами исследования: ведем ли мы общую геологическую съемку или специально изучаем трещиноватость пород и т. п.

Формы залегания горных пород тектонического происхождения как связанные, так и разрывные проявляются в виде структур разного порядка. Эти структуры всегда накладываются друг на друга. В самом грубом приближении их можно разделить на общекоровые и внутрикоровые [4]. Некоторые структуры столь обширны по охватываемой ими площади, что трудно представить себе, чтобы в них не участвовала вся толща земной коры. Например, антеклизы и синеклизы на древних платформах имеют поперечник, измеряемый многими сотнями и даже тысячами километров. Достаточно очевидно, что земная кора участвует в этих структурах всей своей толщиной в 40—50 км. Это — общекоровые деформации. А образование соляного диапирового купола служит примером внутрикоровой деформации, поскольку последняя проявляется локально, в ограниченном объеме пород. Это — внутрикоровая деформация. Но такое грубое деление можно усложнить, введя множество дополнительных порядков деформаций, основываясь на отношении объемов материала земной коры, которые в них вовлечены. Представляет большой интерес, хотя и остается совершенно не изученным, вопрос: существует ли в этой иерархии структурных форм какое-либо закономерное соотношение в размерах между разными порядками?

Однако известно, что тектонические структуры разного порядка образуют некоторые парагенезы, в которых родство между структурами определяется тем, что все они, несмотря на их разный размер и морфологическое многообразие, образуются в единых механических условиях. Структурным парагенезам специально посвящена последняя глава этой книги.

Последнее общее замечание, которое можно сделать относительно тектонических форм залегания, касается зависимости вторичных форм от первичных. Каждая первичная форма залегания — слоистая или массивная — несет с собой некоторое пространственное распределение неоднородностей в строении земной коры. Эти неоднородности состоят в том или ином распределении материала с разными механическими свойствами, в ориентации ослабленных разделов и трещин между блоками, слоями, зернами пород и т. д. Такие неоднородности используются в процессе деформации и влияют на ее конечный результат. Поэтому, например, при горизонтальном сжатии пачки горизонтально лежащих слоев

¹ Plico — по латыни складка; пликативный — складчатый.

последние сминаются в складки, а относительно однородный массив интрузивной породы изометричной формы в тех же условиях механического воздействия превращается в эллипсоид с вертикальной длинной осью и горизонтальной короткой. Это ведет к тому, что, если интрузивный массив окружен слоистой осадочной толщей, то, деформируясь одновременно и в одинаковых динамических условиях, массив и слои деформируются по-разному и на поверхности раздела между этими двумя средами возникнет структурная дисгармония. Все особенности тектонических структур зависят от характера и распределения исходных неоднородностей разного порядка в материале земной коры.

СВЯЗНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

В слоистых породах связанные деформации проявляются главным образом в форме изгибов или складок. Изгибы имеют самые различные размеры, как по охваченной площади, так и по амплитуде. С одной стороны, это, например, Московская синеклиза с поперечником более тысячи километров, а, с другой, сантиметровая плейчатость в метаморфических сланцах.

Все ли порядки таких изгибов следует называть складками? Вероятно, решать этот вопрос надо исходя из кинематических и динамических условий образования изгибов разного масштаба. Поскольку мы ограничиваем себя пока лишь морфологией структур, последовать этой рекомендации здесь невозможно. Обширные прогибы и поднятия, какими являются антеклизы и синеклизы, условно назовем не складками, а большими изгибами земной коры. К этой же категории отнесем и антиклинории, и синклинории, но имея при этом в виду не складки среднего размера, которыми всегда осложнены те и другие, а структуры, являющиеся фоном для складок, т. е. общую выпуклость антиклинория и общую вогнутость синклинория.

Антеклизы и синеклизы, антиклинории и синклинории представляют тот порядок структур, который можно назвать макро-структурами. Можно выделить еще большие структуры — мега-структуры. Например, если противопоставить поднятие Балтийского щита в целом относительно опущенной, покрытой осадками плите Восточно-Европейской платформы или противопоставить Канадский щит плите Северо-Американской платформы.

Относительно малые по размерам антеклизы и синеклизы (несколько сотен километров в поперечнике) можно выделить под наименованиями *своды* и *ванны* (или *бассейны*).

Складками мы называем те изгибы слоев, которые принадлежат по своему порядку к мезо- и микро-структурам. Мезоструктуры — это формы залегания, которые имеют размер от метров до нескольких километров и, как правило, картируются при обычной геологической съемке. Микро-структуры выявляются при специальных структурных исследованиях и измеряются сантиметрами и миллиметрами. Впрочем, разделение на мега-, макро- и микро-

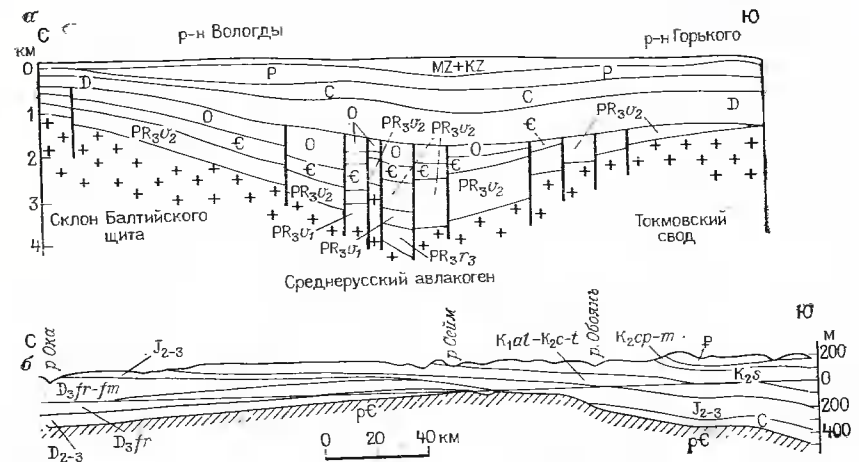


Рис. 2. Схематические геологические разрезы: а — Московская синеклиза (по Б. А. Соколову); б — Воронежская антеклиза (по А. И. Миченко, с упрощениями)

структуры всегда условно и в разных случаях применяется к структурам различного масштаба.

К большим изгибам, как указывалось, принадлежат синеклизы и антеклизы — макро-структуры, типичные для платформ. Амплитуда этих прогибов и поднятий измеряется обычно несколькими километрами, но может достигать и десяти километров. В поперечнике они имеют сотни и тысячи километров. Мощность отложений обычно закономерно меняется: максимальная в центре прогиба и минимальная на склонах его и ближе к своду соседнего поднятия. Углы падения на крыльях этих структур ничтожные — менее 1°. Примером вогнутого изгиба является Московская синеклиза (рис. 2, а). С юга к ней примыкает Воронежская антеклиза (рис. 2, б). Крылья Московской и любой другой синеклизы осложнены дислокациями второго порядка (мезоструктурами) — флексурами, структурными террасами, вертикальными ступенчатыми разрывами. О других больших изгибах (анти- и синклинориях) речь пойдет дальше — в разделе о группировках складок.

Складки различны не только по размеру, но и по форме. Перечислим их морфологические разновидности, чтобы внести ясность в употребляемую нами терминологию.

В простой складчатой структуре антиклинали выпуклые, а синклинали вогнутые. При более сложной складчатости с развитием опрокинутых и лежащих складок положение слоев может быть и обратное. Если же стратиграфическая последовательность неизвестна, то удастся выделять лишь антиформные складки, которые всегда выпуклы, и синформные, которые всегда вогнуты. К этой терминологии приходится прибегать при описании форм залегания преимущественно сильно метаморфизованных пород, деформации которых сложны, а стратиграфия неясна.

В поперечном разрезе слоя, изогнутого в складку, есть точка, в которой происходит перегиб слоя от одного крыла складки к противоположному. Если такие точки, принадлежащие ко многим лежащим друг на друге слоям, соединить линией, то получим на поперечном разрезе след от пересечения разреза осевой поверхностью складки. Осевая поверхность направлена вдоль простирания складки. В зависимости от формы складки осевая поверхность может быть плоской или изогнутой как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости. Для симметричных складок осевая поверхность проходит через биссектрису угла, образованного крыльями складки.

По соотношению между крыльями и замком различаются складки: острые (стрельчатые), округлые, изоклиналильные, веерообразные, а также сундучные, или коробчатые. По наклону осевой поверхности и крыльев выделяют складки прямые, наклонные, опрокинутые, лежащие, ныряющие или перевернутые.

Ориентировка складок в плане характеризуется простиранием их осей. Ось складки — это линия пересечения осевой поверхности с любой (выбранной исходя из удобства) горизонтальной плоскостью. При плоском рельефе ось совпадает с пересечением осевой поверхности с поверхностью земли. Для лежащей складки, когда осевая поверхность горизонтальна, это определение оси теряет смысл.

Линия пересечения осевой поверхности складки с каким-либо слоем называется шарниром складки. Шарнир лишь на коротких участках бывает горизонтальным и тогда он совпадает с осью. В складках прямых и наклонных он по простиранию обычно то погружается, то поднимается, образуя продольные волны. Волнистость шарнира является отражением поперечных перегибов складок. У опрокинутых, лежащих и ныряющих складок ундуляция шарнира происходит не столько в вертикальном, сколько в горизонтальном направлении.

В сложно дислоцированных метаморфических толщах и в ядрах диапировых куполов наблюдаются складки с крутыми и вертикальными шарнирами.

Если длина складки более чем в три раза превышает ее ширину, то такую складку обычно считают линейной. Более короткие складки — брахиантиклинали и брахисинклинали, а также купола и мулды. Разделение это весьма условно. Линейная антиклиналь, расположенная изолированно, именуется валом.

По взаимоотношению слоев, участвующих в образовании одной складки, выделяют складки концентрические и подобные. В первых слоях, изгибаясь, не меняют свою толщину: на крыльях и в замке складки толщина одинакова. Во вторых мощность слоев закономерно возрастает в замках как антиклиналей, так и синклиналей, а на крыльях соответственно уменьшается. Это явление связано с выжиманием материала слоев с крыльев и нагнетанием его в замке, что определяется механизмом образования складок. При сильных деформациях в неоднородных слоистых толщах по-

род наблюдается несоответствие между складками на разных уровнях: размер складок и их форма меняются при переходе от одной пачки слоев к другой по вертикали. Это — явление дисгармонии.

Чрезвычайно резко дисгармония выражена в так называемых диапировых куполах. В строении последних выделяются три ком-

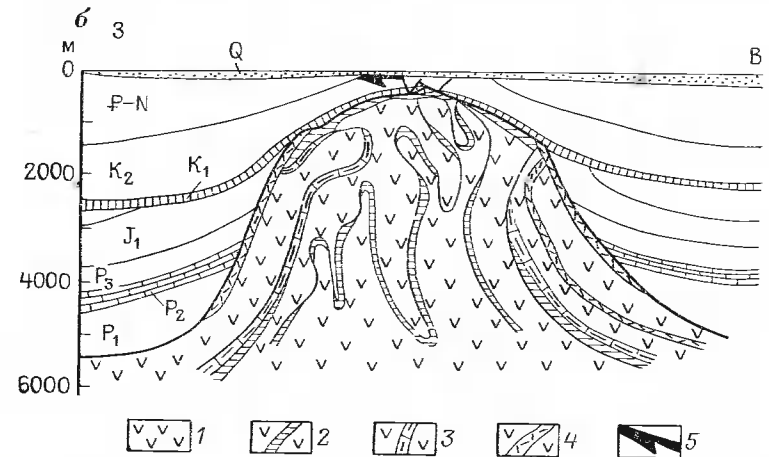
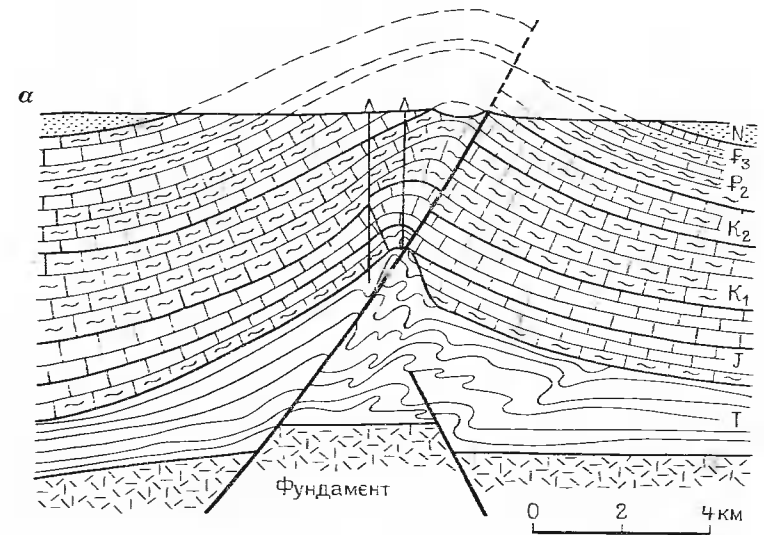


Рис. 3. Диапировые соляные купола, складчатость нагнетания в диапировых ядрах:

а — антиклиналь Одиень в Аквитанском бассейне, Франция (по Ж. Дюпю-Каме); б — диапировый купол (по А. Бентцу); ядро сложено породами пермского возраста: 1 — соль; 2 — глина; 3 — известняк; 4 — ангидрит; 5 — битум

плекса. Основное значение имеет средний комплекс, сложенный высокопластичными породами — солью, глиной и т. д. Этот комплекс подвергается деформации, которая ведет к тому, что на больших площадях его первичная мощность уменьшается, а в некоторых местах, на ограниченных площадях, слои пластичного комплекса скучиваются. Скучивание может происходить в разном размере. Оно может приводить к образованию более или менее толстой подушки пластичного материала, над которой приподняты и куполообразно изогнуты слои верхнего комплекса. Подушка образует «ядро нагнетания». При большом размере скучивания пластичный материал протыкает вышележащие слои и образует типичное диапировое ядро, обычно цилиндрической формы (с эллиптическим или неправильным горизонтальным сечением). Нередко нагнетаемый материал сверху расплывается в стороны и ядро приобретает грибообразную форму. Высота ядра может измеряться несколькими километрами при диаметре в сотни метров. Если породы пластичного ядра слоисты, то они оказываются смятыми в узкие сдавленные изоклиналильные складки (рис. 3). Породы, лежащие поверх пластичного комплекса, приподнимаются над ядром в виде купола, разбитого разрывами на глыбы. На глубине прорванные ядром слои изгибаются вверх и примыкают к ядру со структурным несогласием. Диапировые купола часто бывают окружены кольцевой периферической, «компенсационной синклиналию». Нижний комплекс, подстилающий пластичные породы, прямо не участвует в деформации и может залегать спокойно или моноклинально или может быть разбит разрывами на поднятые и опущенные глыбы.

Помимо типичных диапировых куполов встречаются и линейные диапировые складки, линейность которых обусловлена тем, что они приурочены к зонам разломов.

Деформации, сопутствующие складкам

Смятие слоев в складки сопровождается другими движениями и деформациями слоев, которые накладываются на складки и усложняют их. Причины и механизм образования этих дополнительных деформаций рассмотрены в главах 3 и 5. Здесь же мы ограничимся только краткими сведениями о некоторых из них.

Образование складок обычно сопровождается скольжением слоев друг по другу, что ведет к подчеркиванию границ между последними. Если складки образованы в результате изгиба слоев под влиянием продольного (т. е. параллельного слоям) сжатия, то на крыльях складок каждый вышележащий слой скользит относительно нижележащего вверх.

Примерами деформации служат упомянутое уже выше расплющивание слоев на крыльях складок и увеличение их мощности в замках как антиклиналей, так и синклиналей. Это явление послыного течения материала слоев с крыльев к замкам наблюдается в

складках с крутыми крыльями. Такое послыное перераспределение материала приводит к преобразованию концентрических складок в складки подобные. Породы разных слоев, в зависимости от их механических свойств, текут с неодинаковой скоростью и их первичная мощность на крыльях и в замках изменяется по-разному. Если среди более пластичных слоев залегает менее пластичный слой, то нередко последний не успевает деформироваться равномерно вместе с окружающими слоями и его удлинение будет выражено

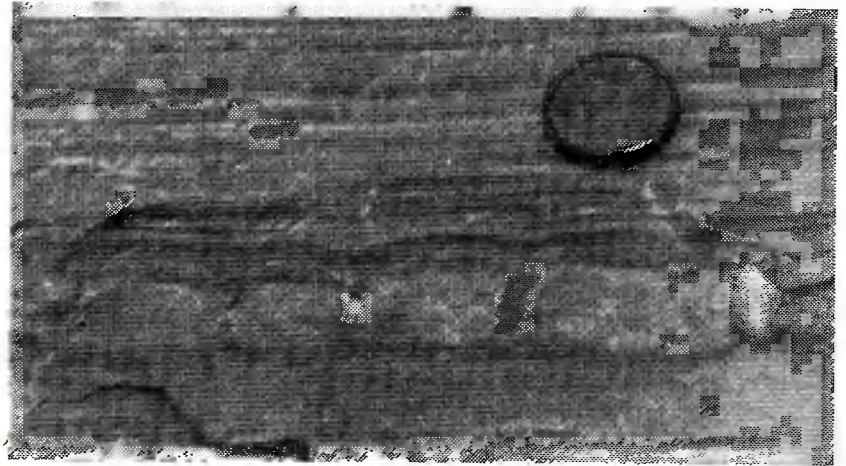
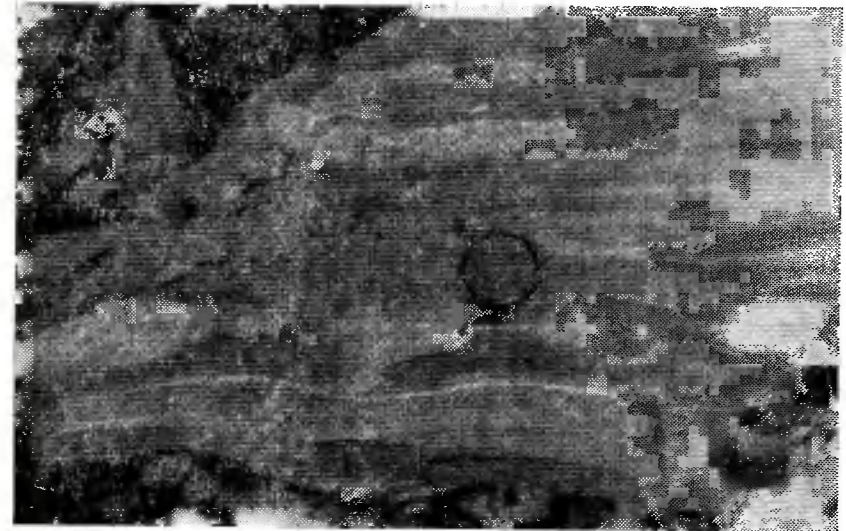


Рис. 4. Будины в слоях кварцитов протерозоя. Кривой Рог (фото Т. М. Гептнер):
а — будины по трещинам скалывания; б — будины по трещинам отрыва

либо в разлинзовании, т. е. в появлении в слое многократно следующих друг за другом пережимов, либо в явлении будинажа, т. е. в раскалывании слоя на куски, которые раздвигаются, а промежутки между ними заполняются внедрившимся пластичным материалом соседних слоев или минеральным веществом, выпавшим из растворов. Куски («будины»), на которые разделяется слой, могут иметь в одних случаях тупые концы, как бы обрубленные поперек слоя, в других — оттянутые, заостренные (рис. 4). В последнем случае будины имеют линзовидную форму, длинная ось которых направлена несколько косо по отношению к слою (см. гл. 3).

Очень важной сопровождающей складки структурой является кливаж. Кливаж — это расщепление горных пород на тонкие параллельные пластинки, не зависящие от слоистости и обычно секущие слои. Эти пластинки при внимательном рассмотрении оказываются чрезвычайно плоскими линзами, протяженность которых во много раз больше, чем их максимальная толщина.

В свежей породе кливаж макроскопически может быть совершенно не различим. Он становится видимым на выветрелых поверхностях или при ударе по куску породы, когда оказывается, что последняя раскалывается на пластинки.

Кливаж является объектом исследования с середины XIX в. Им занимались и физики и геологи многих поколений [17, 24, 25, 28, 37, 59, 62, 63, 67—70, 72—74, 77, 78]. С кливажем связаны трудные проблемы, которые не решены до сих пор.

В этой главе мы рассмотрим только морфологические вопросы, связанные с кливажем. Исследователи предлагали разные его морфологические классификации.

При макроскопической характеристике кливажа его разделяют прежде всего по положению относительно складок. Широким распространением пользуется кливаж, параллельный осевой поверхности складок. Это — «главный» кливаж (рис. 5, а — в). Он характерен для наиболее тонких, глинистых пород. Если же разрез состоит из чередующихся слоев глинистых и более грубых обломочных пород или известняков, то в слоях, сложенных более грубыми и менее пластичными породами, кливаж отклоняется от положения, параллельного осевой поверхности. Он становится веерообразным по отношению к складке. Обычно веер кливажа расходится вверх в антиклинальных складках и вниз в синклиналиях. Это — прямой веерообразный кливаж (рис. 5, г).

Встречается и обратный веерообразный кливаж, расходящийся вниз в антиклиналях и вверх в синклиналиях. Он наблюдается в тонких слоях пластичных пород, заключенных между толстыми твердыми слоями песчаников, известняков (рис. 5, д).

Кливаж осевой поверхности (или веерообразный) является, как правило, секущим по отношению к слоям в замке складки и на крыльях. Однако при изоклиальной форме складки кливаж

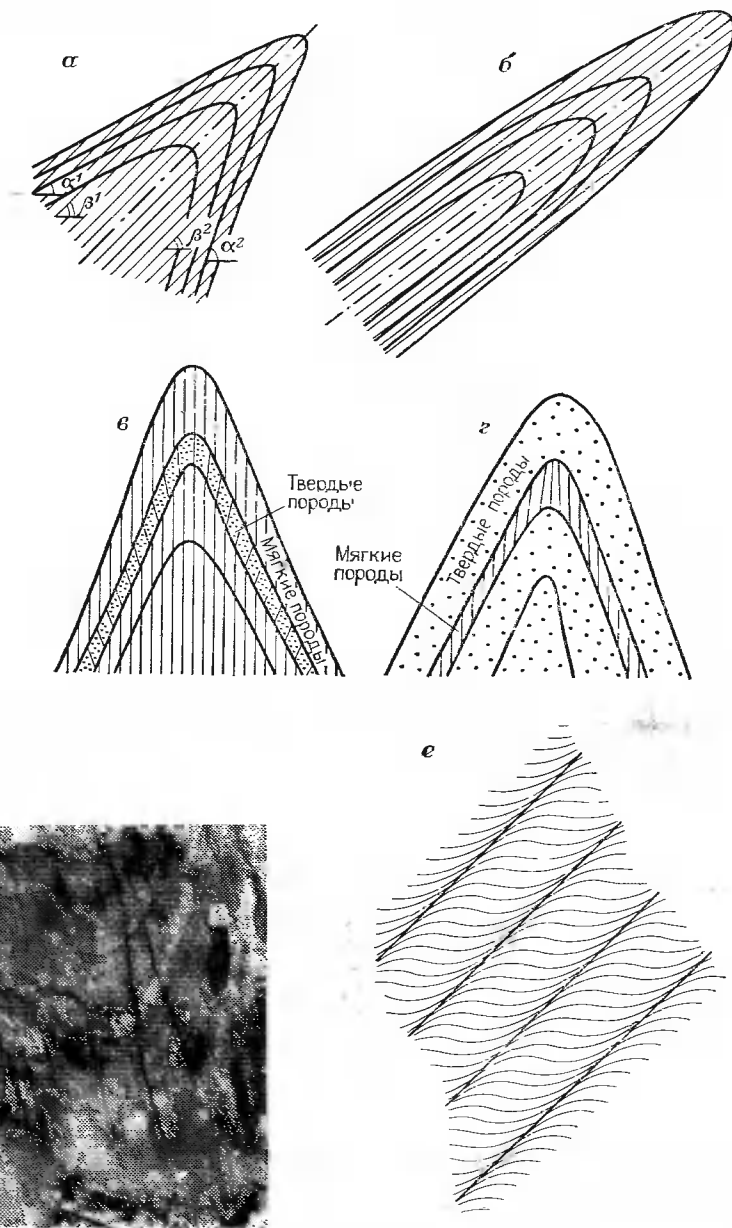


Рис. 5. Виды кливажа:

а — кливаж осевой поверхности в открытой складке; б — кливаж осевой поверхности в изоклиальной складке; в — преломление кливажа в слое песчаника; г — обратный веерообразный кливаж в тонком глинистом слое, залегающем между мощными слоями песчаника; д — кливаж осевой поверхности (фото по Л. Вейсу); е — s-образный кливаж

осевой поверхности параллелен слоям на крыльях, оставаясь секущим в замке складки.

В классификациях выделяется и послойный кливаж, параллельный слоям не только на крыльях, но и в замке складки.

Морфологической разновидностью является *s*-образный кливаж. Он не переходит из слоя в слой и внутри каждого слоя изгибается в виде буквы *s* (рис. 5, *e*).

В морфологических классификациях учитывается также толщина макроскопически видимых кливажных пластин (микролитонов). Наиболее тонким с пластинками толщиной в доли миллиметра является кливаж осевой поверхности, приуроченный к глинистым породам. Он называется кливажом течения. В породах грубозернистых и твердых кливаж более грубый: толщина микролитонов изменяется от миллиметров до нескольких сантиметров. Это — кливаж раскола. В зоне, где контактируют пластичный и жесткий слои, можно наблюдать, как происходит перестройка от кливажа течения к кливажу раскола. С приближением к слою песчаника или известняка, залегающего среди слоев глинистых сланцев, кливаж собирается в пучки, и тонкие микролитоны объединяются в более толстые. В твердых слоях кливаж может и вовсе отсутствовать, в то время как он хорошо развит рядом в более пластичных слоях.

Микролитоны в тонких пластичных породах имеют гладкие поверхности, в грубых породах они шероховаты.

В отличие от микролитонов кливажа течения, представленных чрезвычайно плоскими линзами, микролитоны кливажа раскола образуют более толстые и короткие линзы. Очень грубый и редкий кливаж в твердых слоях может быть выражен изогнутыми трещинами, разделяющими слой на короткие линзы толщиной в несколько сантиметров. Это — так называемые муллион-структуры (рис. 6). Аналогично кливажу раскола эти структуры в замках складок параллельны осевой поверхности и образуют прямой вер на крыльях, пересекая слой под тем или иным углом. Вдоль разделов между линзами твердой породы проникает глинистый материал соседних слоев. В результате вместо сплошного слоя песчаника или известняка образуется полоса линз того или другого, «плавающих» в глинистой массе. Эти структуры отличаются от линз и будин, вызванных растяжением слоя, тем, что они пересекают слой, а не вытягиваются параллельно ему.

Различают также кливаж непрерывный и прерывистый. Первый равномерно пронизывает всю породу, второй образует полосы, разделенные зонами некливажированной породы.

Интенсивно развитый кливаж, особенно в глинистых толщах, лишенный большого литологического разнообразия, маскирует слоистость, делает ее трудно распознаваемой.

Своеобразный рисунок создается на поверхности слоя при пересечении его кливажем. В зависимости от угла между кливажем и слоем, а также толщины слоя этот рисунок выражен в зуб-

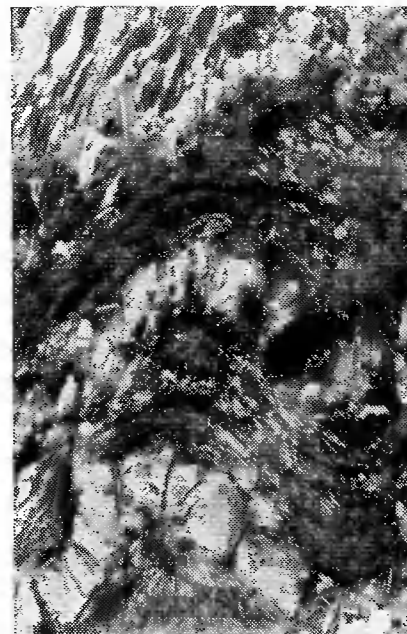


Рис. 6. Муллион-структуры в мраморах и сланцах докембрия. Западная часть Киргизского хребта (фото В. Г. Талицкого).

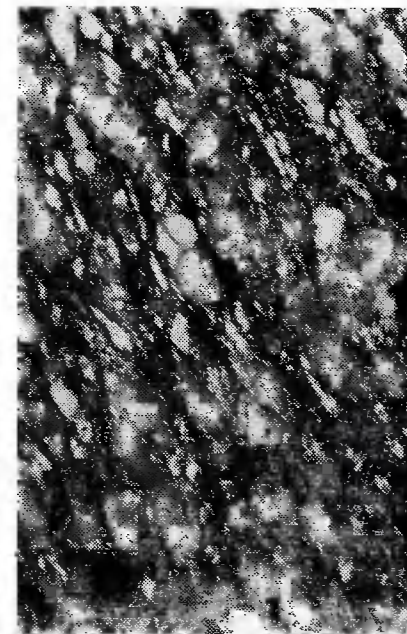


Рис. 7. Микроструктура кливажа течения в аргиллитах флишевого синклинория Большого Кавказа (фото Н. Б. Лебедевой).

Белое — твердые зерна кварца

чатости слоя, в разделении его на отдельные в виде не только пластин, но и стержней («карандашей») и т. п.

Под микроскопом хорошо развитый кливаж течения выражен параллельной ориентировкой плоских глинистых минералов, слюд, хлорита и др. Чешуйки этих минералов ориентированы в общем параллельно друг другу, параллельно кливажу и образуют полосы. При более совершенном кливаже эти полосы протяженны и плоски, а при более слабом — они извилисты и распадаются на короткие сегменты. Там, где в глинистую массу включены более твердые зерна (например, кварца), плоские минералы обтекают эти зерна (рис. 7).

Встречается кливаж, который характеризуется тем, что плоская ориентировка слюд и других минералов не пронизывает его равномерно, а концентрируется в отдельных узких зонах. Между этими зонами плоские минералы расположены в виде микрослоев, залегающих под тем или иным углом к указанным полосам. В целом получается картина усложнения микрослойчатости многочисленными тесно расположенными микроскопическими флексурами (рис. 8). Такой кливаж называется кливажем скольжения.



Рис. 8. Микроструктура квиважа скольжения (фото Н. Б. Лебедевой)

чения тем, что он не связан с ориентированным плоскопараллельным расположением минералов, а выражен лишь параллельными расколами.

Об условиях образования квиважа см. гл. 5.

Группировка складок

Складки, как правило, не встречаются обособленно. Обычно они образуют группы. Более крупные из них могут осложняться наложенными мелкими складками. Тип складок при этом сохраняется. Например, крупные куполовидные складки осложняются мелкими куполовидными же складками, а крупные линейные складки чаще всего осложняются более мелкими линейными же складками. Могут наблюдаться несколько порядков наложенных друг на друга складок вплоть до мельчайшей плейчатости.

Чрезвычайно важное значение имеет группировка однопорядковых складок на площади. Совокупность складок, покрывающих некоторую территорию, называется складчатостью.

Выделяются разные морфологические типы складчатости и существуют разные классификации этих типов. Однако, как правило, во всех классификациях подчеркивается существование двух основных типов складчатости — более сложной и сжатой складчатости, характеризующейся прежде всего своей линейностью, и складчатости более простой, обычно лишенной линейности, состоящей из отдельных куполов или поднятий и прогибов коробчатой формы. Первый тип называется в ряде классификаций складчатостью линейной, или альпинотипной, или по условиям ее обра-

зования, геосинклинальной. Второй тип — это складчатость куполовидная, или германотипная, или платформенная [16, 45, 48, 61]

Автор также выделяет два основных типа складчатости: складчатость полная (голоморфная) и складчатость прерывистая (идиоморфная).

Полную, или голоморфную, складчатость характеризуют следующие свойства (рис. 9):

а) непрерывность чередования складок на площади — слои в пределах складчатой зоны смяты в складки повсеместно, так что не остается недислоцированных участков, и складчатость сплошь заполняет пространство;

б) равное развитие антиклинальных и синклинальных складок — ширина и амплитуда тех и других, а также их форма одинаковы;

в) линейность складок — складки вытянуты и их длина значительно больше ширины, они параллельны друг другу и имеют общее простирание в пределах широких полос. Если простирание меняется, то такое изменение охватывает широкую полосу складок;

г) вергентность складок — наблюдаемый в широких полосах складок их одинаковый наклон в ту или другую сторону. В поперечном разрезе через складчатую зону иногда видно изменение вергентности (т. е. направления наклона) складок, но такое изменение всегда охватывает значительное число расположенных рядом складок.

Таким образом, отдельные складки, принадлежащие к этому типу складчатости, составляют части цельной структуры: форма, простирание, наклон не индивидуальны для каждой складки, а подчинены общим для всей складчатой зоны закономерностям. Складчатость этого типа характерна для складчатых зон, образующихся в геосинклиналях.

Прерывистой, или идиоморфной, складчатости свойственны признаки, в общем противоположные тем, которые характеризуют полную, или голоморфную складчатость. Эти признаки следующие:

а) прерывистость, или локальность складок, — развитие отдельных изолированных складок среди областей в общем горизонтального залегания слоев;

б) неравное развитие антиклиналей и синклиналей. Обычно активными формами являются антиклинали, тогда как равноправные с ними синклинали отсутствуют. Вместо последних между антиклиналями расположены участки, где слои залегают горизонтально. Форма таких участков определяется формой и взаимным расположением антиклиналей. Там, где две изолированные антиклинали близко подходят друг к другу, между ними возникает некое подобие синклинали. Но проследивая эту структуру по простиранию, мы обнаружим, что она переходит в горизонтальное залегание слоев как только соседние антиклинали раздвигаются или заканчиваются по простиранию;

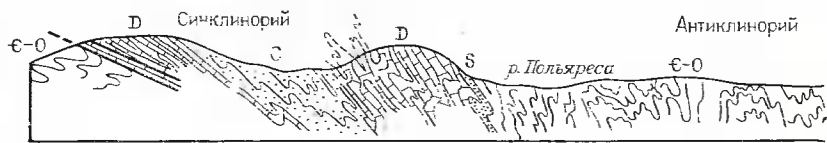


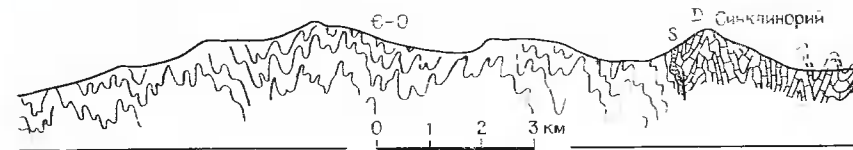
Рис. 9. Пример полиой (голоморфной) складчатости. Центральные Пиренеи

в) отсутствие линейности. Изолированные поднятия, образующие эту складчатость, представлены преимущественно брахиантиклиналями и куполами. Встречаются и отдельные длинные поднятия (валы), но и они изолированы, простираются не выдержаны и меняются от одного вала к другому, а иногда и в пределах одного вала. Поднятия имеют разную форму, размеры и амплитуду;

г) отсутствие выдержанной вергентности. Многие поднятия, входящие в эту складчатость, асимметричны: одно их крыло круче другого. Но асимметрия эта незакономерна. Она меняется от одной складки к другой и даже одна складка в разных своих частях может иметь наклон в разные стороны.

Прерывистая складчатость характеризуется чрезвычайно большим морфологическим разнообразием входящих в нее отдельных складок. Так, куполообразные складки, принадлежащие к складчатой системе этого типа, сильно различаются размерами и наклоном своих крыльев. Диаметры куполов изменяются от сотен метров до десятков километров. Углы падения слоев на крыльях колеблются от ничтожных — в доли градуса — до очень крутых. Амплитуда поднятий колеблется от нескольких метров до нескольких километров.

Среди особых проявлений прерывистой складчатости можно указать на отдельные очень крупные поднятия сундучной формы с пологим сводом и крутыми крыльями (или одним пологим, а



(по Г. Цварту)

другим крутым крылом). Таковы, например, массивные поднятия Доно-Медведицкого вала и Жигулей на Восточно-Европейской платформе (рис. 10). Они протягиваются на сотни километров, а их амплитуда измеряется многими сотнями метров. Жигули асимметричны: южное крыло их полого, северное местами вертикально и нарушено разрывом. Крылья Доно-Медведицкого поднятия осложнены уступами флексур. Вместе с тем в тех же восточных районах Восточно-Европейской платформы широко развиты очень пологие куполовидные поднятия овальной или неправильной формы. Типичны также низкие пологие вытянутые валы, примером которых является Окско-Цнинский вал. Он протягивается на 350 км при ширине 25—40 км и амплитуде 200—300 м. Углы падения слоев на крыльях не превышают 1,5°.

Характер прерывистой складчатости указывает на то, что в отличие от полной складчатости входящие в ее состав складки представляют каждая самостоятельную структуру, независимую от других складок.

Складки, входящие в состав прерывистой складчатости, Н. С. Шатский предложил называть плакантиклиналями и плакосинклиналями.

Этот тип складчатости характерен для платформ.

Внутри зон развития полной складчатости в качестве более крупных, чем складки, структурных форм (мы отнесли их к категории «больших изгибов») выделяются антиклинории и синклинории. Первые — структуры в целом антиклинальные, но объединяющие большое число частных антиклиналей и синклиналей. Вторые являются таким же объединением многих частных складок в форме большого синклинального прогиба. По вергентности складок, входящих в их состав, выделяются антиклинории и синклинории антивергентные и синвергентные. Антиклинории обычно бывают антивергентными: осевые поверхности складок на их крыльях сходятся вниз, т. е. складки наклонены в стороны от оси антиклинория. Синклинории же обычно бывают синвергентными, т. е. складки на их крыльях наклонены внутрь синклинория.

Для зон полной складчатости характерны более крупные, чем складки, структурные ступени. Они выражены в том, что зеркало складок, т. е. поверхность, проведенная по одновозрастным слоям на уровне замков антиклиналей или синклиналей, не наклоняется плавно на крыльях антиклинорий и синклинорий, а опускается или поднимается уступами (рис. 11).

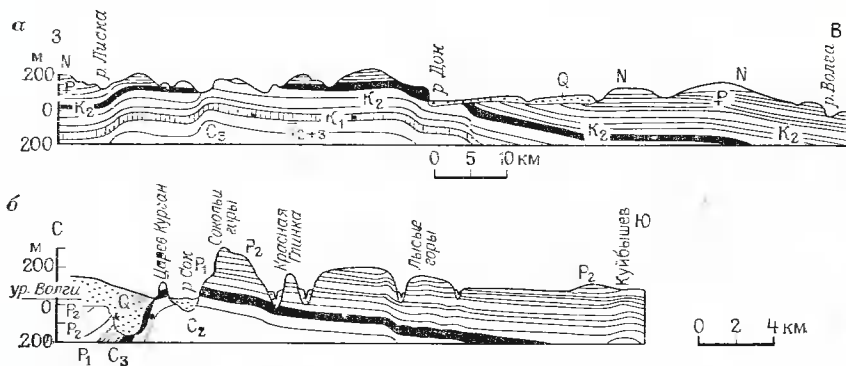


Рис. 10. Сундучные складки: а — Доно-Медведицкий вал; б — Жигулевское поднятие

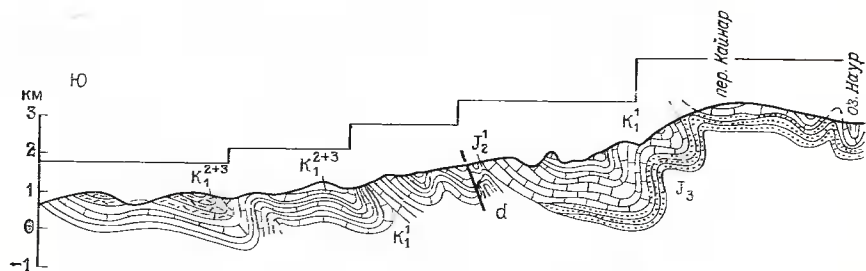


Рис 11. Геологический профиль южного склона юго-восточной части Большого Кавказа. Линии над профилем показывают структурные ступени, осложняющие антиклинорий Большого Кавказа

Кроме двух указанных основных морфологических типов складчатости выделяется еще складчатость промежуточного типа, которая в той или иной мере объединяет признаки как полной, так и прерывистой складчатости. Промежуточная складчатость, в свою очередь, подразделяется на два подтипа: складчатость гребневидную и складчатость коробчатую, или сундучную.

Гребневидная складчатость характеризуется чередованием резко выраженных антиклиналей и широких пологих синклиналей (рис. 12). Неравное развитие антиклиналей и синклиналей сближает эту складчатость с прерывистой. Однако синклинали в гребневидной складчатости все-таки существуют, хотя бы пологие. Кроме того, гребневидная складчатость отличается хорошо выраженной линейностью: антиклинали имеют форму вытянутых валов или удлиненных брахиантиклиналей. В ряде случаев наблюдалось, что в ядрах гребневидных антиклиналей сосредоточены скопления пластичного материала, выжатого из-под соседних ши-

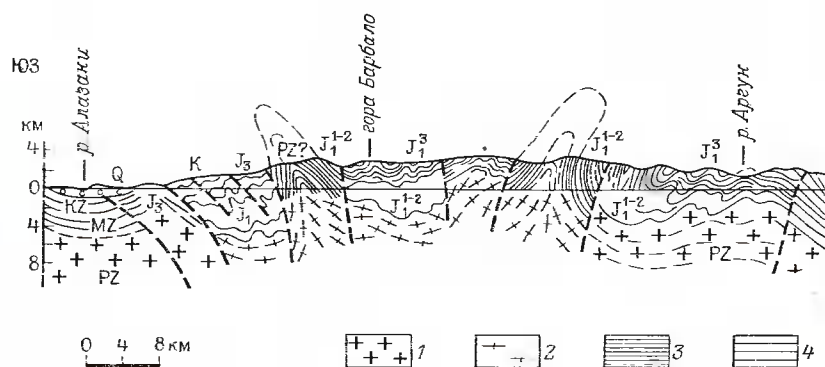
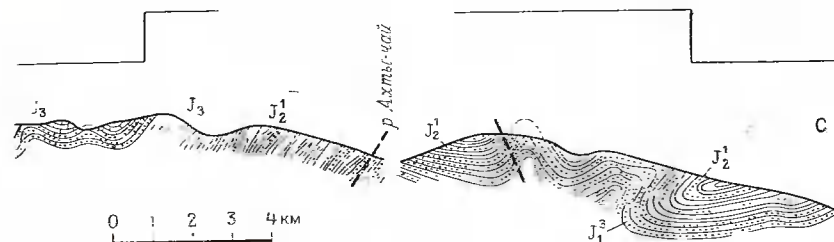


Рис. 12. Полная и гребневидная складчатость. Восточная часть Большого Кавказа. 1 — граниты палеозоя; 2 — предполагаемая кровля гранитного диапира; 3 — сланцы; 4 — тектонические разрывы. В районе горы Барбалю — глубинный диапир, осложненный осевым гребневидным

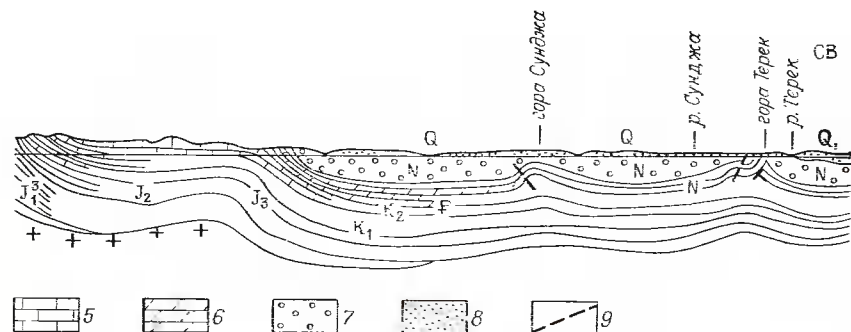


Кавказа (по А. В. Долицкому).
шого Кавказа

роких синклиналей. Иногда этот материал выжимается через разрыв в своде антиклинали в виде языка и образует маленький тектонический покров. Следовательно, можно предположить, что гребневидные антиклинали по своему внутреннему строению сходны с диапировыми куполами, отличаясь от последних линейностью.

В западноевропейской терминологии (Г. Штилле) гребневидная складчатость называется активной.

Коробчатая (сундучная) складчатость состоит из группы крупных сундучных складок, покрывающих ту или иную площадь. У складок широкие пологие своды (антиклинали) и днища (синклинали) и вертикальные или очень крутые крылья. На отдельных участках антиклинали и синклинали перестают быть подобными: синклинали приобретают форму узких щелей между широкими антиклиналями. Эта особенность сближает такую складчатость с прерывистой, но то, что она сплошь покрывает некоторую площадь и ей присуща линейность, являются качествами более близ-



каза (по А. А. Сорскому):

сланцы и песчаники; 5 — известняки; 6 — мергели; 7 — песок и глины; 8 — пески; 9 — тектонический разрыв. В юго-западной части профиля складчатость полная, в северо-восточной части —

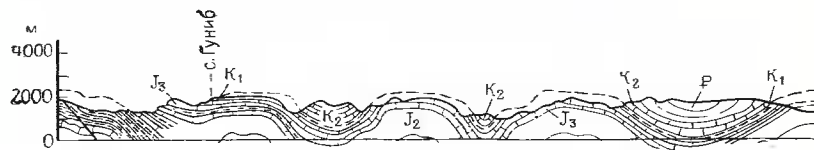


Рис. 13. Коробчатая (суидучная) складчатость. Дагестан (по В. Н. Шолпо)

кими к полной складчатости (рис. 13). В западноевропейской терминологии (Г. Штилле) это — дежективная складчатость.

Промежуточная складчатость наблюдается преимущественно в переходных областях между складчатыми зонами и платформами.

Связные деформации магматических пород

Первичные формы залегания эффузивных и интрузивных магматических пород могут быть видоизменены в процессе тектонических деформаций. Может измениться также и внутренняя структура этих пород.

Поскольку форма залегания эффузивных пород преимущественно пластовая, т. е. сходная с формой залегания осадочных пород, дислокации, наблюдаемые в эффузивных покровах, аналогичны деформациям в слоистых осадочных породах. Слои эффузивных пород, залегающие среди осадочных слоев, сминаются в складки вместе с последними. Поскольку эффузивные породы обычно тверже осадочных, они разлинзовываются и разделяются на будины. Аналогичным образом ведут себя под влиянием тектонических напряжений и пластовые интрузивы, которые также сминаются в складки, разлинзовываются и будинируются.

Иначе обстоит дело с интрузивами. Если, например, шток неправильной формы залегает среди слоистых осадочных пород, которые под влиянием горизонтального сжатия сминаются в складки, то интрузивное тело, будучи неслоистым, в складки не сминается. Оно испытывает деформацию более однородную. Под влиянием горизонтального сжатия интрузивное тело все целиком становится короче в горизонтальном направлении и растягивается в вертикальном (рис. 14). Эта деформация происходит не путем изгиба, а в результате взаимных перемещений внутри массива отдельных кристаллов или крупных блоков.

Характер внутренних деформаций зависит от механических свойств интрузивной породы во время деформации. Если порода в данных условиях пластична, она деформируется без нарушения связности. При этом меняется не только ее внешняя форма, но и внутренняя текстура.

Первичная текстура, образованная при движении магмы в жидком состоянии, подвергается изменению. Создаются новые ориентированные плоскостные и линейные текстуры, отвечающие деформациям массива, происходящим уже в пластичном твердом состоянии. Если первичная ориентированная текстура формирует-

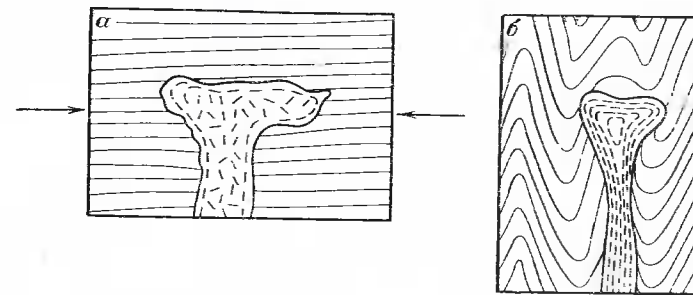


Рис. 14. Деформация интрузивного тела, расположенного внутри слоистой толщи, под влиянием горизонтального сжатия:

а — до деформации; б — после деформации

ся преимущественно путем поворота кристаллов в жидкой среде, то в образовании вторичной текстуры большую роль играет процесс ориентированной перекристаллизации в твердом состоянии. Действует, так называемое, «правило Рикке», согласно которому сжатия, растворяется и переотлагается на менее сжатых гранях. Поэтому кристаллы уплощаются по направлению оси сжатия и удлиняются в направлении максимального растяжения. В результате первичная текстура либо вовсе исчезает, заменяясь вторичной с другим рисунком, либо сохраняется отдельными фрагментами, которые «просвечивают» сквозь вторичную текстуру, что позволяет в той или иной мере расшифровать историю породы.

Пластическое поведение интрузивных пород наблюдается обычно в обстановке, когда окружающие породы одновременно подвергаются региональному метаморфизму, свидетельствующему о повышенной температуре. Сильно деформированные интрузивные тела, превращенные, например, в узкие длинные извивающиеся ленты, характерны для толщ, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации. При этом и в метаморфических породах создается ориентированная текстура, отвечающая плану общей деформации.

РАЗРЫВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Разрывные деформации разделяются на две основные группы: разрывы без смещения, или трещины (диаклазы), и разрывы со смещением, или разрывные смещения (параклазы). Понятие о трещинах как о разрывных дислокациях без смещения условно, так как разрывов совершенно без всякого смещения их крыльев существовать не может. Всегда имеется хотя бы очень малое смещение в виде раздвигания краев трещины или их относительного скольжения параллельно друг другу. Однако, если такие смещения очень малы и не существенны для данного масштаба исследования, ими можно пренебречь.

Трещины

Трещины чрезвычайно широко распространены в земной коре, встречаются во всех породах, кроме наиболее сыпучих или легко размокающих, в которых они не могут сохраняться.

Индивидуальные трещины различаются размером своего раскрытия (зияния), протяженностью, формой, положением в пространстве и по отношению к другим элементам тектонической структуры (к складкам, ориентированной текстуре интрузивной породы и т. д.).

Встречаются трещины разной протяженности. Существуют микротрещины длиной в доли миллиметров. Некоторые трещины измеряются сантиметрами, а самые крупные протягиваются на десятки километров. Наиболее распространены трещины протяженностью в метры и десятки метров. Они составляют повсеместно трещиноватость горных пород.

В осадочных породах трещины большей частью являются внутрислойными, т. е. не выходящими за пределы одного слоя. Многие из них пересекают слои перпендикулярно к напластованию, другие наклонно. Более крупные трещины секут пакки слоев.

По своей форме трещины бывают прямыми или изломанными, а края их могут быть гладкими, отшлифованными или неровными и зазубренными.

По отношению к залеганию слоев трещины классифицируются как нормальные и наклонные к слою, а также параллельные слою. По отношению к простиранию линейных и брахискладок трещины разделяются на продольные, поперечные и косые. На округлых куполовидных формах развиты радиальные и концентрические трещины.

Для массивных интрузивных пород употребляется иная классификация трещин по их положению внутри массива и отношению к его внутренней текстуре (рис. 15). Их обычно разделяют в зависимости от положения по отношению к ориентированным тек-

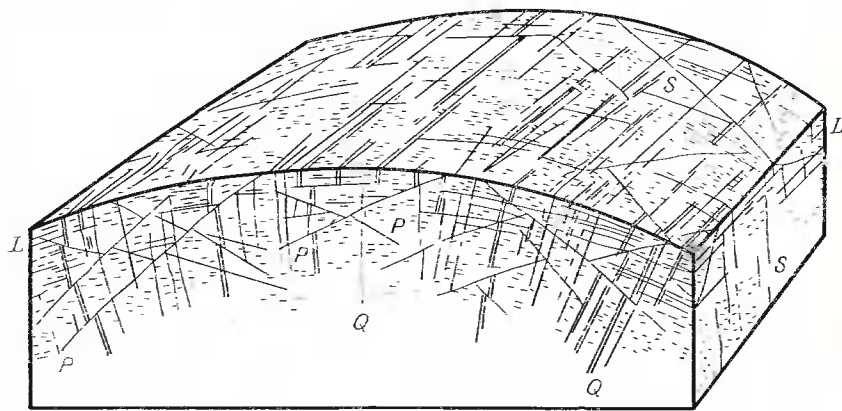


Рис. 15. Системы трещин в интрузивном массиве (по Г. Клоусу)

стурам. Трещины, расположенные поперек линейно ориентированных текстур, называются поперечными и обозначаются буквой Q. Трещины, параллельные той же линейной текстуре и при этом вертикальные или крутые, называются продольными (трещины S). Пологие трещины, параллельные линейной текстуре (трещины L), формируют пластовые отдельности. Существуют диагональные трещины (D), расположенные косо к линейной текстуре.

Происхождение этих групп трещин не вполне ясно. Часть их образуется при деформации интрузивного массива под воздействием тектонических сил, внешних по отношению к массиву. Но другие, возможно, возникают в процессе остывания и сокращения объема массива. Поэтому допущение, что они все отнесены здесь к разряду тектонических структур, является условным.

Для понимания условий образования трещин существенное значение имеют закономерности их взаимного сочетания. Трещины обычно образуют «системы», т. е. группы, объединяемые теми или иными особенностями их расположения. Например, в одну систему объединяют трещины взаимно параллельные, имеющие одинаковое положение в пространстве. Однако под системой может пониматься и иное сочетание трещин. Например, на куполе образуются система радиальных и система взаимно параллельных концентрических трещин. Нередко на периклиналях и центриклиналиях складок наблюдается поворот трещин вместе с поворотом слоев, причем трещины все время сохраняют свое положение по отношению к слою; например, определенная группа вертикальных трещин на всем протяжении пери- и центриклинали сохраняет свое простирание по направлению падения слоя; другая группа, оставаясь перпендикулярной к слою, сохраняет простирание, диагональное к простиранию слоя и т. д. Очевидно, в этом случае целесообразно выделять системы трещин по общности их залегания по отношению к слою. В интрузивных массивах выделяются системы трещин в зависимости от их положения по отношению к ориентированным текстурам.

Пересекающиеся системы трещин вырезают из пород блоки той или иной формы и того или иного размера. Такие блоки называются отдельностями породы. В слоистых породах роль одной из систем поверхностей, ограничивающих отдельности, играет поверхность напластования. Форма отдельностей зависит от толщины слоя и взаимного положения и частоты трещины разных систем. Говорят об отдельностях кубических, глыбовых, плитчатых и других, хотя установившейся терминологии для выделения типов отдельностей нет.

Особо должны быть выделены системы кулисных трещин отрыва, образующих полосу вдоль сдвигового смещения. Вдоль сдвига протягиваются параллельные ему трещины скалывания, а кулисные трещины отрыва примыкают к последним, являясь «трещинами оперения» (рис. 16).

Следует отметить также случаи ветвления трещин, в связи с чем образуются так называемые «структуры конского хвоста».

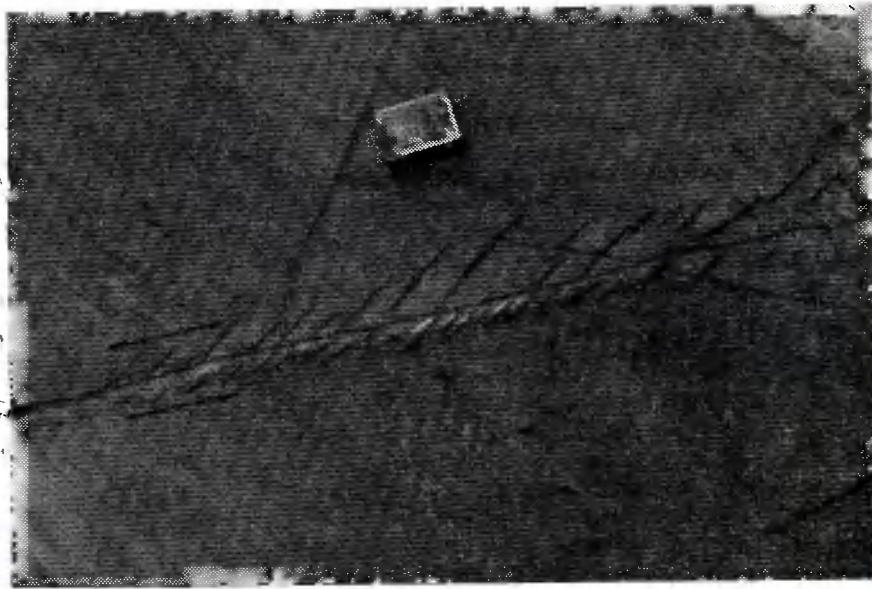


Рис. 16. Кулисные трещины отрыва в зоне сдвига в известняках. Таласский хребет (фото В. Г. Талицкого)

Ветвления обычно наблюдаются на конце большой трещины, где сосредоточенное разрушение рассеивается (см. гл. 3).

Разрывные смещения

Среди разрывных смещений выделяется ряд разновидностей в зависимости от наклона разрыва и направления смещения.

Основными группами разрывных смещений являются раздвиги и разрывы со скольжением. Под раздвигом понимается смещение, выраженное в раздвигании краев трещины с увеличением ее полости.

Разрывы со скольжением обычно разделяются на сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги, тектонические покровы. Кроме того, нами было предложено ввести в терминологический обиход еще одну разновидность разрывного смещения, которая была названа **взрезом**.

Под взрезом мы понимаем вертикальное смещение по вертикальному разрыву. Этот, по-видимому, наиболее распространенный в природе тип разрывного смещения был, как это ни странно, обойден терминологией. Такие вертикальные разрывы часто именуется сбросами. Но под сбросом правильнее понимать «нормальный сброс», т. е. смещение по наклонному разрыву всякого крыла вниз. Неправильно называть вертикальные разрывы и взбросами, поскольку последние представляют собой смещения по крутой, но все же наклонной трещине всякого крыла вверх.

Различие между взбросом и надвигом, а также надвигом и тектоническим покровом — в наклоне сместителя. Например, надвигами можно считать разрывы с наклоном положе 60° , а взбросами — с более крутым наклоном. Очевидно, что этот критерий имеет условный характер. Сместитель тектонического покрова имеет волнистую форму при среднем положении на значительной площади, близком к горизонтальному.

Разрывные смещения редко проявляются в чистом виде, т. е. происходят либо по простиранию, либо по падению сместителя. Большинство наблюдаемых смещений относятся к «сложным», объединяющим движения как по падению, так и простиранию сместителя. Однако для крупных разрывных смещений преобладающими остаются направления движений по простиранию и падению сместителя, т. е. вертикальная и горизонтальная составляющие в целом преобладают.

Разрывные смещения сопровождаются изменением строения прилегающих пород. Вблизи разрыва наблюдается подворот слоев. Крупные разрывы обычно представлены зоной разрушения пород, многочисленными разрывами, раздроблением пород. Такая зона может быть узкой или достигать в ширину нескольких километров.

Скольжение глыб пород приводит к появлению на поверхности глыб штрихов, царапин, борозд и рубцов. В результате полирующего действия скользящих друг по другу крыльев разрыва образуются «зеркала скольжения» и новые блестящие плоские минералы (слюда, хлорит и др.). Постепенное все большее раздробление и перетирание пород последовательно приводит к образованию брекчий, жакирита, катаклазита и, наконец, милонита. Все эти раздробленные и перетертые породы объединены в группу так называемых тектонитов.

Тектонические покровы нередко сопровождаются особыми видами тектонитов, известными под общим названием тектонического меланжа, или тектонической смеси [2, 33]. Это — огромные массы разбитых, развальцованных и смешанных пород, покрывающие десятки и сотни квадратных километров и имеющие мощность в сотни метров.

Меланжи образуются разными путями. Некоторые из них представляют собой результат разрушения фронтальной части тектонического покрова, двигавшегося по земной поверхности. Такое разрушение происходит постепенно: по мере того, как покров продвигается вперед и его лоб повисает над крутым склоном соседней депрессии, породы откалываются большими глыбами и соскальзывают в депрессию. Там они могут быть захоронены под последующими осадками. Так образуются горизонты «экзотических глыб», «клиппов» или «дикого флиша».

Бывает, что откалываются и сползают в депрессии большие куски слоев. Они захороняются плоскими плитами или перед захоронением мнутся и сминаются в складки. Такие пласты, отделившиеся от места своего коренного залегания, называются оли-

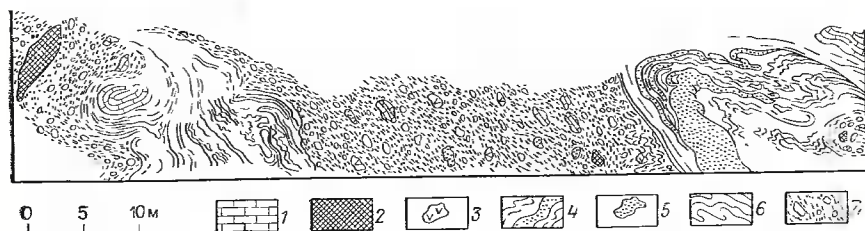


Рис. 17. Пример тектонического меланжа. Динариды (по И. И. Белостоцкому):
1 — триасовые известняки; 2 — рассланцованные серпентиниты среди рыхлых образований, обломки и глыбы гипербазитов; 3 — глыбы диабазов; 4 — кремнисто-глинистые сланцы с пластинами плотных радиоларитов; 5 — глыбы радиоларитов; 6 — аргиллиты; 7 — рыхлые тиллоподобные образования с глыбами разных пород в щебенчато-аргиллитовом субстрате

столистами, а скопления небольших обломков — олисто-стромами. Опознавательной чертой нагромождения экзотических глыб, отколовшихся от покрова, является их нагромождение в обратной стратиграфической последовательности: более молодые породы внизу, более древние вверху, так как сначала разрушаются породы, лежащие наверху, а затем те, которые лежат глубже. Меланжи этого типа называются осадочными.

В других случаях образуются чисто тектонические меланжи. Они связаны с процессами, происходящими в теле тектонического покрова при его движении. Благодаря неравномерному движению покрова и неоднородности материала внутри покрова могут отщепляться большие пластины, которые затем под влиянием относительных смещений соседних участков изгибаются, свертываются и раскалываются на глыбы. Крупные глыбы представлены более твердым материалом, тогда как более мягкий (глинистый и мергелистый) материал проникает между этими глыбами, отделяя их друг от друга. В процессе движения глыбы вращаются в пластичной массе. Перемешиванию способствуют погружение относительно более тяжелых глыб в подстилающий менее плотный материал и внедрение последнего по трещинам вверх. На рис. 17 приведена зарисовка тектонического меланжа.

Образованию тектонических меланжей способствуют контрасты в механических свойствах пород, слагающих покров. В качестве пластичных пород кроме глин, аргиллитов, глинистых сланцев, мергелей, соли и т. д. значительную роль играют серпентиниты. Они обладают не только большой текучестью под давлением, но и малой плотностью, что способствует внедрению их в вышележащие породы и погружению в них глыб других пород.

Тектонические меланжи могут быть сходны с продуктами подводного оползания. Известны случаи, когда они похожи на древние ледниковые морены.

Глубинные разломы

Глубинные разломы — это особая категория разрывных смещений, имеющих протяженность на земной поверхности в сотни километ-

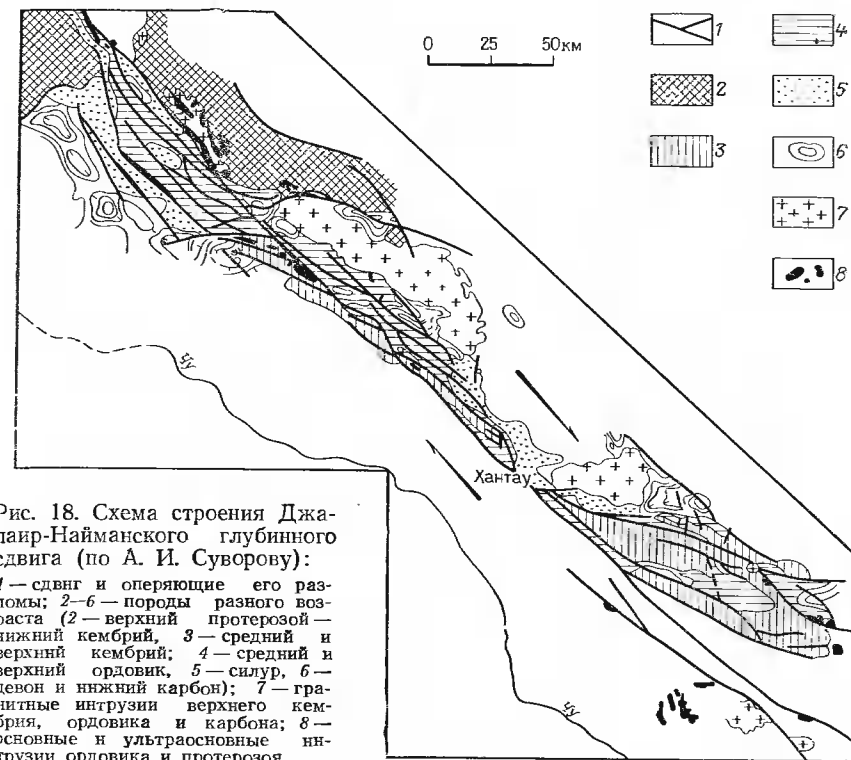


Рис. 18. Схема строения Джалаир-Найманского глубинного сдвига (по А. И. Суворову):

1 — сдвиг и оперяющие его разломы; 2—6 — породы разного возраста (2 — верхний протерозой — нижний кембрий, 3 — средний и верхний кембрий, 4 — средний и верхний ордовик, 5 — силур, 6 — девон и нижний карбон); 7 — гранитные интрузии верхнего кембрия, ордовика и карбона; 8 — основные и ультраосновные интрузии ордовика и протерозоя

ров и являющихся в течение длительного геологического времени зонами концентрации особенно интенсивных тектонических, магматических и метаморфических процессов [51]. Вдоль этих разломов наблюдаются значительные дислокации пород, проявления интрузивной и эффузивной деятельности, а также усиление метаморфических процессов. Глубинные разломы разделяют участки земной коры с разной историей, а поэтому — с разными составом и возрастом пород, мощностью осадков и степенью деформированности.

Глубинный разлом представляет собой всегда более или менее широкую зону раздробленных пород. Ширина такой зоны может достигать десятков километров. Породы в этой зоне раздроблены огромным количеством кулисообразно расположенных разрывов разных порядков на множество отдельных блоков преимущественно линзовидной или ромбовидной формы, а также развальцованы и перетерты (рис. 18).

В зависимости от направления относительных смещений участков земной коры, находящихся по разные стороны глубинного разлома, последний может быть глубинным раздвигом, глубинным сдвигом, глубинным сбросом, глубинным надвигом и глубинным взрезом. Последний тип глубинных разломов, т. е. разломов

вертикальных с вертикальными же перемещениями крыльев, несомненно, в пределах континентов преобладает. Но следует иметь в виду, что в течение длительной истории существования глубинного разлома направление смещений по нему может неоднократно меняться.

Слоистые породы в зоне глубинного разлома, помимо того, что они разбиты разрывами на отдельные блоки, часто бывают смяты в сильно сжатые складки. Получается складчато-блоковая структура, которая превращает глубинный разлом в «зону смятия».

Глубинные разломы играют большую роль в общем развитии земной коры и являются структурными формами I порядка. Вопросы, связанные с ними, рассматриваются в курсах общей геотектоники.

ГЛАВА 2

ОСНОВЫ МЕХАНИКИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ТВЕРДЫХ ТЕЛ¹

ПОНЯТИЕ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ

Вторичные формы залегания горных пород, изучаемые структурной геологией, представляют собой результат деформаций.

Деформация происходит под действием сил, приложенных к горной породе. Они могут быть приложены к поверхности некоторого объема пород (поверхностные силы) или к каждой материальной частице породы (объемные силы). Объемной силой является сила тяжести.

Силы создают напряженное состояние внутри всего объема. Они могут вызвать разрушение горной породы, которое в геологической обстановке выражается в появлении разрывных дислокаций.

Характер протекания процесса деформирования, а также разрушения зависит как от физико-механических свойств, так и от строения массива пород, от наличия в нем тех или иных неоднородностей.

Деформации и разрушение горных пород — это частные случаи деформаций и разрушения твердых тел вообще. Связи между деформациями и напряжениями, прочностью и разрушением твердых тел изучаются механикой сплошной среды. Сплошная среда представляет собой упрощенную модель реальных тел. В этой модели принимается, что вещество среды непрерывно распределено по ее объему. Такое представление о сплошной среде позволя-

ет считать, что выделенный около произвольной точки занимаемого телом пространства сколь угодно малый объем содержит вещество. В пределе, при стягивании объема к точке, мы приходим к понятию материальной частицы сплошной среды, которую, с одной стороны, можно наделять средними физико-механическими свойствами, а, с другой — считать точкой пространства, следить за ее местоположением и перемещением в процессе деформации. Следовательно, материальная частица сплошной среды наделена одновременно свойствами точки и тела, что существенно упрощает математическое описание деформирования тел.

Представление о сплошной среде входит, конечно, в противоречие с дискретным строением реальных тел, которые состоят из атомов, молекул, зерен или глыб (в зависимости от масштаба рассматривания). Например, описывая как сплошную среду песок, мы не принимаем во внимание его зернистое строение. Но модель сплошной среды хорошо описывает усредненные, макроскопические характеристики деформаций и напряжений. То есть, методами механики сплошной среды нельзя описать движения отдельных песчинок при деформации песка, но для объемов, содержащих большое число песчинок, эта модель оказывается вполне пригодной. Хотя в этом случае не рассматривается структурная неоднородность среды, имеющая те или иные конечные геометрические размеры, но в рамках модели сплошной среды при математическом описании рассматриваются сколь угодно малые материальные частицы. Противоречия не будет, если отдавать себе отчет в том, что получаемые результаты относятся к объемам среды, размер которых значительно превышает характерные размеры структурной неоднородности среды.

Это, конечно, не значит, что в рамках механики сплошной среды нельзя рассматривать неоднородные среды. Если, например, в толще песка с глубиной меняется размер слагающих его зерен, то, пренебрегая неоднородностью на уровне песчинок, мы можем учесть неоднородность на уровне горизонтальных слоев и ввести в наше рассмотрение зависимость физико-механических свойств песка от глубины залегания.

Сплошная среда, физико-механические свойства которой меняются от точки к точке, является неоднородной средой. От неоднородности следует отличать анизотропию среды. Последняя создается ориентировкой кристаллов или трещиноватости и состоит в том, что свойства среды оказываются различными в зависимости от направлений, по которым они определяются. Если свойства одинаковы по всем направлениям, то такая среда изотропна. Однородность и неоднородность с одной стороны, изотропность и анизотропность, с другой, представляют собой свойства, независимые друг от друга: среда может быть однородной, но анизотропной, или, наоборот, неоднородной, т. е. меняющей свойства от точки к точке, но изотропной.

¹ Глава написана проф. Л. В. Никитиным.

Моделирование горных пород сплошной средой позволяет сравнительно просто описывать кинематику движения частиц среды и ее деформацию безотносительно к природе сил, вызывающих движение и деформацию, и независимо от свойств материала.

Движение сплошной среды мы будем описывать как движение ее отдельных материальных частиц относительно неподвижной системы прямоугольных декартовых координат x, y, z , оси которых направлены вдоль взаимно перпендикулярных единичных векторов $\bar{e}_x, \bar{e}_y, \bar{e}_z$ (рис. 19).

Пусть в некоторый начальный момент времени частица занимает положение, определяемое координатами x_0, y_0, z_0 , или, что то же самое, — исходящим из начала координат радиусом-вектором:

$$\bar{r}_0 = x_0 \bar{e}_x + y_0 \bar{e}_y + z_0 \bar{e}_z,$$

так что расстояние от начала координат до частицы

$$r_0 = |\bar{r}_0| = (x_0^2 + y_0^2 + z_0^2)^{\frac{1}{2}}.$$

Со временем рассматриваемая частица перемещается и в момент времени t она займет положение, определяемое координатами

$$x = x(x_0, y_0, z_0, t), \quad y = y(x_0, y_0, z_0, t), \quad z = z(x_0, y_0, z_0, t) \quad (1)$$

или радиусом-вектором $\bar{r} = x\bar{e}_x + y\bar{e}_y + z\bar{e}_z$, длина которого $r = |\bar{r}| = (x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}$

Таким образом, три числа x_0, y_0, z_0 идентифицируют частицу, а числа x, y, z определяют положение в пространстве, которое занимает эта частица в момент времени t .

Движение и весь процесс деформирования будут определены, если для каждой частицы известны зависимости (1). Однако в геологической практике их установить, как правило, невозможно. Обычно имеются лишь некоторые сведения о первичном залегании пород и возможность наблюдать окончательную форму геологических структур. В этом случае можно поставить вопрос о нахождении суммарной деформации, в результате которой образовалась вторичная структура. Геологические деформации создаются в течение длительных промежутков времени и, как правило, являются значительными по величине. Поэтому поставим задачу охарактеризовать большие, конечные деформации. При этом ради простоты и наглядности ограничимся рассмотрением деформаций лишь в плоскости x, y , считая, что в направлении z частицы не перемещаются.

Рассмотрим малый материальный элемент среды, который в исходном состоянии представляет собой заполненный материальными частицами прямоугольник с одной из вершин в точке x_0, y_0

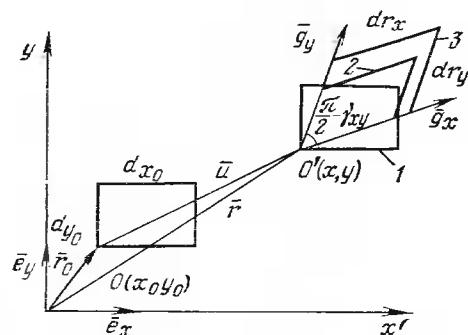


Рис. 19. Этапы деформации плоского материального элемента:

1 — перенос элемента как жесткого целого; 2 — перекашивание прямых углов элемента; 3 — удлинение и укорочение сторон элемента

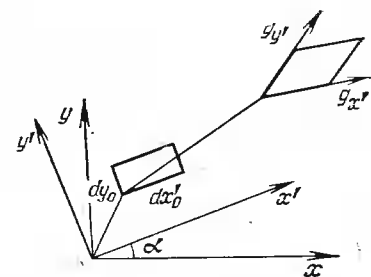


Рис. 20. Деформация прямоугольного элемента со сторонами, параллельными осям x', y' , повернутым на угол α относительно осей x, y

и со сторонами бесконечно малой длины dx_0, dy_0 , направленных параллельно векторам \bar{e}_x, \bar{e}_y . Стороны прямоугольника после деформации переходят в отрезки dr_x, dr_y , которые ввиду их малости можно считать прямолинейными. Степень удлинения (укорочения) отрезков обозначим через λ_x и λ_y , тогда

$$dr_x = \lambda_x dx_0, \quad dr_y = \lambda_y dy_0. \quad (2)$$

Направление отрезков dr_x и dr_y в силу (1) будет характеризоваться векторами \bar{g}_x и \bar{g}_y , равными

$$\bar{g}_x = \frac{\partial \bar{r}}{\partial x_0}, \quad \bar{g}_y = \frac{\partial \bar{r}}{\partial y_0}. \quad (3)$$

Деформацию материального элемента можно расчленить на следующие этапы:

1) плоскопараллельный перенос элемента как жесткого целого из точки O в точку O' , определяемый вектором $\bar{u} = \bar{r} - \bar{r}_0$ (см. рис. 19);

2) совмещение сторон прямоугольника по направлению без изменения их длины с векторами \bar{g}_x и \bar{g}_y . При этом прямой угол между сторонами прямоугольника изменится на величину, которую обозначим γ_{xy} . Угол γ_{xy} характеризует деформацию, называемую сдвигом;

3) удлинение (или укорочение)¹ сторон образовавшегося параллелограмма в λ_x и λ_y раз соответственно. Относительные удлинения сторон будут равны

$$\epsilon_x = \frac{dr_x - dx_0}{dx_0} = \lambda_x - 1, \quad \epsilon_y = \frac{dr_y - dy_0}{dy_0} = \lambda_y - 1. \quad (4)$$

¹ Удлинение и укорочение представляют собой продольные деформации разных знаков, для которых степени удлинения λ_x, λ_y соответственно положительны и отрицательны.

В результате первоначальный элемент превращается в деформированный. Отметим, что все введенные характеристики деформации безразмерные. Перемещение \bar{u} , как жесткого целого обычно в геологии большого интереса не представляет. Введенные характеристики деформации λ_x, λ_y (или ϵ_x, ϵ_y) и γ_{xy} полностью определяют деформацию материала в точке.

Вычислим изменение объема в результате деформации. Для этого рассмотрим материальный элемент в виде прямоугольного параллелепипеда со сторонами в недеформированном состоянии dx_0, dy_0, dz_0 , где размер элемента dz_0 в рассматриваемом случае не изменяется при деформации. Объем такого элемента dV_0 равен $dV_0 = dx_0 dy_0 dz_0$. После деформации прямоугольная грань, образованная сторонами dx_0 и dy_0 , превращается в параллелограмм со сторонами dr_x и dr_y . Площадь этой грани dS будет равна $dS = dr_x dr_y \cos \gamma_{xy}$, и, следовательно, объем dV после деформации станет равным $dV = dr_x dr_y dz_0 \cos \gamma_{xy}$. Относительное изменение объема θ будет тогда равно

$$\theta = \frac{dV - dV_0}{dV_0} = \lambda_x \lambda_y \cos \gamma_{xy} - 1. \quad (5)$$

Если известны степени удлинения в двух направлениях, которые в исходном положении взаимно перпендикулярны, и известно изменение прямого угла между ними, то можно определить степень удлинения в любом другом направлении, а также и изменение угла между любыми другими взаимно ортогональными отрезками. Чтобы убедиться в этом, выразим деформацию через скалярные произведения g_{xx}, g_{yy}, g_{xy} векторов g_x и g_y :

$$g_{xy} = \bar{g}_x \bar{g}_y, \quad g_{xx} = \bar{g}_x \bar{g}_x, \quad g_{yy} = \bar{g}_y \bar{g}_y. \quad (6)$$

С помощью равенств (2) — (6) имеем:

$$\lambda_x = \frac{\partial r_x}{\partial x_0} = |\bar{g}_x| = \sqrt{g_{xx}}, \quad \lambda_y = \frac{\partial r_y}{\partial y_0} = |\bar{g}_y| = \sqrt{g_{yy}},$$

$$\epsilon_x = \sqrt{g_{xx}} - 1, \quad \epsilon_y = \sqrt{g_{yy}} - 1, \quad (7)$$

$$\bar{g}_x \bar{g}_y = |\bar{g}_x| |\bar{g}_y| \cos \left(\frac{\pi}{2} - \gamma_{xy} \right), \quad \gamma_{xy} = \arcsin \frac{g_{xy}}{\sqrt{g_{xx} g_{yy}}}.$$

Рассмотрим материальный элемент с малыми сторонами dx'_0 и dy'_0 , ориентированными вдоль осей x' и y' , повернутых на угол α по отношению к осям x, y (рис. 20). Координаты x', y' связаны с x и y зависимостями:

$$x' = x \cos \alpha + y \sin \alpha, \quad (8)$$

$$y' = -x \sin \alpha + y \cos \alpha.$$

Стороны прямоугольника dx'_0 и dy'_0 в деформированном состоянии расположатся вдоль векторов $\bar{g}_{x'}$, $\bar{g}_{y'}$, которые аналогично равенству (3) определяются формулами

$$\bar{g}_{x'} = \frac{\partial \bar{r}}{\partial x'_0}, \quad \bar{g}_{y'} = \frac{\partial \bar{r}}{\partial y'_0}. \quad (9)$$

Степень удлинения в направлении осей x', y' , а также изменение прямого угла между этими осями определяются формулами аналогичными выражению (7):

$$\lambda_{x'} = \sqrt{g_{x'x'}}, \quad \lambda_{y'} = \sqrt{g_{y'y'}}, \quad (10)$$

$$\sin \gamma_{x'y'} = \frac{g_{x'y'}}{\sqrt{g_{x'x'} g_{y'y'}}}.$$

Входящие в уравнение (10) скалярные произведения $g_{x'x'}$, $g_{y'y'}$ и $g_{x'y'}$ векторов $\bar{g}_{x'}$ и $\bar{g}_{y'}$ можно выразить через соответствующие величины в осях x и y .

В самом деле, из выражения (9) с помощью равенств (3) и (8) следует

$$\bar{g}_{x'} = \frac{\partial \bar{r}}{\partial x'_0} = \frac{\partial \bar{r}}{\partial x_0} \frac{\partial x_0}{\partial x'_0} + \frac{\partial \bar{r}}{\partial y_0} \frac{\partial y_0}{\partial x'_0} = \bar{g}_x \cos \alpha + \bar{g}_y \sin \alpha, \quad (11)$$

$$\bar{g}_{y'} = \frac{\partial \bar{r}}{\partial y'_0} = \frac{\partial \bar{r}}{\partial x_0} \frac{\partial x_0}{\partial y'_0} + \frac{\partial \bar{r}}{\partial y_0} \frac{\partial y_0}{\partial y'_0} = -\bar{g}_x \sin \alpha + \bar{g}_y \cos \alpha.$$

Отсюда, используя определения (6) величин g_{xx} и т. д., имеем

$$g_{x'x'} = \cos^2 \alpha g_{xx} + \sin^2 \alpha g_{yy} + \sin \alpha \cos \alpha g_{xy},$$

$$g_{y'y'} = \sin^2 \alpha g_{xx} + \cos^2 \alpha g_{yy} - \sin \alpha \cos \alpha g_{xy}, \quad (12)$$

$$g_{x'y'} = -\frac{1}{2} (g_{xx} - g_{yy}) \sin 2\alpha + \cos 2\alpha g_{xy}.$$

С помощью выражений (7), (10) и (12) можно вычислить степень удлинения отрезка, который в исходной конфигурации располагается под произвольным углом α к горизонтальному направлению, через деформации λ_x, λ_y и γ_{xy} :

$$\lambda_{x'} = (\lambda_x^2 \cos^2 \alpha + \lambda_y^2 \sin^2 \alpha + \lambda_x \lambda_y \sin 2\alpha)^{\frac{1}{2}}. \quad (13)$$

Очевидно, что при некотором значении угла α правая часть в последнем уравнении (12) обратится в нуль. Следовательно, существуют такие оси x_{0*}, y_{0*} , для которых величина $g_{x'y'}$, а в силу формулы (10) и деформация сдвига $\gamma_{x'y'}$ обращается в нуль. Единичные векторы вдоль главных осей x_{0*}, y_{0*} в исходном состоянии обозначим \bar{e}_1, \bar{e}_2 . Эти оси называются главными осями деформации. Их ориентация находится из условия равенства нулю $g_{x'y'}$, что дает

$$\operatorname{tg} 2\alpha_* = \frac{2g_{xy}}{g_{xx} - g_{yy}}. \quad (14)$$

Равенство нулю $g_{x'y'} = \bar{g}_{x'} \bar{g}_{y'} = 0$ одновременно означает, что соответствующие \bar{e}_1 и \bar{e}_2 векторы \bar{g}_1 и \bar{g}_2 , определяющие положение

ние главных осей x_* , y_* после деформации, также являются ортогональными.

Таким образом, мы приходим к очень важному заключению, что деформацию в любой точке можно свести к удлинению или укорочению со степенями λ_1, λ_2 в двух взаимно перпендикулярных направлениях вдоль главных осей и к повороту этих осей на некоторый угол χ .

В общем случае, когда деформация происходит во всех направлениях, она будет определяться не тремя, а шестью величинами: тремя степенями удлинений $\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z$ и тремя углами сдвига $\gamma_{xy}, \gamma_{xz}, \gamma_{yz}$. Соответственно будут три главные оси деформации x_*, y_*, z_* и три главные степени удлинения $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ или продольные деформации $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$.

В случае очень малых деформаций величинами $\epsilon_x, \epsilon_y, \epsilon_z, \gamma_{xy}, \gamma_{xz}$ и γ_{yz} можно пренебречь по сравнению с единицей. В частности, $\operatorname{tg} \gamma_{xy} \approx \sin \gamma_{xy} = \gamma_{xy}$, $\cos \gamma_{xy} = 1$. Для малых деформаций объемная деформация в силу выражения (13) равна сумме относительных деформаций $\epsilon_x = \epsilon_x + \epsilon_y$, или в общем случае

$$\theta = \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z. \quad (15)$$

Простейшим примером является деформация, называемая однородной, т. е. одинаковая для всех точек некоторого тела.

Рассмотрим сначала одноосную деформацию, при которой в направлении одной из осей, скажем x , происходит равномерное удлинение или укорочение в λ_1 раз, а в двух других направлениях деформация отсутствует:

$$x = \lambda_1 x_0, \quad y = y_0, \quad z = z_0. \quad (16)$$

Такая деформация будет осуществляться, например, в неограниченном слое материала при равномерном сжатии его вышележащими породами или при сжатии материала поршнем в цилиндре с гладкими жесткими стенками. Из формулы (16) следует:

$$\begin{aligned} \bar{g}_x &= \lambda_1 \bar{e}_x, \quad \bar{g}_y = \bar{e}_y, \quad \bar{g}_z = \bar{e}_z, \\ g_{xx} &= \lambda_1^2, \quad g_{yy} = g_{zz} = 1, \quad g_{xy} = 0, \\ \lambda_x &= \lambda_1, \quad \lambda_y = \lambda_z = 1. \end{aligned} \quad (17)$$

Оси координат являются главными осями деформации.

Если растягивать или сжимать цилиндрический стержень с несжатой боковой поверхностью, то наряду с осевой деформацией будут осуществляться поперечные деформации. Таким образом, деформация будет происходить в направлении всех трех осей, но поскольку поперечные направления равноценны $\lambda_2 = \lambda_3$, то

$$x = \lambda_1 x_0, \quad y = \lambda_2 y_0, \quad z = \lambda_2 z_0. \quad (18)$$

В этом случае оси координат являются главными осями деформации и деформации равны:

$$\begin{aligned} \lambda_x &= \lambda_1, \quad \lambda_y = \lambda_z = \lambda_2, \\ \epsilon_x &= \lambda_1 - 1, \quad \epsilon_y = \epsilon_z = \lambda_2 - 1. \end{aligned} \quad (19)$$

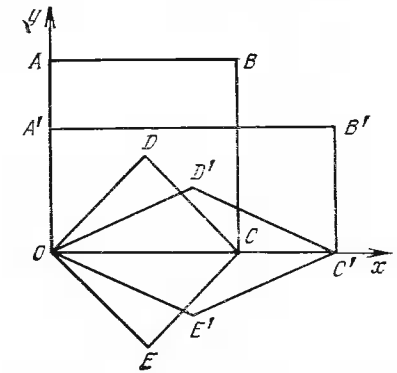
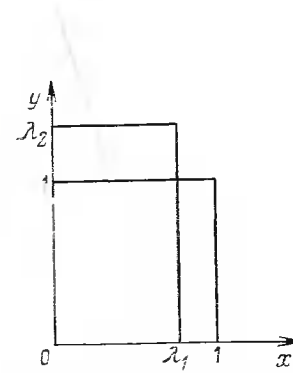


Рис. 21. Однородная двухосная деформация. Рис. 22. Деформация чистого сдвига

Отношение относительного поперечного укорочения ϵ_y к продольному относительному удлинению ϵ_x является важной характеристикой материала, носящей название коэффициента Пуассона ν :

$$\nu = -\frac{\epsilon_y}{\epsilon_x} = \frac{1 - \lambda_y}{\lambda_x - 1}. \quad (20)$$

Если материал не испытывает поперечной деформации при сжатии, то $\nu = 0$. Если материал не изменяет объема при деформации, то $\theta = 0$. В случае малых деформаций из $\theta = \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z$ следует, что в рассматриваемом случае $\epsilon_y = -\frac{1}{2} \epsilon_x$. Следовательно, коэффициент Пуассона для несжимаемого материала при малых деформациях равен 0,5. Коэффициенты Пуассона реальных материалов заключены между этими крайними значениями. Значения коэффициента Пуассона для некоторых горных пород приведены в табл. 2 (см. гл. 3).

При однородной двухосной деформации в плоскости x, y будем иметь

$$x = \lambda_1 x_0, \quad y = \lambda_2 y_0, \quad z = z_0. \quad (21)$$

Такая деформация будет осуществляться, например, в сильно вытянутом вдоль оси z цилиндрическом теле при различной степени сжатия в двух поперечных направлениях. Квадратный элемент со стороной, равной 1, превращается в прямоугольный со сторонами λ_1 и λ_2 (рис. 21).

Частным случаем является деформация чистого сдвига, которая происходит без изменения объема. Поэтому $\lambda_1 \lambda_2 = 1$, $\lambda_3 = 1$. На рис. 22 изображена деформация чистого сдвига при $\lambda_1 = 3/2$, $\lambda_2 = 2/3$. Квадрат $OABC$ переходит в прямоугольник $OA'B'C'$ со сторонами $3/2$ и $2/3$. На первый взгляд такая деформация не соответствует сдвигу. Однако, если около той же точки O выделить квадрат $ODCE$, стороны которого ориентированы под углом $\pi/4$ к

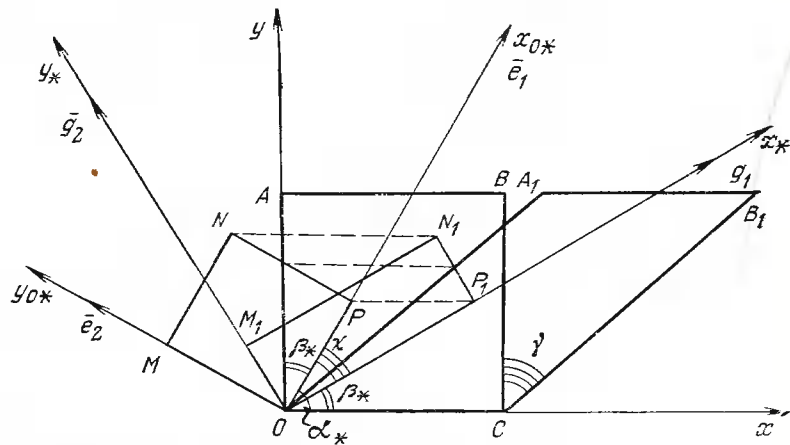


Рис. 23. Деформация простого сдвига.

Квадратный элемент $OABC$, выделенный осями x, y , перекосялся на угол γ и превратился в параллелограмм OA_1B_1C . Главные оси деформации в исходном состоянии x_{0*}, y_{0*} наклонены к осям x, y на угол α_* . В результате деформации главные оси поворачиваются на угол χ и занимают положение осей x_*, y_* , повернутых относительно осей x, y на угол β_* . Квадратный элемент $OMNP$ со сторонами параллельными главным осям в исходном состоянии, превращается в прямоугольник OM_1N_1P .

осей координат, то он в результате деформации превратится в ромб $OD'C'E'$, что является очевидной деформацией сдвига.

Другим примером однородной деформации служит деформация простого сдвига в плоскости xy :

$$x = x_0 + y_0 \operatorname{tg} \gamma, \quad y = y_0, \quad (22)$$

При простом сдвиге каждая точка тела смещается параллельно некоторой оси (например, оси x) на величину, пропорциональную ее расстоянию от этой оси (рис. 23). Очевидно, что объем тела при этом не меняется. Из выражения (22) получим:

$$\begin{aligned} \bar{g}_x &= \bar{e}_x + \bar{e}_y \operatorname{tg} \gamma, \quad \bar{g}_y = \bar{e}_y, \\ g_{xx} &= 1 + \operatorname{tg}^2 \gamma, \quad g_{yy} = 1, \quad g_{xy} = \operatorname{tg} \gamma. \end{aligned} \quad (23)$$

Отсюда имеем

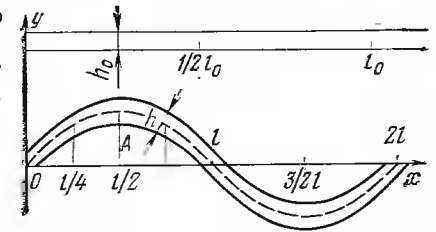
$$\lambda_x = \frac{1}{\cos \gamma}, \quad \lambda_y = 1, \quad \gamma_{xy} = \gamma. \quad (24)$$

Главные оси деформаций в исходном состоянии повернуты по отношению к осям x, y на угол α_* , а в окончательном состоянии на угол β_* , так что в результате деформации главные оси поворачиваются на угол $\chi = \alpha_* - \beta_*$.

На рис. 23 изображены квадратные элементы, выделенные в теле до деформации осями x, y и главными осями деформации x_{0*}, y_{0*} , которые до деформации направлены вдоль векторов \bar{e}_1, \bar{e}_2 и те же материальные элементы — после деформации простого сдвига. Квадратный элемент, выделенный осями x, y , в результа-

Рис. 24. Деформация слоя в округлую складку:

h_0 — исходная мощность слоя; h — мощность слоя после изгибания в складку; l — полурастояние между гребнями складки; A — амплитуда (высота) складки



те деформации перекосялся на угол γ и превратился в параллелограмм. Квадратный элемент, выделенный главными осями, также превратился в прямоугольник. Одна из сторон квадрата укоротилась, а другая удлинилась, и элемент повернулся на угол χ . После деформации главные оси повернулись на угол χ и ось x_* стала составлять с осью x угол β_* .

С помощью формул (14), (23) для углов α_*, β_* и χ можно получить уравнения, связывающие их с углом сдвига

$$\operatorname{ctg} 2\alpha_* = -\operatorname{ctg} 2\beta = -\operatorname{tg} \chi = -\frac{1}{2} \operatorname{tg} \gamma.$$

Рассмотрим еще деформацию, описываемую зависимостями

$$x = \frac{l}{l_0} x_0 \quad \text{и} \quad y = \frac{h}{h_0} y_0 + A \sin \frac{\pi x_0}{l_0}. \quad (25)$$

При такой деформации в слое мощностью h_0 в первичном залегании появляется округлая синусоидальная складка с полурастоянием между гребнями l и амплитудой A . Половина расстояния между частицами в первичном залегании, которые оказались на соседних гребнях складки, обозначена l_0 (рис. 24). Такая деформация будет уже неоднородной:

$$\begin{aligned} \bar{g}_x &= \frac{l}{l_0} \bar{e}_x + \frac{\pi A}{l_0} \cos \frac{\pi x_0}{l_0} \bar{e}_y, \quad \bar{g}_y = \frac{h}{h_0} \bar{e}_y, \\ g_{xx} &= \frac{l^2}{l_0^2} + \frac{\pi^2 A^2}{l_0^2} \cos^2 \frac{\pi x_0}{l_0}, \quad g_{yy} = \frac{h^2}{h_0^2}, \quad g_{xy} = \frac{\pi A h}{l_0 h_0} \cos \frac{\pi x_0}{l_0}. \end{aligned} \quad (26)$$

Как видно из выражения (26), отрезки, занимавшие до деформации вертикальное положение, остаются вертикальными и после деформации. Однако горизонтальные отрезки поворачиваются; причем тем больше, чем дальше они оказываются от гребня складки. Для деформаций из (26) получим

$$\begin{aligned} \lambda_x &= \frac{l}{l_0} \left(1 + \frac{\pi^2 A^2}{l^2} \cos^2 \frac{\pi x}{l} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad \lambda_y = \frac{h}{h_0}, \\ \sin \gamma_{xy} &= \frac{\pi A \cos \frac{\pi x}{l}}{l \left(1 + \frac{\pi^2 A^2}{l^2} \cos^2 \frac{\pi x}{l} \right)^{\frac{1}{2}}}. \end{aligned} \quad (27)$$

При образовании складок обычно слой сжимается в горизонтальном направлении. В этом случае расстояния между вертикальными сечениями уменьшаются $l/l_0 < 1$, а осевая мощность слоя растет $h/h_0 > 1$. Как видно из равенств (27), на гребне складки $x=l/2$ имеет место наибольшее сжатие $\lambda_x = l/l_0$, а сдвиг отсутствует $\gamma_{xy} = 0$. По мере удаления от гребня сжатие уменьшается и в зависимости от величины отношения A/l может перейти в растяжение $\lambda_x > 1$, которое достигнет своего максимального значения

$\lambda_x = \frac{l}{l_0} \left(1 + \frac{\pi^2 A^2}{l^2} \right)^{\frac{1}{2}}$ в местах, находящихся в точках перегиба складки, $x=0$ или $x=l$. Здесь же достигает своего максимального значения деформация сдвига γ_{xy} .

Для изучения процессов течения горных пород необходимо ввести понятие скорости частиц сплошной среды. Вектор скорости \vec{v} и его компоненты v_x, v_y, v_z вдоль осей x, y и z определяются из закона деформации среды (1):

$$\vec{v} = \frac{\partial \vec{r}(x_0, y_0, z_0, t)}{\partial t}; \quad v_x = \frac{\partial x(x_0, y_0, z_0, t)}{\partial t};$$

$$v_y = \frac{\partial y(x_0, y_0, z_0, t)}{\partial t}; \quad v_z = \frac{\partial z(x_0, y_0, z_0, t)}{\partial t}.$$

При плоском течении $v_z = 0$.

Для описания свойств среды важной характеристикой является изменение скорости от точки к точке, или градиент скорости. Градиент скорости в направлении осей декартовых координат характеризуется совокупностью производных от компонент вектора скорости:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x}, \quad \frac{\partial v_y}{\partial y}, \quad \frac{\partial v_x}{\partial y}, \quad \frac{\partial v_y}{\partial x}.$$

Скорости деформации $\dot{\epsilon}_x, \dot{\epsilon}_y, \dot{\gamma}_{xy}$ определяются через градиент скоростей следующим образом:

$$\dot{\epsilon}_x = \frac{\partial v_x}{\partial x}, \quad \dot{\epsilon}_y = \frac{\partial v_y}{\partial y}, \quad \dot{\gamma}_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x} \right).$$

Мгновенная угловая скорость ω вращения частицы как жесткого целого имеет вид

$$\omega = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} - \frac{\partial v_y}{\partial x} \right).$$

Простым и в то же время довольно важным примером течения сплошной среды является плоское сдвиговое течение. Оно представляет движение частиц параллельно одной из осей (скажем, оси x) со скоростью, пропорциональной расстоянию от этой оси:

$$v_x = cy, \quad v_y = 0.$$

В этом случае для скоростей деформаций имеем:

$$\dot{\epsilon}_x = \dot{\epsilon}_y = 0, \quad \dot{\gamma}_{xy} = \frac{1}{2} c.$$

Такое движение будет осуществляться в канале с плоскими стенками, если одну из них двигать с некоторой скоростью v относительно другой. Тогда для c получим $c = v/h$, где h — высота канала.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ

Основной причиной деформации тел является действие на них сил. Последние, как результат взаимодействия тел, имеют векторную природу, т. е. характеризуются не только величиной, но и направлением. В механике сплошной среды рассматриваются преимущественно силы, распределенные по площади. Контакт реальных, деформируемых тел всегда происходит не в одной точке, а по некоторой области конечных размеров.

Различают силы внешние и внутренние. Первые являются результатом взаимодействия рассматриваемого тела с другими телами и физическими полями, вторые — результатом взаимодействия частей самого тела. Внешние силы могут быть как поверхностными (например, силы, действующие на рассматриваемый блок земной коры со стороны соседних), так и объемными, или массовыми (силы, действующие на каждую материальную частицу среды и распределенные по всему объему тела). Наиболее важным для геологических приложений примером массовых сил является сила тяжести или гравитационная сила. Если тело покоится, внешние силы самоуравновешены.

Рассечем мысленно находящееся в равновесии тело плоскостью S , проходящей через некоторую точку M (рис. 25, а). На каждое из образовавшихся тел действует часть внешних сил, которые не будут в общем случае уравновешенными. Для того чтобы каждое из тел сохраняло равновесие, к поверхностям раздела, образованным плоскостью S , необходимо приложить силы взаимодействия, которые называются силами внутренних напряжений. Они заменяют обеспечивающие сохранение формы тела внутренние связи. Рассмотрим, например, равновесие изображенной на рис. 25, б левой части тела. Реакция отброшенной правой части представляет собой силу, непрерывно распределенную по поверхности раздела. Выделим на этой поверхности около точки M малую площадку ΔS . Отношение действующей на эту площадку силы к ее площади ΔS при неограниченном уменьшении ΔS представляет собой вектор напряжений $\vec{\sigma}_n$, действующих в выбранной для рассмотрения площадке. Выбор площадки в точке M характеризуется ориентацией вектора нормали \vec{n} . В твердом теле направления векторов $\vec{\sigma}$ и \vec{n} могут не совпадать. Проекция вектора напряжения $\vec{\sigma}_n$ на направление нормали к площадке называется

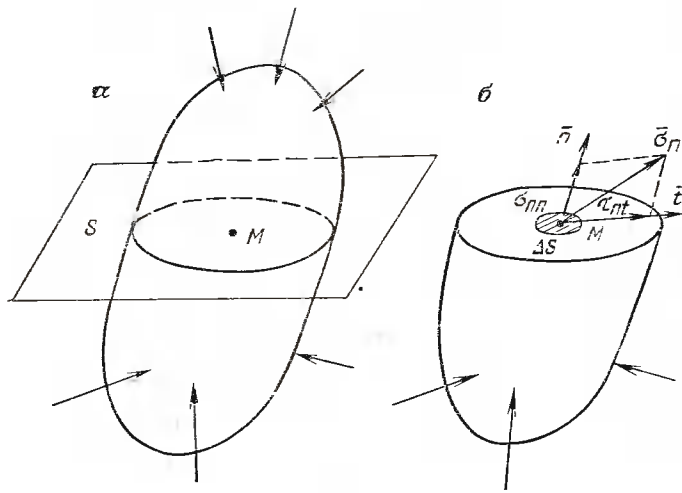


Рис. 25. Внешние и внутренние силы:
 а — напряженное тело, находящееся под действием сил, обозначенных стрелками; б — отсеченная по плоскости S часть тела и напряжения на поверхности отсечения

нормальным напряжением и обозначается σ_{nn} ; проекция вектора напряжения на площадку называется касательным напряжением и обозначается τ_n . Размерность напряжений, как следует из их определения, представляет собой отношение размерности силы H к размерности площади, т. е. H/m^2 .

Если в той же точке M выбрать площадку с другой ориентацией нормали, то получим другой вектор напряжения. Напряженное состояние в точке сплошной среды определяется всей совокупностью векторов напряжений, действующих на площадках всевозможных ориентаций. Таким образом, напряженное состояние изменяется не только от точки к точке, как это имеет место для скалярных полей, но и в выбранной точке его нельзя характеризовать единым вектором, как в случае векторных полей. Природа напряженного состояния оказывается более сложной, чем та, которая может быть описана скалярным или векторным полями.

Рассмотрим векторы напряжений $\bar{\sigma}_x, \bar{\sigma}_y, \bar{\sigma}_z$ на площадках, нормали, к которым направлены вдоль осей декартовых координат x, y, z соответственно (рис. 26, а). Обозначим проекции векторов напряжений $\bar{\sigma}_x, \bar{\sigma}_y, \bar{\sigma}_z$ на оси координат следующим образом:

$$\bar{\sigma}_x = \{\sigma_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{xz}\}; \quad \bar{\sigma}_y = \{\tau_{yx}, \sigma_{yy}, \tau_{yz}\}; \quad \bar{\sigma}_z = \{\tau_{zx}, \tau_{zy}, \sigma_{zz}\}.$$

Через $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}$ обозначены нормальные напряжения, а через $\tau_{xy}, \tau_{xz}, \tau_{yx}, \tau_{yz}, \tau_{zx}, \tau_{zy}$ — касательные напряжения, причем первый индекс указывает нормаль к площадке их действия, а второй — ось, вдоль которой они направлены. Касательные напряжения являются положительными, если нормаль к площадке и направление их действия совпадают с положительными направлениями со-

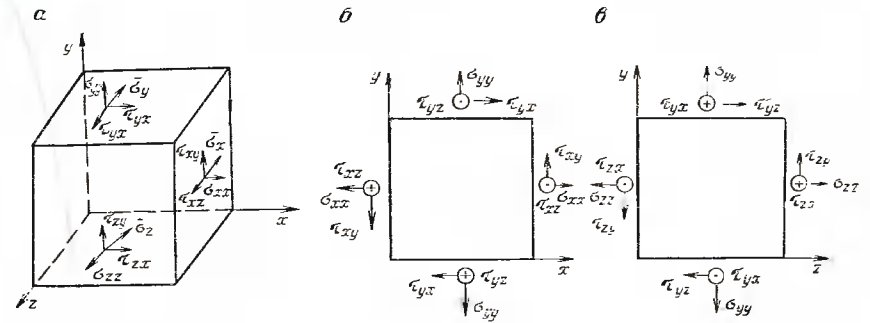


Рис. 26. Напряженное состояние в точке:
 а — элементарный параллелепипед с изображением напряжений, действующих на его гранях; б, в — виды на параллелепипед со стороны осей z и x

ответствующих осей координат. Нормальные напряжения принято считать положительными, если они вызывают растяжение, и отрицательными, если они вызывают сжатие. На рис. 26 изображен малый элемент материала, выбранный вблизи рассматриваемой материальной точки в виде прямоугольного параллелепипеда, грани которого параллельны координатным плоскостям. Ввиду малости размеров сторон параллелепипеда можно считать, что на его гранях действуют приблизительно постоянные напряжения, равные средним по площадям граней значениям. Эти средние значения условно изображены стрелками-векторами, хотя на самом деле напряжения непрерывно распределены по граням. Все напряжения, изображенные на этой и последующих фигурах, положительны в соответствии с принятым правилом знаков. На рис. 26, б, в дан вид элемента со стороны осей z и x . Символами \odot и \oplus изображены стрелки, нормальные к плоскости чертежа, направленные на читателя и в противоположном направлении, соответственно.

Простоты ради ограничимся рассмотрением случая плоского напряженного состояния, т. е. будем считать, что на площадках, нормальных к оси z , напряжения отсутствуют: $\sigma_{zz} = \tau_{zx} = \tau_{zy} = 0$.

Если тело находится в равновесии, то уравновешена и любая выделенная из него часть. Поэтому сумма проекций на любое направление всех действующих на элемент сил и момент этих сил должны обращаться в нуль. Очевидно, условие равновесия для нормальных напряжений будет выполнено, если на двух бесконечно близких площадках с противоположно направленными нормальными они равны по величине и противоположны по знаку, как это показано на рис. 26.

Из равенства нулю момента сил, действующих на элемент, следует так называемое условие парности касательных напряжений:

$$\tau_{xy} = \tau_{yx}. \quad (28)$$

Это условие показывает, что касательные напряжения, действующие на взаимно перпендикулярных площадках, равны по величине. Таким образом, напряженное состояние на этих площад-

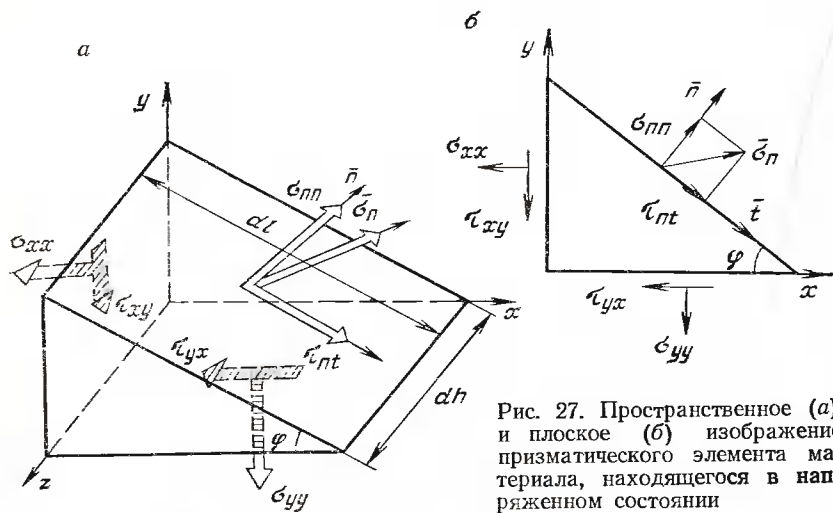


Рис. 27. Пространственное (а) и плоское (б) изображение призматического элемента материала, находящегося в напряженном состоянии

ках, образованных координатными плоскостями, характеризуется тремя компонентами напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , $\tau_{xy} = \tau_{yx}$. Знание компонент напряжений на двух площадках позволяет определить напряжения на любой другой площадке. Чтобы убедиться в этом, рассмотрим равновесие малой призмы, выделенной близ точки O координатными плоскостями и плоскостью с нормалью \vec{n} , составляющей с осью x угол φ . Ребра грани, образуемой этой плоскостью, обозначим через dl и dh (рис. 27, а, б). Сила, действующая на грань, будет равна произведению соответствующего напряжения на площадь грани. Равенство нулю проекций сил на направление нормали \vec{n} и перпендикулярное к нему направление \vec{t} дадут следующие выражения для нормального σ_{nn} и касательного τ_{nt} напряжений:

$$\begin{aligned} \sigma_{nn} &= \sigma_{xx} \cos^2 \varphi + \sigma_{yy} \sin^2 \varphi + 2\tau_{xy} \sin \varphi \cos \varphi, \\ \tau_{nt} &= \frac{1}{2} (\sigma_{xx} - \sigma_{yy}) \sin 2\varphi - \tau_{xy} \cos 2\varphi. \end{aligned} \quad (29)$$

Из выражения (29) при $\tau_{nt} = 0$ следует, что существуют площадки таких ориентаций, на которые действует только нормальное напряжение. Углы наклона нормалей этих площадок к оси x удовлетворяют уравнению:

$$\operatorname{tg} 2\varphi = \frac{2\tau_{xy}}{\sigma_{xx} - \sigma_{yy}}. \quad (30)$$

Площадки, обладающие таким свойством, называются главными площадками напряжений, а определяемые этими углами взаимно перпендикулярные оси $x = x_*$, $y = y_*$ — главными осями напряжений. Таким образом, приходим к выводу, что произвольное напряженное состояние в точке для элемента, выделенного

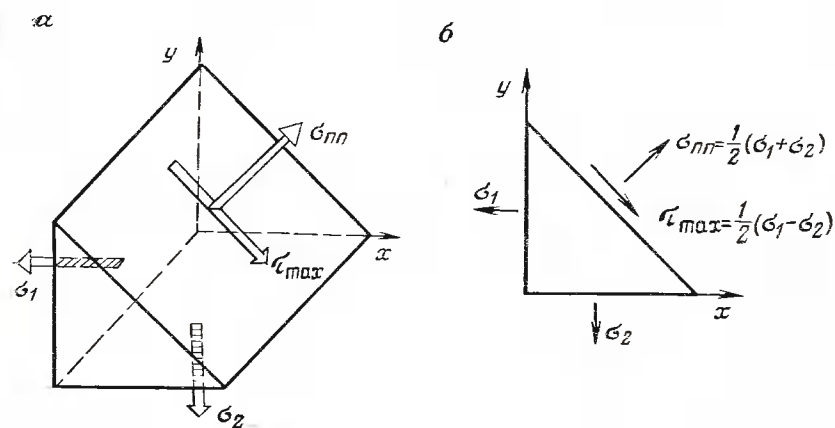


Рис. 28. Пространственное (а) и плоское (б) изображение призматического элемента материала, образованного площадками главных напряжений и площадкой максимального касательного напряжения

главными площадками, представляет собой чистое растяжение или сжатие во взаимно перпендикулярных направлениях, соответствующих главным осям напряжений. Этот вывод чрезвычайно упрощает рассмотрение любого напряженного состояния. Нормальные напряжения на главных площадках называются главными напряжениями и обозначают σ_1 и σ_2 при условии, что $\sigma_1 \geq \sigma_2$. Если в качестве осей x и y взять главные оси напряжений x_* , y_* то для напряжений на площадке, наклоненной под углом φ к главной оси x_* , из формулы (29) получим

$$\begin{aligned} \sigma_{nn} &= \sigma_1 \cos^2 \varphi + \sigma_2 \sin^2 \varphi \text{ и} \\ \tau_{nt} &= \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_2) \sin 2\varphi. \end{aligned} \quad (31)$$

Поскольку $\sigma_1 \geq \sigma_2$, из первого уравнения (31) следует

$$\sigma_{nn} \leq \sigma_1 \cos^2 \varphi + \sigma_1 \sin^2 \varphi \equiv \sigma_1, \quad (32)$$

Таким образом, главное напряжение σ_1 является максимально большим по сравнению с нормальными напряжениями на всевозможных площадках в рассматриваемой точке. Совершенно аналогично устанавливается, что $\sigma_{nn} \geq \sigma_2$, т. е. главное напряжение σ_2 является минимальным. Далее из второго уравнения (31) следует, что касательное напряжение τ_{nt} достигает максимального значения τ_{12} при $\sin 2\varphi = 1$, т. е. на площадках, наклоненных к главной оси x_* под углами $\pi/4$ и $3\pi/4$. Это касательное напряжение τ_{12} , называемое главным касательным напряжением

$$\tau_{12} = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_2). \quad (33)$$

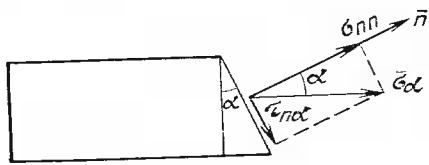


Рис. 29. Силовые факторы, образующиеся при горизонтальном растяжении в сечении стержня

На рис. 28 показан призматический элемент, образованный главными площадками напряжений и площадкой, где действует максимальное касательное напряжение. Нормальное напряжение, как следует из уравнения (31), при $\varphi = \pi/4$

$$\sigma_{nn} = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2). \quad (34)$$

В общем пространственном случае существуют три взаимно перпендикулярные главные оси и три главные площадки напряжений и соответственно три главные напряжения $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, причем σ_1 является максимальным, а σ_3 — минимальным нормальным напряжением. Не забудем при этом, что растягивающие напряжения считаются положительными, сжимающие — отрицательными. Очевидно, что в этом случае будут проявляться также три главные касательные напряжения:

$$\tau_{12} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2), \quad \tau_{13} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3), \quad \tau_{23} = \frac{1}{2}(\sigma_2 - \sigma_3). \quad (35)$$

Площадки действия главных касательных напряжений наклонены под углом $\pi/4$ к площадкам действия главных нормальных напряжений.

Рассмотрим несколько примеров напряженного состояния. Простейшим будет однородное напряженное состояние, когда все точки тела находятся в одном и том же напряженном состоянии, так что векторы напряжений для площадок одинаковой ориентации одинаковы.

Рассмотрим сначала одноосное растяжение или сжатие:

$$\sigma_{xx} = \sigma, \quad \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = \tau_{xy} = \tau_{yz} = \tau_{xz} = 0.$$

Такое напряженное состояние осуществляется в призматическом теле-стержне, на торцах которого приложены равномерно распределенные нормальные напряжения интенсивности σ (рис. 29). Растяжение (или сжатие) сопровождается удлинением (или укорочением) в направлении силы и соответственно укорочением (или удлинением) в поперечных направлениях. Таким образом, одноосному напряженному состоянию соответствует трехосная деформация. Если расечь стержень в произвольной точке плоскостью, нормаль к которой составляет угол α с осью стержня (рис. 30), то в образовавшемся сечении будет действовать напряжение σ_α . Из условия равновесия левой отсеченной части следует, что σ_α направлено вдоль оси стержня и равно $\sigma_\alpha = \sigma \cos \alpha$.

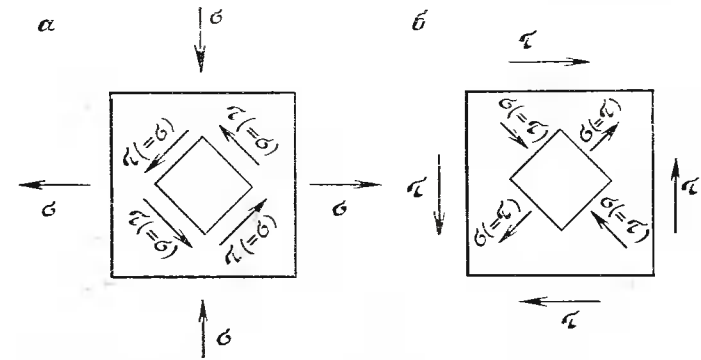


Рис. 30. Напряженное состояние чистого сдвига:

а — осуществляемое нормальными напряжениями; б — осуществляемое касательными напряжениями

Нормальное σ_{nn} и касательное напряжения $\tau_{n\alpha}$ будут равны:

$$\sigma_{nn} = \sigma \cos^2 \alpha, \quad \tau_{n\alpha} = \sigma \sin \alpha \cos \alpha.$$

Максимального значения касательные напряжения достигают на площадке, наклоненной к оси стержня под углом $\pi/4$.

В общем случае однородное напряженное состояние сводится к трехосному растяжению-сжатию: $\sigma_{xx} = \sigma_1$, $\sigma_{yy} = \sigma_2$, $\sigma_{zz} = \sigma_3$, $\tau_{xy} = \tau_{xz} = \tau_{yz} = 0$. Оси x , y , z являются главными осями напряжений. В случае плоского напряженного состояния одно из главных напряжений, например, $\sigma_{zz} = \sigma_z = 0$ и все сводится к двухосному растяжению-сжатию. Такое напряженное состояние обычно имеет место в тонких пластинах со свободными от напряжений поверхностями. Важный частный случай однородного плоского напряженного состояния проявляется при $\sigma_{xx} = \sigma$, $\sigma_{yy} = -\sigma$, $\sigma_{zz} = \tau_{xy} = \tau_{xz} = \tau_{yz} = 0$.

В этом случае на главных площадках касательных напряжений

$$\tau_{\max} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) = \sigma, \quad \sigma_{nn} = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) = 0.$$

Таким образом, элемент, выделенный главными площадками касательных напряжений, в этом случае подвержен действию только касательных напряжений (рис. 30, а). Такое состояние является состоянием чистого сдвига.

Если к противоположным краям тонкой прямоугольной пластинки прикладываются силы, параллельные краям и направленные в противоположные стороны, то говорят, что пластинка находится под действием «пары сил». Чтобы предотвратить ее вращение, ее следует уравновесить другой парой сил, приложенных к двум другим краям пластинки (рис. 30, б). Теперь в пластинке имеется напряженное состояние чистого сдвига. Очевидно, что главные оси напряжений в этом случае ориентированы под углом $\pi/4$ к краям пластинки, т. е. параллельно диагоналям пластинки, если она квад-

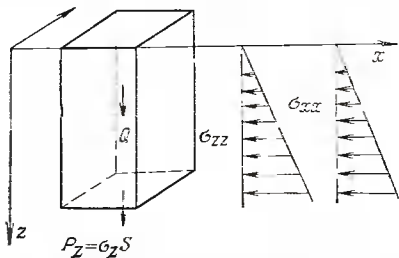


Рис. 31. Весомое полупространство. Равновесие вертикальной призмы

сомой среды со свободной поверхностью. Преимущественно такое напряженное состояние имеет место в Земле. Отклонения от него, причем не очень значительные (во всяком случае на достаточной глубине), происходят за счет различного вида неоднородностей строения и кривизны земной поверхности.

Будем предполагать, что напряженное состояние может меняться только с глубиной. Направим ось z в глубь среды по нормали к ее поверхности, а оси x и y поместим в горизонтальной плоскости (рис. 31). Направления x и y будем считать равноценными, так что $\sigma_{xx} = \sigma_{yy}$, а касательные напряжения τ_{zx} и τ_{zy} — равными нулю, так как в противном случае отсутствовала бы симметрия напряженного состояния относительно вертикальных плоскостей. Тогда напряжение σ_{zz} будет определяться весом вышележащего столба пород. В самом деле, рассмотрим условие равновесия в проекции на ось z столба породы высотой z и произвольного поперечного сечения S . На подошве действует сила $P_z = \sigma_z S$, а на боковых гранях только нормальные напряжения σ_{xx} , σ_{yy} , которые не дают вклада в проекцию по оси z . На дневной поверхности напряжения отсутствуют. Сила P_z должна быть уравновешена весом столба

$$Q = \int_0^z \rho(z) g S dz,$$

где $\rho(z)$ — плотность материала среды, g — ускорение силы тяжести. Тогда

$$P_z + Q = 0 \text{ или } \sigma_{zz} = -g \int_0^z \rho(z) dz.$$

Знак минус показывает, что напряжение является сжимающим. В случае постоянной плотности $\rho(z) = \text{const}$:

$$\sigma_{zz} = -\rho g z.$$

Отметим, что напряжение σ_{zz} действует по горизонтальным площадкам $z = \text{const}$, но направлено по вертикали. Нормальные напряжения σ_{xx} , σ_{yy} действуют по вертикальным площадкам, но направлены по горизонтали. В твердом теле они могут быть отлич-

ратная. Параллельно одной диагонали располагаются площадки, на которых нормальные напряжения максимальны, а параллельно другой диагонали — площадки с минимальными нормальными напряжениями. Площадки с максимальными касательными напряжениями располагаются параллельно краям пластинки.

Рассмотрим теперь напряженное состояние неограниченной ве-

ными от напряжения σ_{zz} и выражаться через него с помощью множителя n , называемого коэффициентом бокового распора

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = n \sigma_{zz}.$$

При $n=1$ напряженное состояние будет таким же, как в жидкости, и поэтому его называют гидростатическим. Коэффициент n определяется действием сил, приложенных на «бесконечности», т. е. вдали от рассматриваемого места. Применительно к Земле это могут быть границы блока. Другими словами, n определяется не только весом среды, но и тектоническими силами.

По той же причине степень отклонения горизонтальных напряжений от гидростатического значения, как правило, бывает в Земле различной в горизонтальных направлениях.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МАТЕРИАЛОВ

Представления о деформированном и напряженном состоянии тел, включая закономерности изменения напряжений и деформаций в точке в зависимости от ориентации элемента материала, как видно из приведенного выше анализа, не требуют знания каких-либо свойств конкретного материала. Не имеет значения даже тот факт, является ли тело твердым или жидким.

Конкретные свойства материала проявляются в связи между напряженным и деформированным состояниями в теле. Однако механические нагрузки — это не единственная причина деформаций в теле.

Деформации могут быть вызваны и немеханическими причинами — температурным расширением или набуханием за счет влаги. В свободном, не стесненном элементе материала при нагреве или под воздействием влаги возникают деформации без напряжений. Приложение сил всегда вызывает в реальных телах деформацию. Какова связь между приложенными нагрузками и вызванными ими деформациями? Ответ на этот вопрос очень непрост.

Дело в том, что в реальных телах под воздействием нагрузок возникают различные физико-механические процессы, развивающиеся во времени и зависящие помимо нагрузок от многих других факторов, в частности, от температуры. Отвлечемся, однако, от влияния температуры и других физических полей и рассмотрим зависимость напряженного состояния от кинематических характеристик.

Перемещения \bar{u} , скорость \bar{v} и вращение ω материальных частиц связаны с их движением как жесткого целого и сами по себе напряжений в теле не вызывают. Напряжения связаны с деформациями частиц ϵ, γ и скоростями деформаций $\dot{\epsilon}, \dot{\gamma}$. В общем случае напряженное и деформированное состояния определяются совокупностью шести напряжений ($\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}, \tau_{xy}, \tau_{xz}, \tau_{yz}$) и деформаций ($\epsilon_x, \epsilon_y, \epsilon_z, \gamma_{xy}, \gamma_{xz}, \gamma_{yz}$). Для установления зависимости между

ними необходимо разбить напряженное и деформированное состояние на два характерных вида. Один из них связан с изменением объема, без изменения формы, а другой, напротив, с изменением формы без изменения объема. В изотропном материале очевидно всестороннее давление или растяжение $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$, $\tau_{xy} = \tau_{xz} = \tau_{yz}$ не вызывает изменения формы элемента, а лишь изменяет пропорционально все линейные размеры. В общем случае напряженного состояния изменение объема определяется средним нормальным напряжением или давлением P , связанным между собой равенством

$$P = -\frac{1}{3}(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}). \quad (36)$$

Знак минус в этом уравнении объясняется тем, что положительными считаются растягивающие напряжения, а давление, напротив, принято считать положительным, если оно сжимает материал.

Изменение объема материала определяется зависимостью между давлением P и объемной деформацией θ . В общем случае напряженное состояние можно разбить на среднее всестороннее сжатие (растяжение) и так называемое девиаторное напряженное состояние. Последнее получается из общего за вычетом среднего нормального напряжения. Поэтому оно представляет собой некоторое напряженное состояние сдвига.

Проиллюстрируем сказанное на плоском напряженном состоянии. В этом случае произвольное напряженное состояние в главных осях касательных напряжений, как видно из формулы (33) и рис. 29, представляет собой одинаковое на обеих площадках среднее нормальное напряжение $\sigma_{nn} = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2)$ и касательное напряжение $\tau_{na} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2)$. Отсюда видно, что касательные напряжения определяются разностью нормальных напряжений, или так называемыми дифференциальными напряжениями. При всестороннем давлении или растяжении касательные напряжения не возникают.

Аналогично деформированное состояние можно разбить на объемную деформацию θ и некоторую обобщенную деформацию сдвига γ , остающуюся за вычетом из общей средней продольной деформации. Эта девиаторная часть деформации определяет формуизменение элемента без изменения объема.

Например, произвольное плоское деформированное состояние для элемента, выделенного так же, как и выше, для напряженного состояния площадками, наклоненными под углом $\pi/4$ к главным осям, представляет собой одинаковые продольные деформации $\epsilon = \lambda_1 \lambda_2 - 1$ и деформацию сдвига

$$\gamma = \arcsin \frac{\lambda_1^2 - \lambda_2^2}{\lambda_1 \lambda_2}.$$

Для малых деформаций $\epsilon_1 \ll 1$, $\epsilon_2 \ll 1$ продольные и сдвиговая деформация будут соответственно равны:

$$\epsilon = \frac{1}{2}(\epsilon_1 + \epsilon_2) \text{ и } \gamma = \epsilon_1 - \epsilon_2.$$

Деформация сдвига определяется девиаторной составляющей напряженного состояния или касательными напряжениями.

Реакция реальных материалов на изменение объема и сдвиг различна. Хорошо известно, что для того, чтобы, например, придать нужную форму влажному песку, достаточно приложить лишь небольшие усилия. В то же время для того, чтобы сколько-нибудь заметно изменить объем такого материала, нужно приложить огромные усилия. Приданная песку форма остается почти неизменной, а объем фактически восстанавливается после снятия нагрузок. В той или иной степени подобного рода различия в поведении сохраняются и для других материалов. Поэтому описывать поведение материалов при всестороннем давлении и сдвиге нужно раздельно. Если зависимости для сдвига и всестороннего давления известны, то в общем случае нагружения поведение материала определяется их комбинацией.

Упругость. Наиболее общим и присущим в той или иной степени всем твердым телам свойством является упругость, суть которой заключается в том, что после снятия нагрузки упругое тело полностью восстанавливает свою форму. При этом одной и той же зависимостью связано как нагружение материала, так и разгрузка. Зависимость между напряжениями и деформациями при объемной деформации и при сдвиге для большинства материалов, включая горные породы, в пределах, где материал ведет себя как упругий, с большой точностью можно считать линейной, а деформации малыми. Исключение составляют высокоэластичные материалы типа резины или каучука, которые для нас не представляют интереса.

Поэтому закон упругости можно записать соответственно для объемной деформации и сдвига в виде

$$P = -K\theta, \quad \tau = \mu\gamma. \quad (37)$$

Эти зависимости выражают закон Гука.

Величина K называется модулем объемного сжатия, а μ — модулем сдвига. Поскольку деформации θ и γ являются безразмерными величинами, размерность модулей упругости K и μ та же, что и у давления или напряжения, — Па. Значения модулей K и μ для некоторых минералов и горных пород приведены в таблицах 1 и 2 (см. гл. 3). Из этих таблиц видно, что значения модулей лежат в пределах от единицы до сотен гигапаскалей. Следует отметить большой разброс значений модулей для одного и того же материала, что связано с неоднородностью горных пород.

В большинстве случаев механические свойства материалов определяют из опытов на растяжение или сжатие цилиндрических образцов. При этом в образцах стремятся создать, по возможнос-

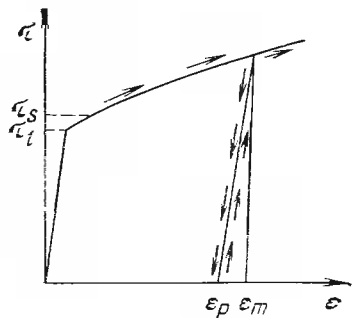


Рис. 32. Диаграмма деформирования материала, обладающего свойствами упругости и пластичности:

τ — напряжения; ϵ — деформация; τ_l — предел упругости; τ_s — предел текучести; ϵ_p — пластическая деформация; $\epsilon_m - \epsilon_p$ — упругая деформация

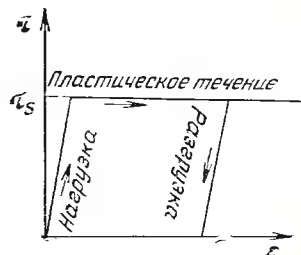


Рис. 33. Диаграмма деформирования идеально пластического материала

ти, простое и однородное напряженное состояние. Прежде всего это одноосное напряженное состояние, при котором отлично от нуля лишь одно нормальное напряжение σ вдоль оси образца. В случае линейной упругости связь между нормальным напряжением σ и деформацией удлинения ϵ в направлении силы имеет вид

$$\sigma = E\epsilon, \quad (38)$$

где E — модуль Юнга. Значения E для горных пород приведены в табл. 2 (см. гл. 3).

Пластичность. Начиная с некоторого напряжения, называемого пределом пропорциональности σ_n , зависимость между напряжением и деформацией перестает быть линейной. При дальнейшем нагружении достигаются предел упругости σ_e , а затем предел текучести материала σ_s , при которых материал переходит в пластическое состояние. Различие между пределами упругости и текучести невелико. Пластическое состояние выражается в том, что после снятия нагрузки вызванная ею деформация частично остается. Остающиеся после снятия нагрузки деформации называются пластическими, или остаточными (рис. 32). При разгрузке из пластического состояния деформация, в том числе пластическая, становится зависящей от напряжения, при котором началась разгрузка. Вообще говоря, пластическая деформация зависит также от таких факторов, как скорость нагружения, время действия нагрузки и т. д. Однако в простейших моделях пластического тела этими эффектами пренебрегают. Пусть нелинейная зависимость между напряжением и деформацией имеет вид

$$\sigma = f(\epsilon). \quad (39)$$

Эта зависимость, описывающая поведение материала при нагружении, обычно бывает монотонно возрастающей, т. е. с ростом де-

формации материал упрочняется. Для дальнейшей его пластической деформации необходимо повышать напряжение. В случае убывающей зависимости или разупрочняющегося материала процесс деформирования, как правило, становится неустойчивым, что приведет к локализации деформаций, шейкообразованию. При сдвиге степень упрочнения с ростом деформации, как правило, убывает. При сжатии упрочнение может расти. Всестороннее равномерное сжатие, вызывающее изменение объема без изменения формы, приводит для большинства материалов только к упругой деформации. Заметное отклонение от упругих свойств при всестороннем сжатии наблюдается только у пористых материалов. Таким образом, пластические свойства материала проявляются в основном при действии касательных напряжений.

Простейшей идеализацией поведения материала при пластических деформациях служит модель идеально пластического, неупрочняющегося материала. В этой модели принимается, что напряжение не может превышать некоторую величину τ_s , называемую пределом текучести на сдвиг. При напряжении, равном пределу текучести, пластическая деформация может становиться как угодно большой, материал течет при постоянном напряжении (рис. 33). Разгрузка происходит по закону упругости.

Предельное состояние горных пород. Горные породы переходят в пластическое или предельное состояние, в котором они могут неограниченно деформироваться при достижении касательным напряжением τ предельного значения. Оказывается, что это значение сильно зависит от всестороннего давления. Таким образом, пластическое поведение горных пород следует описывать зависимостью вида

$$\tau = \Phi(P). \quad (40)$$

Для многих горных пород это выражение с большой точностью может принять вид

$$\tau = \tau_s + P \operatorname{tg} \rho. \quad (41)$$

Зависимость (41) представляет собой так называемое условие предельного состояния Кулона — Мора. Величина τ_s характеризует сцепление горной породы, а ρ — внутреннее трение. При $\rho = 0$ зависимость переходит в описанную выше зависимость для идеального пластического материала. Напротив, при $\tau_s = 0$ получаем зависимость для идеально сыпучего материала, не обладающего сцеплением.

Вязкость. Наряду со свойствами упругости и пластичности реальные тела обладают свойством вязкости, т. е. свойством материалов оказывать сопротивление относительному смещению частиц среды в зависимости от прямо пропорциональной скорости этого смещения. Наиболее выражено это свойство у жидкостей, у которых в покое касательные напряжения вообще отсутствуют. Поведение большинства жидкостей при сдвиге хорошо описывается классической моделью ньютоновской жидкости, для которой

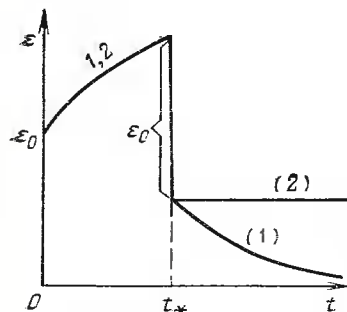


Рис. 34. Зависимость деформации ϵ от времени t для тел с последствием и ползучестью. Мгновенно приложенная нагрузка вызывает упругую деформацию ϵ_0 , после чего деформация растет во времени в результате как последствия (1), так и ползучести (2). При снятии нагрузки в момент времени t_* в вязкоупругом теле с последствием мгновенно снимается упругая деформация ϵ_0 , после чего в течение некоторого времени снимается и деформация, вызванная последствием (кривая 1). В пластичном теле с ползучестью при разгрузке также снимается упругая часть деформации ϵ_0 , но сохраняется в качестве необратимой та часть деформации, которая была вызвана ползучестью (2)

касательное напряжение τ пропорционально скорости деформации $\dot{\gamma}$:

$$\tau = \eta \dot{\gamma}, \quad (42)$$

где η — коэффициент вязкости.

Объемные деформации у жидкостей малы и хорошо описываются законом упругости (37). Во многих случаях жидкость можно считать несжимаемой.

Коэффициент вязкости η измеряется в паскалях в секунду.

Вязкость воды при комнатной температуре равна 1 МПа·с. При рассмотрении длительных промежутков геологической истории, измеряемых миллионами лет, материалы, слагающие оболочки Земли, можно считать вязкой жидкостью. Вязкость литосферы оценивается величиной 10^{23} – 10^{24} Па·с, а вязкость астеносферы 10^{18} – 10^{19} Па·с.

Вязкость находится в зависимости от температуры и давления. Ее значения для некоторых горных пород приведены в табл. 3 (см. гл. 3).

Жидкости, в которых напряжение определяется скоростью деформации, но не подчиняется уравнению (42), называются неньютоновскими. Простейшим примером является жидкость, у которой коэффициент вязкости зависит от скорости деформации.

Вязкоупругость. Многие материалы проявляют свойства последствия и релаксации. Последствие заключается в том, что после приложения нагрузки деформация, получив мгновенное значение ϵ_0 , продолжает развиваться во времени. При быстром снятии нагрузки в некоторый момент t_* мгновенная упругая деформация ϵ_0 исчезает, а оставшаяся деформация может оказаться не пластической, а убывающей со временем до нуля. Описанный процесс последствия изображен на рис. 34.

Релаксация заключается в том, что в теле, подвергнутом фиксированной деформации, напряжения убывают.

Материалы, обладающие свойствами последствия и релаксации, называются вязкоупругими. Их поведение может быть описа-

но линейной зависимостью между напряжением σ , деформацией ϵ и скоростями их изменения во времени $\dot{\sigma}$ и $\dot{\epsilon}$:

$$\sigma + \lambda \dot{\sigma} = E_{\infty} \epsilon + \lambda E \dot{\epsilon}. \quad (43)$$

При быстрых процессах (например, сейсмических), для которых суммарное время протекания процесса мало по сравнению со временем релаксации λ , члены в выражении (43), содержащие производные по времени, велики по сравнению с остальными, и зависимость (43) сводится к $\dot{\sigma} = E \dot{\epsilon}$, или после интегрирования по времени $\sigma = E \epsilon$. Таким образом, при быстрых процессах материал ведет себя как упругий, с модулем Юнга E . Наоборот, для медленных процессов (например, протекающих в геологических масштабах времени), которые значительно превышают время релаксации, зависимость (43) сводится к $\sigma = E_{\infty} \epsilon$. Материал по-прежнему упругий, но имеет другой модуль упругости E_{∞} , обычно значительно меньший, чем мгновенный E . В промежуточных случаях существенную роль играет константа материала λ .

Представление о вязкоупругости позволяет понять, почему, с одной стороны, сейсмические волны в Земле распространяются как в упругом теле, а с другой, в ней происходят течения как в вязкой жидкости. Последствием можно объяснить также, почему в областях четвертичного оледенения все еще продолжается медленный подъем поверхности Земли, хотя ледовая нагрузка на земную кору удалена уже многие тысячи лет назад.

Ползучесть. Свойство ползучести материалов проявляется в том, что деформация под действием неизменной во времени нагрузки увеличивается со временем. Это очень похоже на последствие, и зависимость деформации от времени до снятия нагрузки аналогична изображенной на рис. 34. Существенное различие заключается в том, что деформация ползучести не восстанавливается, т. е. является пластической. При разгрузке восстанавливается только мгновенная, упругая, часть деформации и график деформации на рис. 34 при ползучести будет при $t > t_*$ выражен горизонтальной прямой. Кроме того, деформации ползучести, как правило, велики, их зависимость от напряжения существенно нелинейна и тесно связана с температурой. Типичная кривая ползучести представляет собой зависимость деформации ϵ от времени при постоянном напряжении σ . В момент приложения нагрузки $t=0$ возникает мгновенная деформация, которая может состоять не только из упругой, но и пластической частей. На первом этапе скорость деформации ползучести $\dot{\epsilon} = \frac{d\epsilon}{dt}$ постепенно убывает до

некоторого значения $\dot{\epsilon}_0$. Затем наступает второй этап установившейся ползучести, на котором скорость ползучести сохраняет постоянное значение. Наконец, на третьем участке скорость ползучести нарастает, что обычно заканчивается разрушением.

Подразделение процесса ползучести на три этапа носит до-

вольно условный характер. В реальных условиях того или другого этапа на диаграмме ползучести можно вообще не обнаружить. Тем не менее, для общих представлений о ползучести такое деление полезно.

На этапе установившейся ползучести скорость ползучести описывают степенной или показательной зависимостью от напряжения:

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \text{ или } \dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_0 \exp\left(\frac{\sigma}{\sigma_0}\right), \quad (44)$$

где A , n , $\dot{\epsilon}_0$, σ_0 — определяемые из опыта параметры материала. Эти параметры являются функциями температуры.

Процессы течения материала в недрах Земли, по-видимому, сопровождаются необратимыми, пластическими деформациями. Поэтому законы ползучести являются более подходящими для их описания, чем законы вязкоупругости. Впрочем, когда вязкоупругое тело представляет собой жидкость, деформации также не восстанавливаются полностью и различие выражается лишь в нелинейности законов ползучести.

Вязкопластичность. Некоторые материалы не обнаруживают сколько-нибудь заметных деформаций, пока напряжения не достигли предела текучести, а затем начинают течь как вязкие жидкости. Деформацией таких материалов до порогового значения напряжения, соответствующего пределу текучести на сдвиг τ_s , можно вообще пренебречь и считать материал абсолютно жестким при $\tau < \tau_s$. При напряжениях выше порогового связь между напряжениями и деформациями можно представить в виде

$$\tau = \tau_s + \eta\dot{\gamma}, \quad \tau > \tau_s. \quad (45)$$

Эта зависимость была предложена русским ученым Шведовым для описания механического поведения льда. Она хорошо отражает поведение многих горных пород. Полости в грунтах и горных породах со временем заплывают и могут полностью закрываться. Окончательный результат заплывания прежде всего зависит от существования отличного от нуля порогового значения напряжения τ_s .

Вязкоупругопластичность. В той или иной степени горные породы, как и другие материалы, обладают одновременно свойствами упругости, пластичности и вязкости. Простейший пример зависимости, описывающей все эти свойства, предложен В. В. Соколовским:

$$E\dot{\epsilon} = \gamma, \quad \sigma < \sigma_s; \\ E\dot{\epsilon} = \dot{\sigma} + k(\sigma - \sigma_s), \quad \sigma \geq \sigma_s, \quad (46)$$

где k — константа материала, имеющая размерность, обратную времени.

При напряжении меньше предела текучести материал ведет себя как упругий. При $\sigma > \sigma_s$ его поведение в сильной степени за-

висит от скорости нагружения или деформации. На очень быстрые нагружения материал реагирует как упругий, так как скорости изменения величин в этом случае велики, и членом, не содержащим скоростей, можно пренебречь. Наоборот, при очень медленном деформировании $\dot{\epsilon} \rightarrow 0$, $\dot{\sigma} \rightarrow 0$ и материал ведет себя как идеально пластический: $\sigma = \sigma_s$, а деформация при этом может быть какой угодно.

В гл. 3 на рис. 41 изображены диаграммы деформирования такого материала при различных скоростях деформации $\dot{\epsilon}$. При разгрузке до напряжения $\sigma = \sigma_s$ закон деформирования подчиняется зависимости (46). Ниже предела текучести разгрузка происходит по линейному закону и приводит к остаточной деформации ϵ_p .

Выше были рассмотрены зависимости между напряжениями и деформациями для одноосного растяжения (сжатия) или чистого сдвига. В общем случае трехосного напряженного и деформированного состояний главные оси напряжений и деформаций не обязательно совпадают. В случае линейно упругого материала наблюдается совпадение главных осей. Однако для горных пород такие их свойства, как внутреннее трение и вязкость, обуславливают несовпадение главных осей напряжений и деформации, причем в процессе деформации степень этого несовпадения может изменяться. Этим, в частности, вызывается несовпадение направлений максимальных напряжений и деформаций, изменение объема при напряжениях чистого сдвига и ряд других специфических черт поведения горных пород под нагрузками.

ПРОЧНОСТЬ И РАЗРУШЕНИЕ ТВЕРДЫХ ТЕЛ

Знание механических свойств конкретных материалов позволяет в принципе с помощью законов механики определить напряженное и деформированное состояние в теле при заданных внешних нагрузках. Однако напряжения и деформации, как правило, сами по себе не являются конечной целью. Их используют для оценки прочности тел. Под прочностью понимают способность материала оказывать сопротивление деформированию. Исчерпание прочности приводит либо к разрушению, т. е. разделению тела на части, либо к появлению в нем недопустимо больших деформаций.

По-разному подходят исследователи к оценке прочности хрупких и пластичных тел. Первые разрушаются без заметных остаточных деформаций, вторые, напротив, перед разрушением испытывают значительные пластические деформации. Большинство горных пород относится к хрупким телам. Однако при действии всестороннего давления, например, такие ярко выраженные хрупкие в обычных условиях материалы, как песчаник или мрамор, могут испытывать значительные пластические деформации и течь подобно вязкой жидкости.

Для оценки прочности горных пород используют теории прочности и теории разрушения.

В теориях прочности принимается, что материал разрушится, если некоторая комбинация напряжений или деформаций достигнет критического значения.

Например, по одной из распространенных теорий прочности считается, что разрушение путем отрыва по трещине, нормальной к максимальному растягивающему напряжению σ_1 , произойдет, когда последнее достигнет критического значения σ_p . Величина σ_p — константа материала, называемая сопротивлением отрыву или пределом прочности на растяжение:

$$\sigma_1 = \sigma_p, \quad \sigma_1 > 0. \quad (47)$$

Эта теория дает удовлетворительные качественные результаты. Однако опытное определение величины σ_p осуществить трудно. Прежде всего ее значение находится в зависимости от размеров образца. Кроме того, нет уверенности, что разрушение определяется только одним главным растягивающим напряжением.

Иногда при изучении горных пород используют теорию максимальной растягивающей деформации, утверждающую, что разрушение происходит тогда, когда максимальная деформация растяжения достигнет предельного значения

$$\epsilon_1 = \epsilon_p, \quad \epsilon_1 > 0, \quad (48)$$

где ϵ_p — константа материала. С помощью этой теории можно, в частности, объяснить наблюдаемое для некоторых горных пород разрушение цилиндрических образцов по плоскости, параллельной направлению действия силы.

Критерии (47) и (48) описывают разрушение путем отрыва, которое происходит при растягивающих напряжениях или деформациях. В этом случае образуется трещина вдоль площадки, перпендикулярной к действию максимального растягивающего напряжения или деформации. Однако разрушение может происходить и при сжимающих напряжениях путем скалывания или среза. В этом случае должна существовать разница между главными нормальными напряжениями, которая, как показано ранее, обуславливает наличие касательных напряжений. В горных породах разрушение путем скалывания происходит по площадкам, на которых абсолютная величина касательного напряжения достигает предельного значения, зависящего от нормального напряжения на этой площадке:

$$|\tau_{nt}| = \tau_s - \sigma_{nn} \operatorname{tg} \rho, \quad (49)$$

где ρ — угол внутреннего трения.

Зависимость (49) близка к зависимости (41), описывающей пластическое течение в горных породах. Таким образом, фактически одной и той же зависимостью описываются различные физические явления, которые в горных породах весьма близки. Условие разрушения (49) впервые выполнится на тех площадках, на которых величина $|\tau_{nt}| + \sigma_{nn} \operatorname{tg} \rho$ имеет наибольшее значение. Воспользовавшись для τ_{nt} и σ_{nn} формулами (31), найдем, что максималь-

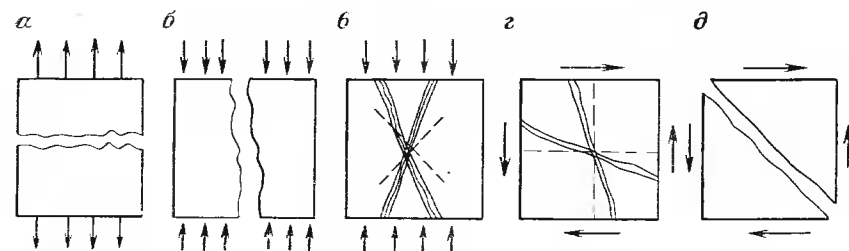


Рис. 35. Виды разрушения:

а — отрыв при растяжении; б — отрыв при сжатии; в — скалывание при сжатии; г — скалывание при сдвиге; д — отрыв при сдвиге

ного значения упомянутая величина достигает на площадках, наклоненных под углами $\varphi = \pm \left(\frac{\pi}{4} - \frac{1}{2} \rho \right)$ к направлению действия максимального сжимающего напряжения. Таким образом площадки скалывания отклонены от площадок действия максимальных касательных напряжений на половину угла внутреннего трения материала. Парные трещины скалывания образуют между собой острый угол, если биссектрисой угла между ними является максимальное сжимающее напряжение. Отклонения площадок скалывания от площадок действия максимальных касательных напряжений вызвано наличием в горных породах внутреннего трения ρ . Величина этого угла для горных пород обычно лежит в пределах от 10 до 40°. На рис. 35 изображены трещины отрыва и скалывания при растяжении или сжатии и сдвиге.

Существуют представления о хрупком и вязком разрушениях. При хрупком разрушении происходит разрыв материала вследствие распространения трещин. Вязкое разрушение происходит при неограниченном развитии пластического течения. Как правило, оно осуществляется в условиях сжатия, т. к. при этом исключены условия для хрупкого разрушения. Впрочем, разрушение растягиваемого стержня из пластического материала с образованием шейки, в которой происходит неограниченное утонение поперечного сечения, следует считать вязким.

Вязкое разрушение горных пород осуществляется в результате потери несущей способности, которая происходит тогда, когда в предельном состоянии выражения (40) или (41) оказывается целиком какое-либо сечение тела, так что тело получает возможность неограниченно пластически деформироваться. Тогда, несмотря на то, что разрыва сплошности может и не происходить, деформации неограниченно растут, и одна часть тела, не перешедшая в предельное состояние, соскальзывает по другой. Похожая ситуация имеет место при обрушении горных склонов.

В зависимости от характера действия нагрузок и свойств материала в предельное состояние может перейти значительный объем материала, возможна и локализация деформаций сдвига в узких зонах. Специфические свойства горных пород — внутреннее

трение и способность разрыхляться при сдвиге — способствуют процессу локализации деформаций в узких зонах, приводящему к потере устойчивости массивов горных пород и разрушению. Этим, видимо, объясняются регулярные системы разломов, наблюдаемые в земной коре.

Разрушится ли тело путем отрыва или скалывания, это зависит от того, какой из критериев разрушения (47) или (49) выполнится раньше. В случае (47) всегда происходит отрыв материала. При (49) может происходить как хрупкое разрушение путем скалывания, так и пластическое течение без нарушения сплошности. Точно разграничить эти процессы трудно, но при прочих равных условиях пластическое течение тем вероятнее, чем больше всестороннее сжатие материала.

Опытное определение параметров прочности материалов — предела прочности на растяжение σ_p , внутреннего сцепления или предела текучести на сдвиг τ_s и угла внутреннего трения ρ — дает значительный разброс. Эти величины зависят от температуры, влажности и других условий. На прочность оказывает влияние также длительность воздействия напряжений. Чем она больше, тем при меньшем уровне напряжений происходит разрушение. Поэтому существуют понятия условно «мгновенной» и «длительной» прочности. Прочность оказывается зависящей от размеров тела. Прочность больших массивов горных пород меньше, чем прочность образцов небольших размеров, изготовленных из тех же пород. Это связано с тем, что в больших массивах всегда существует много структурных дефектов, которые приводят к понижению прочности массива в целом (см. табл. 4 и 6, гл. 3).

В теории разрушения в отличие от теории прочности в рассмотрение явно вводится дефект материала — трещина. При этом по заданному размеру трещины определяется нагрузка, при которой трещина начнет распространяться. В простейшей теории квазихрупкого разрушения материал, за исключением очень малой области вблизи края трещины, считается упругим, а трещина моделируется бесконечно тонким разрезом. Из теории упругости следует, что напряженное состояние вблизи края трещины можно характеризовать в случае симметричного отрыва всего одним параметром — коэффициентом интенсивности K_I . Этот параметр зависит от геометрических размеров тела L , размера трещины l и приложенных нагрузок σ :

$$K_I = K_I(\sigma, l, L). \quad (50)$$

Критерий разрушения, следующий из энергетических соображений, развитых английским ученым Гриффитсом, может быть сформулирован в виде, аналогичном используемому в теориях прочности. Трещина начинает развиваться, если коэффициент интенсивности напряжений K_I достигнет критического значения K_{Ic} . Таким образом, критерий разрушений имеет вид

$$K_I(\sigma, l, L) = K_{Ic}. \quad (51)$$

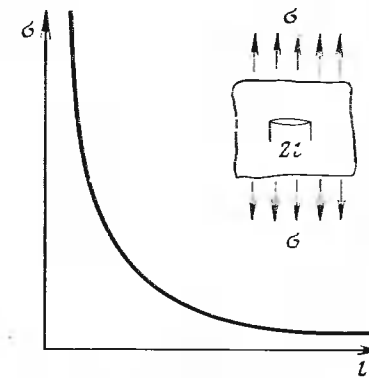


Рис. 36. Трещины отрыва в неограниченной среде; характер зависимости напряжения, требуемого для разрастания трещины, от длины последней

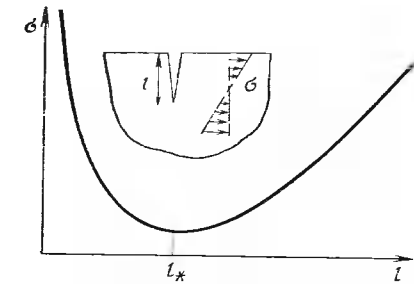


Рис. 37. Вертикальные трещины в весо-мном полупространстве, выходящие на поверхность; трещины, длиной меньше некоторой критической величины l_* , неустойчивы и разрастаются, более длинные трещины не разрастаются

Величина K_{Ic} является константой материала, характеризующей его трещиностойкость. Зависимость (51) связывает нагрузку при разрушении с размерами трещины и тела.

Разломы земной коры чаще представлены не трещинами отрыва, а трещинами сдвига. В последних происходит взаимное перемещение точек, лежащих на разных сторонах разрыва без раскрытия трещины. В этом случае напряженное состояние у края трещины также характеризуется одним параметром, который обозначим K_{II} .

Критерий разрушения для трещины сдвига аналогично выражению (50) имеет вид

$$K_{II}(\tau, l, L) = K_{IIc}, \quad (52)$$

где нагрузка обозначена через τ , чтобы подчеркнуть ее сдвиговый характер, а через K_{IIc} обозначена трещиностойкость материала при разрушении сдвигом.

В случае сквозной трещины длиной $2l$, находящейся в неограниченной среде, нагружаемой вдали от трещины либо нормальным напряжением σ , либо касательным напряжением τ , коэффициенты интенсивности будут для трещины отрыва и сдвига равны соответственно:

$$K_I = \sigma\sqrt{l} \text{ и } K_{II} = \tau\sqrt{l}. \quad (53)$$

Из выражения критерия разрушения (51) следует, что разрушающая нагрузка

$$\sigma = \frac{K_{Ic}}{\sqrt{l}}. \quad (54)$$

Зависимость (54) изображена на рис. 36.

В случае трещины отрыва, выходящей на поверхность полупространства, коэффициенты интенсивности будут отличаться от равенств (53) только числовым множителем, близким к равенству (12).

Зависимость коэффициента интенсивности от длины трещины позволяет не только определить разрушающую нагрузку, но и судить об устойчивости процесса разрушения. В случае выражения (53) концентрация напряжений K тем больше, чем больше размер трещины. Это означает, что, если напряжение достигло критического значения и поддерживается постоянным, трещина будет неограниченно развиваться.

При вертикальной трещине, выходящей на земную поверхность и находящейся под совместным действием растяжения и гидростатического давления, зависимость σ от l будет иметь вид, изображенный на рис. 37. В этом случае существует длина l_* такая, что трещины с меньшей длиной являются неустойчивыми, а с большей — устойчивыми. Отметим, что в данном случае и неустойчивая трещина не будет развиваться неограниченно, а достигнет лишь некоторой длины, близкой той, которая определяется устойчивой ветвью при том же напряжении. Устойчивый характер развития трещины обусловлен здесь ростом с глубиной гидростатического давления.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ¹

Теория деформаций и напряжений пользуется упрощенной моделью реальных тел, считая их сплошными средами, т. е. средами, вещество которых непрерывно распределено по объему. Эта модель хорошо описывает усредненные макроскопические характеристики деформаций и напряжений для объемов, значительно превышающих имеющиеся в реальном теле неоднородности (такие, как зернистость, слоистость, блоковость и т. п.).

Сплошная среда, физико-механические свойства которой одинаковы во всех точках, является однородной. В неоднородной среде эти свойства от точки к точке меняются. Если свойства среды, измеряемые в разных направлениях, одинаковы, такая среда является изотропной. Если же свойства меняются в зависимости от направления, то среда называется анизотропной.

Деформация проявляется в перемещении частиц среды относительно друг друга.

Если для простоты рассматривать плоскую деформацию, т. е. происходящую по осям x и y и отсутствующую по оси z , и считать прямоугольную форму исходной для некоторого элемента среды, то деформацию этого элемента можно расчленить на следующие этапы:

а) плоскопараллельный перенос элемента как жесткого целого из одной точки в другую;

б) изменение исходных прямых углов на угол γ_{xy} , характеризующий деформацию сдвига;

в) удлинение (или укорочение) сторон образовавшегося параллелограмма. Удлинение и укорочение считаются деформациями одного типа, различающимися по знаку: удлинение является положительным, укорочение — отрицательным.

Если известны удлинения в двух направлениях, которые в исходном положении взаимно перпендикулярны, и изменение прямого угла между ними, то можно определить удлинения в любом другом направлении, а также и изменение угла между любыми другими взаимно ортогональными отрезками.

При всякой однородной деформации существуют такие взаимно перпендикулярные оси, угол между которыми в процессе деформации не меняется. Эти оси называются главными осями деформации. Вдоль них происходит только деформация удлинения-укорочения. Следовательно, любую однородную плоскую деформацию можно выразить удлинениями (или укорочениями) вдоль главных осей, что чрезвычайно упрощает описание деформации.

В случае трехосной деформации, когда деформация определяется тремя удлинениями и тремя изменениями прямых углов, существуют три главные оси деформации.

Если растягивать или сжимать цилиндрический стержень с несвободной боковой поверхностью, то наряду с осевой деформацией имеют место поперечные деформации. Отношение относительного поперечного укорочения к продольному относительному удлинению является характеристикой материала и носит название коэффициента Пуассона. Если материал не испытывал поперечной деформации при сжатии, то коэффициент Пуассона равен нулю. Для несжимаемого материала он равен 0,5. Коэффициенты Пуассона для реальных материалов заключены между этими крайними значениями.

Если плоская деформация удлинения-укорочения происходит без изменения объема и главные оси деформации сохраняют при этом свое положение в течение деформации, то она приводит к чистому сдвигу.

Другим примером плоской однородной деформации является деформация простого сдвига. При простом сдвиге каждая точка тела смещается параллельно некоторой координатной оси, например, оси x , на расстояние, пропорциональное ее расстоянию от этой оси. В этом случае главные оси деформации в процессе последней поворачиваются на некоторый угол.

Основной причиной деформации тел является действие на них внешних и внутренних сил. Внешние силы являются результатом взаимодействия рассматриваемого тела с другими телами и физическими полями. Внутренние силы представляют собой результат взаимодействия частей самого тела. Внешние силы могут быть как поверхностными (действующими со стороны соседних тел), так и объемными или массовыми (действующими на каждую ча-

¹ Раздел написан В. В. Белоусовым.

стицу среды и распределенными по всему объему тела). Наиболее важной объемной силой является сила тяжести.

При приложении поверхностных или объемных сил в теле возникают напряжения. Их размерность представляет собой отношение размерности силы к размерности площади, т. е. напряжение это — сила, отнесенная к единице площади.

Напряжения, возникающие на площадках, выделенных внутри тела, зависят от ориентации этих площадок. Напряженное состояние в точке определяется всей совокупностью векторов напряжений, действующих на площадках всевозможных ориентаций. Полное напряжение на любой площадке может быть разделено на две составляющие. Проекция вектора полного напряжения на нормаль к площадке является нормальным напряжением на данной площадке, а проекция того же вектора на площадку представляет касательное напряжение. Нормальные напряжения считаются положительными, если они вызывают растяжение, и отрицательными, если они сжимающие. Касательные напряжения принято считать положительными, если нормаль к площадке и направление их действия совпадают с положительными направлениями осей координат.

Касательные напряжения характеризуются парностью: действующие на взаимно перпендикулярных площадках касательные напряжения равны по величине.

При любом напряженном состоянии в среде существуют такие площадки, на которые действуют только нормальные напряжения. Такие площадки называются главными площадками напряжений, а нормали к ним, которые всегда взаимно перпендикулярны, — главными осями напряжений. Подобно выводу об осях главных деформаций, этот вывод чрезвычайно упрощает рассмотрение любого напряженного состояния.

Одно из главных нормальных напряжений является максимальным и обозначается σ_1 . При плоском напряженном состоянии другое главное нормальное напряжение (σ_2) является минимальным. Касательные напряжения достигают максимального значения на площадках, наклоненных к главным осям под углами 45 или 135°. Величина максимального касательного напряжения

$$t_{\max} = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_2).$$

При объемном напряженном состоянии существуют три взаимно перпендикулярные главные оси и три главные площадки напряжений и соответственно три главных напряжения: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. В этом случае существуют и три главные касательные напряжения:

$$\tau_1 = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3); \quad \tau_2 = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_2); \quad \tau_3 = \frac{1}{2} (\sigma_2 - \sigma_3).$$

Площадки действия главных касательных напряжений наклонены под углами 45 и 135° к площадкам главных нормальных напряжений.

Из приведенных соотношений видно, что при изменении ориентации площадки внутри напряженного тела величина нормальных и касательных напряжений, а также их соотношение меняются. При растяжении или сжатии стержня на площадках, параллельных растяжению или сжатию, напряжения вообще отсутствуют. По мере поворота площадки касательные напряжения растут и достигают максимума, когда угол с осью растяжения или сжатия достигнет 45° (или 135°), а с дальнейшим поворотом площадки снова уменьшаются до нуля. Нормальные напряжения при повороте площадки возрастают по мере приближения площадки к положению, перпендикулярному к оси растяжения или сжатия. В этом крайнем положении нормальные напряжения достигают максимума.

В случае плоского напряженного состояния, если главные нормальные напряжения равны по величине и одинаковы по знаку (т. е. они вызывают всестороннее равномерное сжатие или растяжение), касательные напряжения в теле вообще отсутствуют. Для возникновения касательных напряжений необходимо, чтобы главные нормальные напряжения различались либо по величине, либо по знаку, и чем больше это различие, тем больше максимальные касательные напряжения. Если же главные нормальные напряжения различны по знаку, но равны по величине, то элемент, выделенный главными площадками касательных напряжений, подвержен действию только касательных напряжений и находится в напряженном состоянии чистого сдвига.

Наблюдаемую связь между напряжениями и деформациями определяют конкретные свойства материала. Для установления этой связи целесообразно разбить напряженное и деформированное состояние на две части. Одна из них — это изменение объема без изменения формы, а другая — изменение формы без изменения объема. В изотропном материале всестороннее сжатие или растяжение не вызывает изменения формы. Изменение формы вызывается девиаторным напряженным состоянием, т. е. тем, которое остается за вычетом всестороннего (среднего) нормального напряжения. Количественное выражение связи между напряжениями и деформациями для разных тел различно.

Наиболее общим свойством твердых тел является упругость. Это свойство состоит в том, что, будучи деформировано под нагрузкой, тело полностью восстанавливает свою исходную форму после снятия нагрузки. В пределах упругости между напряжениями и деформациями наблюдается обычно линейная зависимость, выражающаяся законом Гука.

Начиная с некоторого напряжения σ_e , называемого пределом упругости или пропорциональности, зависимость между напряжением и деформацией перестает быть линейной. При дальнейшем нагружении достигается предел текучести σ_s , при котором материал переходит в пластическое состояние. Различие между пределами упругости и текучести незначительное. Пластическое состояние выражается в том, что после снятия нагрузки вызванная ею

деформация частично остается (пластическая или остаточная деформация).

Зависимость, описывающая поведение материала при нагружении в пластической области, обычно бывает монотонно возрастающей, т. е. с ростом деформации материал упрочняется и для его дальнейшей пластической деформации необходимо повышать напряжения. В случае убывающей зависимости или разупрочняющегося материала процесс деформирования, как правило, становится неустойчивым и развивается лавинообразно. Всестороннее сжатие, вызывающее изменение объема без изменения формы, приводит только к упругой деформации. Идеальное поведение материала при пластической деформации состоит в том, что напряжение не может превышать некоторую величину (τ_s), определяющую предел текучести. При напряжении, равном пределу текучести, пластическая деформация может становиться как угодно большой: материал течет при постоянном напряжении.

Переход горных пород в пластическое состояние при достижении напряжениями предельного значения, сильно зависит от всестороннего давления.

Свойства упругости и пластичности сопровождаются свойством вязкости. Вязкость — это свойство материала оказывать сопротивление скорости относительного смещения частиц, т. е. скорости деформации. Поведение вязких тел определяется тем, что касательное напряжение τ пропорционально скорости деформации $\dot{\gamma}$: $\tau = \eta \dot{\gamma}$, где η — коэффициент вязкости. Вязкость сильно зависит от температуры и давления.

Многие материалы проявляют свойства последействия и релаксации. Последействие состоит в том, что после приложения нагрузки деформация некоторое время продолжает развиваться. После быстрого снятия нагрузки упругая деформация исчезает, но и часть оставшейся постепенно убывает.

Релаксация заключается в том, что в теле, подвергнутом деформации при напряжениях ниже предела упругости, напряжения убывают при сохранении величины деформации. Убывание напряжений происходит со скоростью, определяемой скоростью релаксации. При этом пределы упругости и текучести понижаются.

Материалы, обладающие свойствами последействия и релаксации, называются вязкоупругими.

Свойство ползучести материалов проявляется в том, что пластическая деформация под действием неизменной нагрузки увеличивается со временем.

Материалы, включая горные породы, обладают прочностью. Под прочностью понимают способность материала оказывать сопротивление деформированию. Исчерпание прочности приводит либо к появлению в материале недопустимо больших деформаций, либо к его разрушению, т. е. к разделению на части. По-разному разрушаются хрупкие и пластичные тела. Первые разрушаются без заметных остаточных деформаций, вторые же перед разруше-

нием испытывают значительные пластические деформации. В соответствии с этим разрушение бывает хрупким и вязким. В зависимости от внешних условий одни и те же тела могут разрушаться и хрупко и вязко. В нормальных условиях температуры и давления горные породы обладают хрупкостью. Но в обстановке высокой температуры и повышенного всестороннего давления те же породы разрушаются обычно вязким путем.

Явление разрушения твердых тел объясняются теориями прочности и разрушения.

В теориях прочности принимается, что материал разрушится, если некоторая комбинация напряжений или деформаций достигнет определенного критического значения. Например, принято считать, что при достижении максимальным растягивающим напряжением σ_1 критического значения происходит разрушение по трещине, перпендикулярной к оси растяжения, т. е. разрушение путем отрыва. По теории максимальной растягивающей деформации разрушение наступает, когда упругая деформация растяжения достигнет критической величины.

Разрушение происходит также путем скалывания или среза, при этом оно вызывается касательными напряжениями. Разрушение развивается по площадкам, на которых величина касательного напряжения достигает предельного значения, зависящего также и от нормального напряжения на этих площадках. Площадка скалывания оказывается отклоненной от площадок действия максимальных касательных напряжений на половину угла внутреннего трения материала. Для горных пород этот угол колеблется в пределах от 10 до 40°. Парные трещины скалывания образуют между собой острый угол, биссектриса которого совпадает с осью максимального сжимающего напряжения.

Часто разрушение отрывом происходит хрупко, а разрушение скалыванием — вязким путем. Растяжение обычно приводит к отрыву, а сжатие — к скалыванию. Но растяжение может приводить к разрушению и вязким путем, следуя за большой пластической деформацией. Разрушится ли тело путем отрыва или скалывания, зависит от того, какой из критериев прочности выполнится раньше, т. е. достигнут ли раньше критического уровня растягивающие нормальные или касательные напряжения. Свойства горных пород приводят к тому, что вязкое разрушение является всегда следствием постепенной все большей концентрации пластической деформации во все более узкой зоне, что сопровождается ускорением деформации вплоть до разрыва.

На прочность материала оказывает влияние длительность воздействия напряжений. Чем больше длительность, тем при меньших напряжениях происходит разрушение. Поэтому существуют понятия «мгновенной» и «длительной» прочности. Прочность зависит и от размеров тела: она меньше для больших массивов, поскольку в них всегда существует много структурных дефектов.

Теория разрушения в отличие от теории прочности исходит из предположения, что в материале уже имеется дефект в виде тре-

щины, и теорией определяется нагрузка, при которой трещина начнет распространяться. Поскольку у концов трещины происходит концентрация напряжений, трещина будет распространяться, если коэффициент интенсивности напряжений вблизи конца трещины достигнет критического значения. Коэффициент интенсивности зависит от геометрических размеров тела, размера трещины и приложенных нагрузок. Поскольку концентрация напряжений обычно тем больше, чем больше размер трещины, то, если напряжение достигло критического значения, трещина будет неограниченно распространяться. В случае, если трещина выходит на земную поверхность и находится под совместным действием растяжения и всестороннего давления, существует такая длина трещины меньше которой трещины являются неустойчивыми, а больше — устойчивыми.

ГЛАВА 3

ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

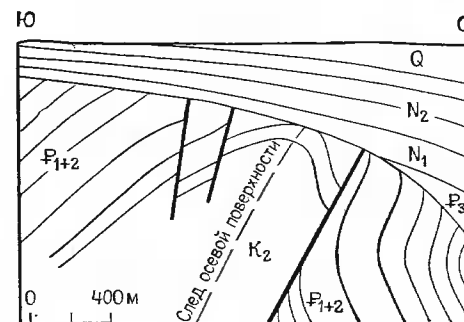
МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В предыдущей главе были изложены элементы общей теории деформаций и разрушения твердых тел. Эта теория применима к горным породам в условиях земной коры. Но тектонические деформации обладают некоторой спецификой. Деформации, интересующие геологов, обычно очень велики. Они развиваются в пределах огромных объемов горных пород с неоднородным строением. Тектонические разрывы развиваются и растут одновременно с пластической деформацией, продолжающейся в окружающей среде. Тектонические силы прикладываются к очень большим площадям на поверхности тех или иных объемов пород. Значительную роль в тектонических деформациях играют объемные силы гравитации, тем большую, чем больше объемы пород, вовлеченные в деформацию.

Ко всему этому необходимо прибавить, что механические свойства горных пород меняются в зависимости от внешних условий — температуры, всестороннего давления, величины напряжений, скорости деформации.

В этой главе рассматриваются те особенности механизма тектонических деформаций, которые возникают под влиянием перечисленных факторов. Ввиду того, что количественные характеристики участия этих факторов в деформациях не поддаются точному определению, остановимся на качественной характеристике механизма. Она лишь ориентирует геолога на то, как следует понимать те или иные главные особенности структурных форм и какие факторы влияют на эти особенности. Информация о влиянии

Рис. 38. Антиклиналь в верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых отложениях, несогласно перекрытая олигоценowymi и миоценовыми осадками. Северо-Западный Кавказ



разных факторов на морфологию складок, разрывов, тип кливажа необходима для решения не только теоретических, но и практических геологических задач.

Выяснение условий развития тектонических деформаций основывается прежде всего на изучении результатов этих деформаций в природе. Есть различные возможности восстановить историю формирования тех или иных структурных форм, выяснить характер движений, происходивших в породах и их комплексах. Наиболее элементарный метод — это сравнение наблюдаемого сейчас деформированного залегания пород с тем их залеганием, которое можно считать исходным, или первичным. Поскольку первичным обычно является горизонтальное залегание, сравнение смятых в складках слоев с их горизонтальным залеганием позволяет представить, какие движения слоев и отдельных их участков привели к наблюдаемым складчатым структурным формам.

Дальнейшее уточнение выводов и заключений о кинематике тектонических деформаций может быть достигнуто с использованием других показателей. Например, угловые несогласия дают возможность разделить ход деформаций на стадии. На рис. 38 изображен профиль через антиклинали, сложенную слоями верхнего мела, палеоцена и эоцена. Складка наклонена на север и туда же наклонен разрыв, имеющий сейчас характер взброса. Но складка несогласно срезана наклонно залегающими отложениями олигоцена и миоцена. Поскольку поверхность несогласия к моменту начала отложения олигоцена и миоцена должна была быть горизонтальной, следует сделать вывод, что первоначально складка в верхнемеловых и палеоцен-эоценовых отложениях была прямой, с вертикальной осевой поверхностью; вертикальным был и разрыв, имевший тогда характер взреза. Наклон складки и разрыва произошел во время и после накопления миоценовых и плиоценовых слоев. Таким образом, положение поверхности углового несогласия позволило разделить наблюдаемую деформацию на два этапа.

Аналогичным образом по пересечению двух разрывов можно установить, какой из них образовался раньше, а какой позже. Прослеживая по простиранию флексуру и видя, как она постепен-

но все больше усложняется сначала серией мелких, а затем все более крупными разрывами синтетической направленности, можно сделать заключение о том, что отдельные участки этой структуры находятся в разных стадиях формирования и что пластическая деформация более ранней стадии все в большей степени сменяется разрывами вязкого типа. Точно так же наклонные складки с развитием деформации могут осложняться разрывами типа надвига, а куполовидные поднятия — все больше раскалываться радиальными и концентрическими трещинами.

Мы указываем здесь только некоторые элементарные приемы, которыми пользуется исследователь, восстанавливая характер движений (кинематику) в толще горных пород, приведших к образованию той или иной структурной формы. Другие приемы будут ясны из последующего изложения.

Если подобные наблюдения производятся в разных породах — более пластичных и более твердых, в свитах со слоями разной толщины, на участках с разной интенсивностью тектонических деформаций, то, сравнивая эти наблюдения, можно выяснить влияние на ход и характер деформаций таких факторов, как относительные деформационные свойства различных пород, толщина слоев или распределение тектонических напряжений. Например, разлинзование и будинаж проявляются в слоях, сложенных относительно более вязкими, менее поддающимися пластическим деформациям породами, залегающими среди пород более пластичных. Размеры будин в плоскости слоя меньше в том направлении, в каком действовали наибольшие растягивающие напряжения. Например, если размеры будин в плоскости слоя значительно меньше по направлению падения слоя, чем по его простиранию, то из этого следует, что наибольшие растягивающие напряжения при деформации слоев были направлены по падению слоев.

На относительные свойства слоев указывают также большее или меньшее проявление взаимного наложения складок разного порядка, степень сжатости складок, их размеры, а также частота трещин и многие другие признаки.

Однако все эти признаки, наблюдаемые в природных обнажениях, позволяют судить о свойствах пород и об условиях, в которых происходили тектонические деформации, лишь качественно и относительно: можно лишь сказать, что в данных условиях такая-то порода оказалась более прочной или более пластичной, чем другая, но характеризовать прочность или пластичность породы, хотя бы приближенными цифрами, в таких случаях нельзя. Кроме того, ряд подобных умозаключений неминуемо будет иметь предположительный характер, поскольку в природных обнажениях мы можем видеть только конечный результат процесса деформирования.

В некоторой мере приблизиться к количественной оценке свойств минералов и горных пород помогают лабораторные определения механических свойств минерального вещества при различных давлениях и температурах. Ниже приводятся таблицы ре-

зультатов таких измерений для некоторых минералов и горных пород. Существенным недостатком подобных измерений является то, что влияние по меньшей мере одного крайне важного в геологической обстановке фактора на деформационные свойства минералов и горных пород практически учесть невозможно. Этим фактором является время, или точнее говоря, скорость деформации и продолжительность действия сил. Выше говорилось о таких явлениях, как ползучесть или длительная прочность. О роли времени в тектонических деформациях речь будет идти и ниже. Чрезвычайная продолжительность геологического времени, предоставляющего возможность тектоническим деформациям происходить очень медленно, делает его исключительно могучим фактором для любых процессов в земной коре, влияние которого может оказаться (и почти, несомненно, оказывается) значительно большим, чем влияние других факторов, таких, как температура и давление. Но при экспериментах с природными минералами и породами ввести в эксперимент время геологической продолжительности невозможно.

И вот тут приходит на помощь исследователю метод моделирования тектонических деформаций с помощью маловязких «эквивалентных» материалов. Этот метод, опирающийся на принципы физического подобия, позволяющий с той или иной степенью приближенности не только восстанавливать результаты тектонических деформаций, но и проследивать весь их ход. При этом модели могут быть сложными, состоящими из веществ с разными свойствами, и в них могут быть вызваны напряжения разной величины, разного распределения и разной ориентировки. Моделирование осуществляется как с приложением поверхностных сил, так и с использованием объемной силы тяжести. Существуют также методы изучения распределения напряжений внутри деформируемого неоднородного (например, слоистого) тела, позволяющие понять, почему пластическая или разрывная деформация развивается именно таким, а не иным путем.

Моделирование должно основываться на теории физического подобия [7, 9, 11, 13, 15, 32, 43, 50]. Два процесса считаются подобными, если они описываются одинаковыми уравнениями, т. е. если все отношения между одноименными параметрами, определяющими процесс, в модели такие же, как в изучаемом природном процессе. Поскольку нас интересуют деформации, в уравнения, описывающие последние, должны входить такие величины, как напряжения, деформационные свойства материала (модуль Юнга для сжатия и сдвига, коэффициент Пуассона, вязкость, предел прочности на отрыв и скалывание) и время. Если отношения между этими факторами, а также характер внешнего воздействия в модели будут такими же, как в природе, процесс деформации в модели будет подобным природному процессу.

Полностью удовлетворить этим требованиям при тектоническом моделировании невозможно из-за неопределенности наших сведений о свойствах горных пород в природной обстановке, о

действующих в земной коре напряжениях и продолжительности тектонических деформаций: Однако приближение к подобию все же в некоторых случаях возможно.

Легче всего моделируются упругие деформации, которые подчиняются закону Гука:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E},$$

где ε — величина деформаций, σ — напряжение, E — модуль упругости.

Если никакие другие факторы не влияют на деформации и, например, можно пренебречь силами инерции, то заменяя природный материал (горную породу) каким-либо другим материалом с меньшим по величине модулем упругости, мы должны для соблюдения подобия во столько же раз уменьшить величину действующих напряжений. Следовательно, любой материал, обладающий упругостью, может быть моделирующим или, как говорят, эквивалентным. Условие подобия в этом случае мы можем записать так:

$$C_{\sigma} = C_E,$$

где C_{σ} и C_E — «множители подобия» напряжений и модуля упругости: величина напряжений и модуля упругости должны быть уменьшены или увеличены в одинаковое число раз, равное множителю подобия C .

Пластическая деформация, происходящая путем вязкого течения, в общем виде описывается уравнением

$$\ln(1 + \varepsilon) = \ln \lambda = \frac{\tau}{\eta} t.$$

При малой деформации можно считать справедливым отношение

$$\varepsilon = \frac{\tau}{\eta} t,$$

где τ — напряжение, η — вязкость, t — время.

При намерении моделировать тектоническую пластическую деформацию наша задача, очевидно, будет состоять в том, чтобы в значительной степени ускорить деформацию, т. е. сократить время t с геологической продолжительности до доступной в эксперименте. Этого можно достигнуть либо увеличением напряжения, либо уменьшением вязкости моделирующего материала, либо тем и другим одновременно. Поскольку продолжительность процесса необходимо уменьшить на много порядков, а тектонические напряжения едва ли на модели можно сильно увеличить, очевидно, что цели можно достигнуть, только уменьшая вязкость. Предположим, что мы намерены принять такой масштаб времени, при котором 1 ч на модели соответствует 1 млн. лет в природном процессе. Это значит, что мы уменьшаем продолжительность процесса приблизительно в 10^{10} раз, т. е. множитель подобия для времени

$$C_T = 10^{-10}.$$

Отсюда следует, что таков же должен быть и множитель вязкости:

$$C_{\eta} = C_T = 10^{-10}.$$

Следовательно, если принять вязкость горных пород равной 10^{17} Па·с, то эквивалентный материал должен иметь вязкость, равную 10^7 Па·с. Таковыми материалами при комнатной температуре являются, например, влажная глина, густые смазочные масла, канифоль и битум, смешанные с маслом.

Если пластическая деформация в земной коре вызывается силой тяжести, то действующие напряжения определяются плотностью пород ρ , вертикальными размерами участвующего в деформации тела l и ускорением силы тяжести g . В этом случае условие подобия запишется так:

$$C_{\eta} = C_{\rho} \cdot C_l \cdot C_g \cdot C_T.$$

Поскольку ускорение силы тяжести является одинаковым как для природного объекта, так и для модели, множитель C_g равен единице и выпадает¹. Малое значение имеет также и множитель плотности C_{ρ} , поскольку плотность пород и плотность моделирующего материала различаются обычно не более чем в два раза. Следовательно, по сравнению с предыдущим случаем в расчет вязкости эквивалентного материала кроме фактора времени должен быть принят еще и фактор вертикального размера C_l . Из всего этого следует, что модель должна отличаться от природного объекта вязкостью, уменьшенной на несколько порядков. Естественно, должны быть сохранены такие условия процесса, как начальные и краевые и характер механического воздействия, т. е. сдавливание моделируется сдавливанием, гравитационное течение — гравитационным течением и т. п.

Эти условия подобия многократно применялись к моделированию таких структур, как диапировые купола или гравитационные шарики, образование которых связано с действием сил тяжести. При этом эквивалентными материалами были различные маслоподобные продукты переработки нефти, каучук, замазка, канифоль, сахарный сироп и др.

Значительно сложнее оказываются условия подобия в тех случаях, когда необходимо бывает учесть предел прочности пород и образование в них разрывов. Эти случаи мы не будем здесь рассматривать.

Для изучения распределения напряжений в деформируемой твердой среде наряду с другими используется поляризационно-оптический метод. Для этого готовят модели из прозрачного оптически активного материала (главным образом различных смол). При отсутствии в нем касательных напряжений показатель преломления во всех направлениях одинаков. Если же к такому ма-

¹ Есть возможность значительно (в тысячах раз) повысить этот параметр для модели, заменив с помощью центрифуги силу тяжести центробежной силой.

териалу приложено касательное напряжение, в нем возникает двойное лучепреломление в связи с тем, что теперь скорость распространения световых колебаний зависит от направления распространения света и от плоскости поляризации света. Наблюдая и измеряя это двойное лучепреломление с помощью анализатора, можно воспроизвести картину распределения касательных напряжений в модели.

Большое значение в развитии методов тектонического моделирования имели работы М. В. Гзовского [8—15].

Моделирование в связи со многими ограничениями не может считаться решающим методом изучения тектонических напряжений и деформаций. Оно не доказывает, как возникла та или иная тектоническая деформация, а лишь подсказывает, как она могла образоваться. Однако моделирование является весьма полезным дополнением к полевым наблюдениям и во многих случаях может направить мысль исследователя, подсказывая, какие условия тектонических деформаций более или менее вероятны. Примеры использования метода моделирования тектонических структур будут встречаться ниже в тексте многократно.

Мы рассматриваем далее влияние различных факторов (связанных как со свойствами горных пород, так и со способами приложения к ним сил) на ход тектонических деформаций.

РАЗЛИЧИЕ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Ячейками горных пород являются минеральные зерна. Различия упругих свойств наиболее распространенных минералов частично иллюстрируются табл. 1, в которой приведены сведения о сжимаемости некоторых минералов при нормальных температуре и давлении.

Поскольку горные породы, объединяемые одним петрографическим термином, могут иметь в некоторой мере различный минеральный состав и отличаться друг от друга размером минералов и текстурой, не удивительно, что отдельные представители гранитов, базальтов, гнейсов, известняков и других пород разнятся по

Таблица 1*

Сжимаемость минералов $(V_0 - V)/V_0$ при 1 ГПа

| Минерал | $(V_0 - V)/V_0$ | Минерал | $(V_0 - V)/V_0$ |
|----------|-----------------|----------|-----------------|
| Кальцит | 0,0130 | Оливин | 0,0079 |
| Гранат | 0,00538 | Ортоклаз | 0,0171 |
| Магнетит | 0,00564 | Пирит | 0,00645 |
| Слюда | 0,0092 | Кварц | 0,02440 |

* Таблицы свойств минералов и горных пород приводятся по [49, 53].

Таблица 2

Модуль Юнга (E) и коэффициент Пуассона (ν) для главных типов горных пород при нормальной температуре и давлении 10^{-1} МПа

| Порода | E , ГПа (от до) | ν | Порода | E , ГПа (от до) | ν |
|------------------|-------------------|-----------|------------|-------------------|-----------|
| Каменная соль | 28—37 | — | Гранит | 21—70 | 0,04—0,27 |
| Известняк | 17—80 | 0,16—0,32 | Андезит | 40—54 | 0,16—0,18 |
| Доломит | 71—93 | — | Диорит | 55—87 | — |
| Мрамор | 23—95 | 0,10—0,28 | Базальт | 48—111 | 0,22—0,38 |
| Песчаник | 6—100 | 0,06—0,29 | Диабаз | 72—116 | 0,10—0,28 |
| Глинистый сланец | 12—44 | 0,04—0,12 | Габбро | 58—108 | 0,11—0,25 |
| Филлит | 9—27 | 0,06 | Эклогит | 123—142 | — |
| Сланец | 40—113 | 0,01—0,20 | Анортозит | 82 | 0,26 |
| Гнейс | 3—70 | 0,03—0,15 | Пироксенит | 113—156 | 0,16—0,24 |
| | | | Дунит | 89—195 | 0,27—0,40 |

свойствам между собой. В табл. 2, где сведены данные о главных породах, указаны широкие пределы значений для них модуля Юнга и коэффициента Пуассона.

Весьма изменчивы для пород разных типов значения вязкости и прочности (табл. 3 и 4).

Таблица 3

Вязкость (η) образцов горных пород при комнатной температуре и различных всесторонних давлениях (\bar{P}) и максимальных касательных напряжениях (τ_{\max})

| Порода | τ , МПа | \bar{P} , МПа | η , Па·с | |
|---------------|-----------------------------------|-----------------|---------------------|----------------------|
| Гипс (сухой) | 0,1 | 21 | $2,4 \cdot 10^{18}$ | |
| | Гипс в насыщенном водном растворе | 0,1 | 15 | $0,4 \cdot 10^{15}$ |
| | | 0,1 | 12,5 | $1,6 \cdot 10^{15}$ |
| | | 0,1 | 10 | $2,6 \cdot 10^{15}$ |
| | | 0,1 | 9 | $5,1 \cdot 10^{15}$ |
| | | 0,1 | 8 | $6,04 \cdot 10^{15}$ |
| | | 0,1 | 7,5 | $6,36 \cdot 10^{15}$ |
| | | 0,1 | 6,2 | $1,44 \cdot 10^{16}$ |
| | | 0,1 | 5,1 | $3,8 \cdot 10^{16}$ |
| | | 100 | 15 | $6,0 \cdot 10^{13}$ |
| | | 100 | 12,5 | $2,7 \cdot 10^{14}$ |
| | | 100 | 10 | $1,47 \cdot 10^{15}$ |
| Каменная соль | 0,1 | 3 | $3,0 \cdot 10^{16}$ | |
| | 0,1 | 1 | $2,0 \cdot 10^{17}$ | |
| | Известняк | 0,1 | 70 | $2,0 \cdot 10^{21}$ |
| | | 1000 | 338 | $2,2 \cdot 10^{13}$ |
| Песчаник | 1000 | 275 | $9,3 \cdot 10^{13}$ | |
| | 1000 | 220 | $3,1 \cdot 10^{14}$ | |
| | Глинистый сланец | 0,1 | 8,6 | $8,6 \cdot 10^{16}$ |
| | | 0,1 | 8,5 | $8,5 \cdot 10^{16}$ |
| Гранит | 0,1 | 6,8 | $3,4 \cdot 10^{17}$ | |
| | 0,1 | 14 | $\sim 10^{17}$ | |

Таблица 4

Условно мгновенная прочность сухих образцов горных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре

| Порода | Прочность на отрыв, МПа | Прочность на скалывание, МПа | | |
|------------------|-------------------------|------------------------------|--------------|------------------------|
| | | минимальная | максимальная | средняя статистическая |
| Каменная соль | 1,5—5,0 | 9 | — | — |
| Мрамор | 5 | 12 | 130 | 50 |
| Кварцит | 8 | 13 | 160 | 100 |
| Песчаник | 2—6 | 20 | 75 | — |
| Глинистый сланец | 3—4 | 18 | 26 | — |
| Гранит | 3 | 60 | 180 | 75 |
| Диабаз | 5 | 65 | 230 | 90 |

Суммарная вязкость толщ горных пород в земной коре оценивается весьма приближенно. По данным В. А. Магницкого, вязкость земной коры в целом равна 10^{19} — 10^{21} Па·с. М. В. Гзовский [15] считал, что природные толщ горных пород могут быть подразделены на четыре категории. В первую входят наименее вязкие комплексы пород: глины, соли, гипсы, тонкослоистые песчано-глинистые толщ вязкостью $10^{17,5}$ — 10^{14} Па·с. Вторая категория представлена тонкослоистыми известняково-мергельными и песчано-глинистыми толщами вязкостью $10^{18,5}$ — 10^{15} Па·с. Третья категория состоит из массивных песчаников, конгломератов, известняков, вулканогенных пород, а также из ранее дислоцированных слабометаморфизованных песчано-глинистых толщ. Вязкость пород этой категории— 10^{20} — 10^{19} Па·с. К четвертой категории относятся граниты, другие интрузивные породы, гнейсы, кристаллические сланцы вязкостью 10^{19} — 10^{18} Па·с¹.

Различия деформационных свойств отдельных видов минералов и горных пород существенно влияет на ход тектонических деформаций. Минералы с разными свойствами деформируются и разрушаются не одновременно, а последовательно—начиная с наименее вязких и прочных и постепенно переходя ко все более вязким и прочным. При приложении сил менее вязкие минералы деформируются быстрее. Их сплющивание ведет к сближению более вязких зерен между собой. Когда они приходят в соприкосновение друг с другом, вязкость породы в целом возрастает и при сохранении размера напряжений она деформируется медленнее. Изменение расположения зерен в процессе деформации также ведет к изменению свойств породы.

¹ Под термином «вязкость» горных пород понимается в этом случае значительно более сложное свойство, которое представляет собой суммарную сопротивляемость данной породы скорости деформации. В этом условном смысле термин «вязкость» употребляется ниже.

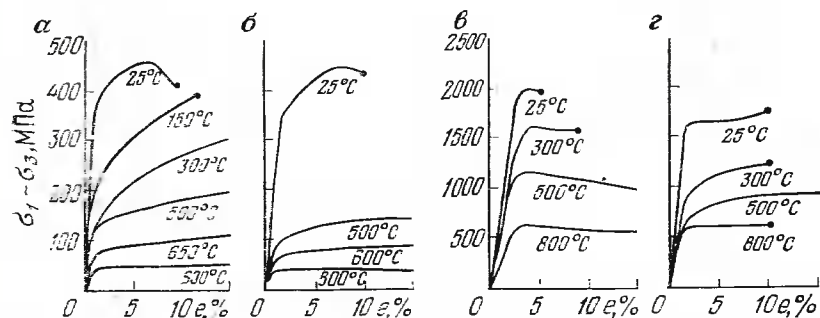


Рис. 39. Зависимость предела текучести от температуры (по У. Файфу и др.): а, б—мрамор, растяжение; в—гранит, сжатие; з—пироксенит, сжатие. Всестороннее давление 500 МПа

Если толща пород состоит из перемежающихся более и менее вязких слоев и подвергается сжатию параллельно им, то обычно она сминается в складки. Но пока более вязкие слои сохраняют свою целостность, они являются как бы скелетом всей толщ и именно их вязкость определяет скорость деформации и форму образующихся складок. Когда же при соответствующей степени деформации вязкие слои разламываются, превращаясь в не связанные друг с другом обломки, плавающие в менее вязкой массе. то с этого времени деформация всей толщ подчиняется уже свойствам менее вязких слоев: при постоянных напряжениях она будет идти скорее и характер складок изменится.

Из этих примеров видно, что свойства больших массивов пород не являются результатом суммирования и усреднения свойств отдельных минералов и слоев.

На деформационные свойства минералов и горных пород [49, 53, 57] влияют следующие факторы: температура; всестороннее давление; касательные напряжения; скорость деформации; поровое давление воды.

Рассмотрим влияние каждого из этих факторов отдельно, а затем выясним результаты их совместного действия в условиях земной коры.

Температура влияет как на вязкость, так и на прочность твердых тел. Повышение температуры ведет к понижению вязкости и, следовательно, к ускорению пластической деформации, если напряжения остаются неизменными, а также к понижению предела текучести и предела прочности на скалывание, тогда как повышение температуры мало влияет на прочность на отрыв (рис. 39). В связи с последним обстоятельством при относительно повышенных температурах разрушение путем скалывания становится более вероятным, чем разрушение путем отрыва.

В табл. 5—8 можно найти некоторые данные об изменениях модуля Юнга, вязкости, прочности горных пород и необходимого для определенной деформации дифференциального напряжения в

зависимости от температуры и давления. Как известно, температура в земной коре возрастает с глубиной. В разных районах геотермический градиент различен: он колеблется от 6 до 150°C/км. Наиболее часто наблюдается градиент 30°C/км. С глубиной он, в общем, должен убывать. По имеющимся данным можно заключить, что на платформах в подошве земной коры температура не превышает 600°C. Но в зонах и эпохи повышенной тектоно-магматической активности, как показывают данные об условиях метаморфизма пород, температура в коре сильно — на несколько сотен градусов — поднимается. В нижних слоях коры она может достигнуть 800°C, а внутри интрузий, находящихся в расплавленном состоянии, и непосредственно поблизости от них может подняться до 1200—1300°C.

Всестороннее давление также оказывает влияние на вязкость и на прочность пород. Возрастание всестороннего давления ведет к повышению вязкости, что при постоянных напряже-

Таблица 5

Изменение модуля Юнга (E , ГПа) при изменении всестороннего давления (P) и температуры (t)

| t , °C | P , МПа | | Порода |
|----------|-----------|-------|---|
| | 50 | 500 | |
| 25 | 63,3 | +2,2 | Известняк Мрамор Песчаник Гранит 1 Гранит 2 Гранит 3 |
| | 70,5 | +5,7 | |
| | 45,7 | +11,6 | |
| | 79,2 | +9,5 | |
| | 80,4 | +4,8 | |
| | 75,2 | +4,3 | |
| 200 | -2,8 | -1,0 | Известняк Мрамор Песчаник Гранит 1 Гранит 2 Гранит 3 |
| | -11,9 | 0,0 | |
| | -5,3 | +11,3 | |
| | -1,8 | +7,6 | |
| | -5,3 | +3,2 | |
| | -8,2 | +2,9 | |
| 25 | 67,5 | +3,3 | Базальт Габбро 1 Габбро 2 Габбро 3 |
| | 96,0 | +3,8 | |
| | 90,1 | +5,2 | |
| | 98,1 | +7,3 | |
| 300 | -3,8 | +2,2 | Базальт Габбро 1 Габбро 2 Габбро 3 |
| | -7,7 | +2,3 | |
| | -12,0 | 0,0 | |
| | -10,3 | +5,6 | |
| | | | |

Примечание. Абсолютные величины E указаны для 50 МПа и 25 °C; в других клетках указано изменение E .

Таблица 6

Прочность на скалывание (τ_s) для некоторых минералов и главных типов горных пород при температурах (t) и всесторонних давлениях (P), соотношение между которыми приблизительно соответствует нормальному геотермическому градиенту 30 град/км (1,2 град·МПа)

| Минерал, порода | t , °C | P , МПа | τ_s , МПа |
|-------------------|----------|-----------|----------------|
| Каменная соль | 24 | 10 | 77 |
| | 105 | 106 | 120 |
| Кальцит | 24 | 0 | 14 |
| | 300 | 275 | 238 |
| | 800 | 507 | 28—40 |
| | 24 | 20 | 216 |
| Известняк | 150 | 134 | 380—439 |
| | 300 | 254 | 350 |
| | 400 | 304 | 184—242 |
| | 500 | 500 | 500—622 |
| | 24 | 0 | 60—343 |
| | 24 | 49 | 441 |
| Доломит (минерал) | 150 | 100 | 397 |
| | 300 | 200 | 443—522 |
| | 380 | 300 | 657 |
| | 500 | 500 | 829—922 |
| | 500 | 507 | 994 |
| | 24 | 0 | 2500 |
| Кварц | 600 | 507 | 1900—2500 |
| | 24 | 0 | 359 |
| Кварцит | 24 | 28 | 200 |
| | 150 | 101 | 390—736 |
| | 300 | 202 | 204—912 |
| | 24 | 0 | 235 |
| Аргиллит | 24 | 69 | 432 |
| | 24 | 26 | 98 |
| Глинистый сланец | 110 | 70 | 49 |
| | 150 | 100 | 201 |
| | 300 | 200 | 191 |
| | 150 | 101 | 224—494 |
| Сланец | 500 | 505 | 531—610 |
| | 150 | 101 | 589—703 |
| Гнейс | 500 | 505 | 432—1130 |
| | 24 | 0 | 167 |
| Гранит | 24 | 49 | 471 |
| | 150 | 101 | 329 |
| | 500 | 505 | 828 |
| | 150 | 101 | 613 |
| Диорит | 500 | 505 | 710 |
| | 24 | 0 | 262 |
| Базальт | 700 | 507 | 531 |
| | 150 | 101 | 510 |
| Диабаз | 500 | 505 | 546 |
| | 150 | 101 | 529 |
| Габбро | 500 | 505 | 817 |
| | 150 | 101 | 448—508 |
| Перидотит | 500 | 507 | 1080—1212 |
| | | | |

Таблица 7

Изменение вязкости (η) каменной соли при изменении температуры (t) и всестороннего давления (P)

| Порода | t , °C | P , МПа | $\tau_{\text{тах}}$, МПа | η , Па·с |
|-------------------------------|----------|-----------|---------------------------|---------------------|
| Каменная соль (природная) | 25 | 0 | 2,5 | $3,5 \cdot 10^{15}$ |
| | 400 | 0 | 2,5 | $1,3 \cdot 10^{14}$ |
| Каменная соль (искусственная) | 25 | 0 | 3,5 | $4 \cdot 10^{14}$ |
| | 105 | 0 | 3,5 | $3 \cdot 10^{13}$ |
| | 29 | 1,0 | 3,5 | $4 \cdot 10^{14}$ |
| | 105 | 1,0 | 3,5 | $9 \cdot 10^{13}$ |
| | 198 | 1,0 | 3,5 | $2 \cdot 10^{13}$ |

Таблица 8

Дифференциальное напряжение ($\sigma_1 - \sigma_3$), необходимое для деформации в размере 5% (сжатие) в ГПа¹

| t , °C | Всестороннее давление в ГПа | | |
|----------|-----------------------------|-----|-----|
| | 0 | 0,1 | 0,5 |

Юльский [мрамор]

| | | | |
|-----|--------------------|------|------|
| 24 | Хрупкое разрушение | 0,27 | 0,39 |
| 150 | | 0,18 | 0,22 |
| 300 | | 0,12 | 0,21 |
| 500 | | — | 0,11 |
| 800 | | — | 0,04 |

Зеленгофенский известняк

| | | | |
|-----|--------------------|------|----|
| 24 | Хрупкое разрушение | 42 | 63 |
| 150 | | 39 | 56 |
| 300 | | — | 46 |
| 500 | | 0,34 | 30 |
| | | | — |

¹ Изменение дифференциального напряжения обратно изменению вязкости.

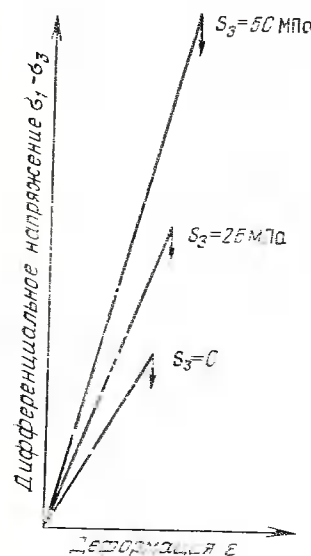


Рис. 40. Рост прочности на скалывание с ростом всестороннего давления:

S_3 — всестороннее давление; стрелки соответствуют точке разрушения и указывают на отношение между прочностью и размером деформации

во. Влияние всестороннего давления на свойства пород иллюстрируется таблицами 5—8 и диаграммой на рис. 40.

Всестороннее давление в земной коре равно вертикальному давлению нагрузки вышележащих пород. Бывают отклонения от этого правила, но они очень незначительны. Давление пород называется литостатическим. Оно выражается формулой

$$P_z = \rho g z,$$

где ρ — плотность пород, z — глубина под поверхностью, g — ускорение силы тяжести.

Если $\rho = 2,5 \cdot 10^3$ кг/м³, то на каждый 1 км в глубь коры давление повышается на 25 МПа.

Плотность пород коры с глубиной, в общем, повышается, и средняя плотность коры принимается равной $2,8 \cdot 10^3$ кг/м³. Это значит, что при толщине континентальной коры 40 км в ее основании давление достигает приближенно 1 ГПа.

Совместное действие повышенных температур и всестороннего давления ведет к тому, что в земной коре, хотя и медленно, могут развиваться очень большие пластические деформации без разрывов, а когда разрывы возникают, они преимущественно имеют характер скалывания, а не отрыва.

То обстоятельство, что свойства разных пород при изменении условий меняются по-разному, приводит к изменению соотношения свойств. Например, при относительно низких температурах вязкость известняка выше вязкости глинистых сланцев, а при болес

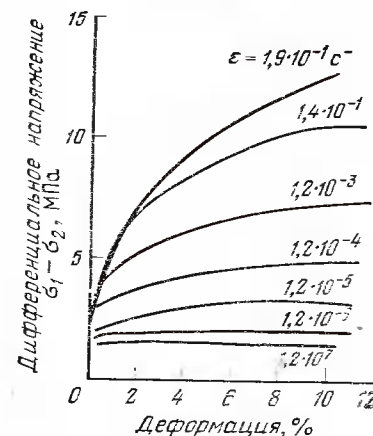


Рис. 41. Зависимость предела текучести зеленгофенского известняка от скорости деформации при 400°C (по У. Файфу и др.).

Скорость указана в долях изменения размера образца в 1 с

ниях замедляет пластическую деформацию. Чтобы сохранить ее прежнюю скорость, необходимо повысить напряжения. Вместе с тем увеличение всестороннего давления значительно повышает прочность породы на скалывание. Поэтому, хотя деформация при неизменном напряжении идет медленнее, порода способна сильно деформироваться без разрушения, тогда как при малом всестороннем давлении та же порода легко разрушается. Например, известняк, который при нормальном всестороннем давлении легко разрушается, при всестороннем давлении в 0,5 ГПа и при дифференциальном напряжении в 0,6 ГПа течет как маловязкое веществ-

высоких температурах соотношение вязкости меняется на обратное.

Касательные напряжения при их концентрации ведут к понижению вязкости горных пород. Например, при повышении скальвающих напряжений в 1,5 раза вязкость известняка при всестороннем давлении 1 ГПа уменьшается на порядок (см. табл. 5).

Концентрация скальвающих напряжений хорошо выражена в широко распространенных складках с заостренными замками. При изгибании слоев складки напряжения концентрируются в замках. Это ведет к понижению вязкости в последних, что, в свою очередь, вызывает образование все более остроуго изгиба. Последний в конце концов превращается в излом. Так формируются складки с плоскими крыльями и острыми изломами в замках.

Скорость деформации влияет на механические свойства тел и прежде всего на предел текучести. Повышение скорости ведет к повышению предела текучести. Последний может даже стать выше предела прочности. В этом случае вместо пластической деформации, по мере того, как повышаются скорость деформации и предел текучести, последний может сравняться с пределом прочности на отрыв или скальвание, и тогда пластическая деформация вообще не происходит, а осуществляется хрупкое разрушение. Чтобы пластическая деформация достигла значительного размера, необходимо деформировать горную породу с такой скоростью, чтобы накапливающиеся в породе напряжения успевали релаксировать, т. е. чтобы не было превышено определенное отношение между скоростью накопления напряжения и скоростью релаксации. Быстрое накопление напряжений в земной коре в тектонически активных областях приводит к землетрясению. А медленно накапливающиеся напряжения на платформах успевают релаксировать до достижения той ситуации, когда они становятся достаточными для разрыва и землетрясения.

Роль скорости пластической деформации ярко выражается в явлении ползучести, т. е. в свойстве твердых тел (в том числе горных пород) пластически деформироваться при напряжениях, меньших условно-мгновенного предела пластичности. Деформация при этом идет медленно и предел пластичности оказывается сильно заниженным. Чем меньше напряжения, тем ниже предел пластичности и тем медленнее деформация (рис. 41). Возникает вопрос: каков может быть нижний предел текучести? Вопрос этот, однако, имеет лишь сугубо теоретическое значение: при снижении напряжений деформация в конце концов может стать настолько медленной, что потеряет всякий интерес для геолога, поскольку даже для самой малой тектонической деформации потребуются миллиарды лет. Поэтому можно говорить о некотором «пределе ползучести» и считать, что когда приложенные напряжения ниже него, деформация происходит настолько медленно, что ее скорость может считаться равной нулю. Однако определить такой «предел ползучести» для горных пород, залегающих в земной коре, не так просто. По некоторым, весьма условным, данным скорость де-

формаций в земной коре имеет порядок в среднем $1 \cdot 10^7$ в год (т. е. блоки земной коры меняют свои линейные размеры, удлиняясь в одних направлениях и укорачиваясь в других на $1 \cdot 10^{-7}$ своего исходного размера в год). При такой скорости, например, участок земной коры длиной в 100 км укорачивался бы или удлинялся за год на 1 см. Исходя из этой скорости и приблизительных значений вязкости горных пород, можно предположить, что тектонические дифференциальные напряжения колеблются от 0,03 до 3,0 МПа. Меньшую из этих цифр можно считать наиболее высоким значением предела ползучести.

Поровое давление воды оказывает двойное действие на горные породы: физико-химическое и механическое. Физико-химическое воздействие выражается, например, в растворении породы (особенно в местах концентрации напряжений). С растворением связано образование таких мелких структурных форм, как стилолиты. Если порода подвергается дифференциальному давлению, то вода растворяет вещество минералов на тех поверхностях, которые максимально сдавлены, и отлагает это вещество в зонах максимального или минимального растяжения. Такое направленное переотложение растворенного вещества ведет к изменению формы зерен: они становятся уплощенными по направлению сдавливания и увеличивают свои размеры по направлению растяжения. Это — один из механизмов образования ориентированной плоской и линейной текстур.

Механическое воздействие поровой воды противоречиво и двойственно. С одной стороны, поровая вода служит смазкой, облегчающей скольжение между зернами, что ведет к понижению эффективной вязкости горной породы, к снижению ее сопротивляемости деформационным силам. Порода приобретает большую текучесть. Примером являются хорошо известные пльвуны — пески, насыщенные водой, превратившиеся в текучую массу. Эксперименты показали, что при нагревании гипса до 100°C , а серпентинита до $500\text{--}600^\circ\text{C}$ происходит дегидратация, и конституционная вода выделяется в поры, предел текучести этих пород значительно снижается. Например, для серпентинита при всестороннем давлении 350 МПа, температуре 25°C предел текучести равен 550 МПа касательных напряжений. При нагревании до 500°C он опускается до 350 МПа, а при 600°C — до 150 МПа. Если вода из пор уходит наружу и порода становится сухой, ее вязкость и предел текучести снова возрастают.

С другой стороны, поровое давление снимает с твердого скелета породы часть всестороннего давления. Эффективное давление между твердыми зернами оказывается равным разности между литостатическим давлением и давлением поровой воды:

$$P_{\text{эфф}} = P_{\text{скелет}} - P_{\text{пор.вода}}$$

Если поровое давление достаточно велико, то оно ведет к понижению не только вязкости и предела текучести, но и предела прочности пород. Последнее обстоятельство может привести к со-

стоянию, когда при повышении напряжений горная порода не деформируется пластически, а раскалывается. С этим явлением связана и так называемая «наведенная сейсмичность», проявляющаяся в связи со строительством искусственных водохранилищ. При постройке последних вода проникает в трещины и поры окружающих пород, предел прочности которых при этом снижается, и под влиянием неравномерно распределенной нагрузки происходят смещения внутри массива. Изменение вязкости и предела прочности с давлением таковы, что на глубине поровая вода способствует в большей мере развитию пластических деформаций, тогда как ближе к поверхности присутствие воды ведет к замене пластической деформации разрывами.

Обычно, если поры соединены в единую промываемую водой систему, в них устанавливается давление, равное весу вышележащего столба воды, т. е. гидростатическое давление. Поскольку плотность воды меньше плотности породы, нормальное гидростатическое давление в 2,5—3 раза меньше литостатического. Однако известны случаи аномально высокого внутрипорового давления воды, которое может приближаться к литостатическому, достигая 0,9 последнего. Такие аномально высокие давления создаются, например, если некоторый объем пористой породы, запечатанный в водонепроницаемую и недеформируемую оболочку, находившийся вначале на большей глубине, в результате дальнейших процессов эрозии оказывается приближенным к поверхности. Сохраняя давление воды, приобретенное на большей глубине, он оказывается с ненормально высоким для меньшей глубины поровым давлением. Аномально высокое давление может повести к выбросу воды на поверхность. Если поровой жидкостью является не вода, а нефть, могут последовать выбросы нефти и газа. При своем движении к поверхности вода, нефть и газы могут деформировать вышележащие породы и, следовательно, способствовать возникновению некоторых структурных форм. Например, аномально высокие давления воды и газов участвуют в качестве существенного дополнительного фактора в образовании некоторых складок нагнетания диапирового характера в глинистых отложениях, приводя к понижению плотности пород. Примерами могут служить глинистые диапиры Керченского, Таманского, Апшеронского полуостровов в Крымско-Кавказской области. Поровое давление облегчает скольжение пород при образовании шарьяжей [71].

Происхождение воды, заполняющей поры, бывает различным. Вода может проникнуть с поверхности и затем быть «запечатанной» в пористых породах под водонепроницаемой глинистой крышкой. Но это может быть вода, ранее входившая в кристаллическую решетку минералов (т. е. конституционная вода), которая выделилась при нагревании породы. Таково происхождение поровой воды в гипсе и серпентините в описанных выше экспериментах. Дегидратация водных минералов представляет собой обычный процесс при метаморфизме пород. Например, вещество, состоящее из мусковита и кварца, при метаморфических реакциях

переходит при температуре 600 °С и всестороннем давлении 250 МПа в калиевый полевой шпат и силлиманит с выделением воды. При этом общий объем твердой и жидкой фаз увеличивается на 14% и соответственно уменьшается их плотность.

Процесс увеличения объема и уменьшения плотности пород в ходе метаморфизма играет существенную роль в формировании структур земной коры. Однако состояние это имеет временный характер: после того, как вода выйдет из данного объема пород, плотность последних снова возрастает.

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Только пластическая деформация малого размера, происходящая в изотропном и однородном теле и развивающаяся в течение короткого времени, бывает более или менее однородной, т. е. такой, когда все части тела деформируются практически одинаково. Если пластическая деформация превышает некоторую величину и происходит в теле значительных размеров, в ее развитии обычно проявляется неоднородность: одни участки тела деформируются быстрее, другие отстают.

При пластическом растяжении такая неустойчивость деформации ведет к образованию «шейки». Растягиваемый пластичный стержень (рис. 42) деформируется более или менее равномерно только вначале, пока деформация еще очень невелика. По мере

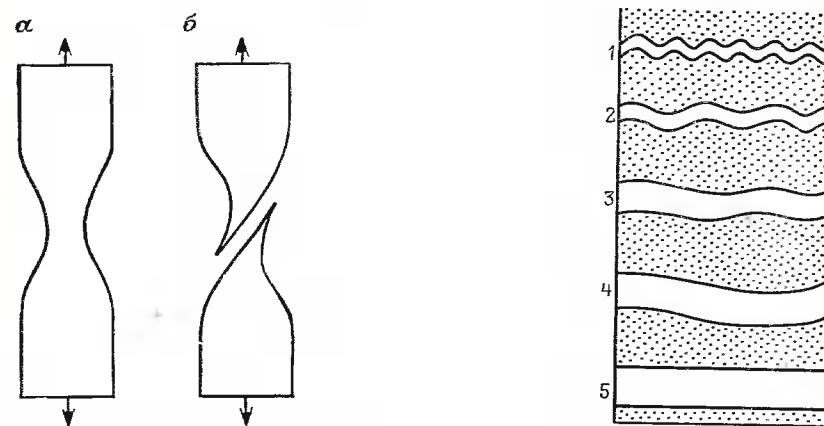


Рис. 42. Пластическое растяжение стержня: а — образование шейки; б — трещина вязкого скалывания

Рис. 43. Дисгармоничное изгибание слоев, имеющих различную вязкость при одинаковом продольном сокращении.

Вязкость уменьшается от слоя 1 к слою 5; первоначальная мощность каждого слоя была одинаковой и равнялась настоящей мощности слоя 1; в слое 1 произошел только изгиб, в слое 5, вязкость которого равна вязкости вмещающей среды, произошло только продольное сплющивание; роль последнего нарастает от 1 к 5. Слои находятся в среде с низкой вязкостью

того, как деформация возрастает, она концентрируется в некоторой зоне стержня и последняя становится все более узкой (рис. 42, а). В зоне концентрации сечение стержня сокращается, что при сохранении величины нагрузки ведет к соответствующему повышению напряжений. Одновременно вязкость в зоне узкого сечения падает и это вместе с нарастанием напряжений приводит к лавинообразному ускорению процесса деформации. Последняя заканчивается разрывом, когда концентрация напряжений достигает предела прочности (рис. 42, б). Шейки образуются и в слоях горных пород, подвергаемых растяжению.

Неустойчивость пластической деформации проявляется и при сжатии. Особенно яркое ее выражение наблюдается при сжатии тонких пластин в направлении их плоскости (продольное сжатие). Пластинки деформируются вполне однородно лишь в самом начале деформации, а затем теряют устойчивость и изгибаются. В геологической обстановке именно так возникают складки продольного изгиба, т. е. изгибы слоев горных пород, образовавшиеся под влиянием сжатия, направленного параллельно слоям. Складки продольного изгиба появляются тогда, когда изгиб требует меньшей затраты работы, чем равномерное сокращение слоя в одном направлении и утолщение его в другом без изгиба. Для каждой породы и каждого данных условий (температуры, всестороннего давления, величины напряжений) существует некоторая критическая толщина слоя. Когда слой оказывается толще, он деформируется без изгиба; когда же — тоньше критической толщины, он сминается в складки.

При переходе от одной породы к другой с иной вязкостью меняется и критическая толщина слоев. Чем ниже вязкость породы, тем толще слой, которые могут при продольном сжатии деформироваться без изгиба. Повышение вязкости ведет к изгибанию в складки все более тонких слоев.

Но и в тех случаях, когда продольное сжатие вызывает изгиб слоя, наряду с изгибом обычно развивается и однородная деформация слоя (мы можем назвать ее продольным сплющиванием). Следовательно, сокращение горизонтальной проекции слоя при его продольном сжатии осуществляется комбинированным действием двух одновременно развивающихся процессов: изгиба и равномерного продольного сплющивания. Однако эксперименты и наблюдения в природе показывают, что относительная роль этих процессов в разных случаях неодинакова. Сокращение горизонтальной проекции слоя в результате только продольного сплющивания или только изгибания в складки происходит крайне редко. Первое может проявиться в очень толстых слоях пород с низкой вязкостью, второе в чистом виде встречается в тонких слоях наиболее твердых пород.

Взаимоотношение между изгибом и равномерным продольным сплющиванием зависит также от различия между вязкостью данного слоя и вязкостью той среды, в которую он погружен. Если слой с большей вязкостью находится внутри неслоистой среды с

меньшей вязкостью, то чем сильнее контраст между вязкостями слоя и среды, тем в большей мере при продольном сжатии слоя преобладает механизм изгиба. Когда же в одну и ту же среду с относительно низкой вязкостью погружены слои с большей, но разной вязкостью, то в связи с тем что отмеченной закономерностью при одном и том же горизонтальном сокращении слою окажутся смятыми в складки разного размера (т. е. складчатость будет дисгармоничной) (рис. 43). Двойственность механизма продольного сокращения слоистых толщ должна учитываться при объяснении складок.

При продольном изгибе пачки слоев происходит скольжение слоев друг по другу. Каждый слой скользит относительно нижележащего к своду антиклинали, а относительно вышележащего — к замку синклинали. Только на осях антиклиналей и синклиналей взаимного проскальзывания слоев не происходит. Скольжение слоев друг по другу, обусловленное механическими разделами между ними, необходимо, чтобы мощная толща слоев была смята в складки. Если бы скольжение отсутствовало, в земной коре не было бы складок: под влиянием тектонического горизонтального сжатия породы коры после некоторого продольного равномерного расплющивания разрушались бы путем образования в них разломов.

Известны попытки теоретически определить размер складок (длину волны) в зависимости от свойств слоя и прилагаемой силы продольного сжатия [19, 43, 54, 64, 65, 75, 76]. Решение такой задачи в общем виде, т. е. для мощной пачки, состоящей из многих слоев с разными свойствами, встречает большие математические трудности. Поэтому задача эта ставилась для предельно упрощенных условий. Преимущественно рассматривалось изгибание одного слоя, находящегося в среде, оказывающей малое сопротивление его деформации. Имелось в виду только самое начало деформации, когда амплитуда складок еще очень мала, а форму их можно считать синусоидальной.

В некоторых из этих расчетов принималось, что деформируемый слой является упругим. Он приравнивался к балке или к пластинке. Таким образом решалась плоская задача, т. е. рассматривалась деформация в плоскости, параллельной действию силы сжатия. Классические работы в этой области принадлежат М. Смолуховскому, С. Гольдштейну, М. Био, Х. Рамбергу. Если считать слой упругой пластиной толщиной h , помещенной в маловязкую среду, то при продольном сжатии он образует изгибы с длиной волны

$$W = \pi h \sqrt{\frac{E}{(1 - \nu^2) F}},$$

где W — длина волны, включающая два соседних изгиба — выпуклый и вогнутый (т. е. складка в геологическом понимании равна $W/2$); E — модуль Юнга; ν — коэффициент Пуассона; F — сила сжатия.

Мы видим, что в этом случае размер складок зависит не только от свойств деформируемого материала, но и от приложенной силы.

Однако, поскольку при медленных тектонических деформациях большую, чем упругость, роль играет вязкость пород, значительный интерес представляют серия работ, посвященная деформации вязкого слоя, помещенного в вязкую же среду, но с меньшей вязкостью. Основные работы этого направления были выполнены Х. Рамбергом и М. Био [43, 64].

При продольном сжатии вязкого слоя в последнем одновременно образуются волны разной длины. Но волна одной определенной длины растет быстрее других. Размер такой «доминантной» волны определяется так:

$$W_d = 2\pi h \sqrt[3]{\frac{\mu_1}{6\mu_2}},$$

где μ_1 — вязкость слоя, μ_2 — вязкость вмещающей среды, h — толщина слоя.

Это уравнение справедливо лишь для начала процесса. Оно перестает действовать также, когда вязкости слоя и вмещающей среды близки, т. е. отношение W_d/h мало (меньше 5). Мы уже видели, что в этих условиях изгиб слоя в значительной степени заменяется его продольным сплющиванием без изгиба. На этот процесс указанное уравнение не рассчитано.

Таким образом, в предполагаемых простых условиях длина складок в вязком слое от размера приложенной силы не зависит. Длина складок растет прямо пропорционально толщине слоя и пропорционально корню кубическому из отношения между вязкостями слоя и вмещающей среды.

Если в деформации участвует пачка слоев, то все зависит от того, насколько свободно происходит скольжение слоев относительно друг друга. Если трение между слоями чрезвычайно велико, то это равносильно тому, что пачка деформируется как единый слой, толщина которого равна толщине всей пачки. Если же между слоями обеспечена идеальная смазка, причем деформируется пачка равных по толщине и вязкости слоев, находящаяся в вязкой вмещающей среде, то «доминантная» волна будет иметь длину:

$$W_d = 2\pi h \left(\frac{n\mu_1}{6\mu_2} \right)^{1/3},$$

где n — число слоев.

Следовательно, размер складок, образуемых пачкой слоев, скользящих друг по другу без трения, возрастает по сравнению с размером складок в единичном слое в $n^{1/3}$ раз. Очевидно, что реальные случаи должны находиться между двумя крайними величинами, равными: n в случае отсутствия скольжения и $n^{1/3}$ — при ничтожном трении.

Теоретическое рассмотрение процесса изгибания вязких слоев в складки показало, что вначале складки должны расти медленно, а затем наступает стадия значительно более быстрого их роста (взрывное складкообразование).

В некоторых работах рассматривалось влияние силы тяжести на изгибание вязкого слоя. Например, если вязкий слой лежит на вязком же тяжелом фундаменте, то «доминантная» волна

$$W_d = \pi h \sqrt{\frac{2F}{\rho_1 g h}},$$

где F — сила сжатия, ρ_1 — плотность фундамента, h — мощность слоя. Это уравнение дает размер, всецело зависящий от силы тяжести. Расчеты показывают, что в зависимости от величины действующей силы F , отношение W_d/h меняется приблизительно от 12 до 17.

Но и в этом случае на длину складок влияет не только сила тяжести, но и вязкость, в связи с чем расчеты принимают более сложный характер.

Отмеченные ограничения в постановке задачи о факторах, влияющих на размер складок, сами говорят за себя, подчеркивая всю условность подобных расчетов.

Деформации слоистых толщ горных пород в природе происходят в более сложной обстановке, чем предполагают эти расчеты, и определяются сочетанием большого числа разнообразных факторов. Среди них — и изменение свойств пород в процессе деформации. Например, ясно, что в ходе деформации меняется вязкость пород. Если она оставалась бы постоянной на всех стадиях деформации, слои в процессе изгибания в каждый момент имели бы одну и ту же кривизну на большей части поперечного профиля складки, а это означает, что повсеместно должны были бы встречаться веерообразные складки, которые как раз характеризуются сохранением одной и той же кривизны в пределах почти всей ширины выпуклого или вогнутого изгиба. То, что они встречаются много реже, чем складки с прямыми крыльями и острыми замками, т. е. с резкими изменениями кривизны в пределах одной складки, показывает, что деформации распределяются неравномерно, концентрируясь преимущественно в замках складок.

Можно думать, что происходящее сейчас развитие вычислительной техники расширит возможность теоретического исследования складчатых структур. Но не следует забывать, что физическое моделирование является в некоторой мере аналогом вычислительной машины, позволяющей значительно варьировать и усложнять условия и получать обобщенный результат их совместного влияния.

Неустойчивость пластической деформации проявляется и при простом сдвиге. После того, как деформация достигнет заметной величины, она начинает концентрироваться в некоторой зоне и последняя становится все уже (рис. 44). Процесс концентрации

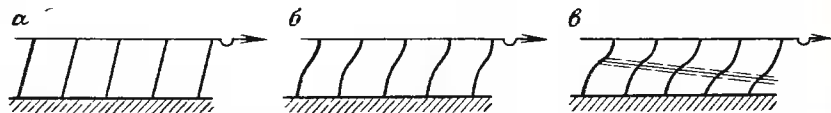


Рис. 44. Развитие деформации при сдвиге:
а — начало деформации; б — концентрация деформации; в — вязкий разрыв

и ускорения деформации заканчивается вязким разрывом, как и при образовании шейки.

ВЛИЯНИЕ НЕОДНОРОДНОГО СТРОЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ТОЛЩ

Неоднородность строения горных пород и их комплексов существенно влияет на развитие пластических деформаций и образование разрывов. Неоднородность связана с зернистостью и анизотропной кристаллической структурой зерен, полиминеральностью, трещиноватостью и слоистостью.

В связи с тем, что большинство горных пород зернисты, деформации в них могут происходить путем либо межзернового, либо внутризернового скольжения. Межзерновое скольжение характерно для обломочных пород без цемента или с рыхлым цементом. В этих случаях при деформации породы зерна ее практически не деформируются, а лишь перемещаются и вращаются относительно друг друга.

Поскольку пластические деформации обуславливаются касательными напряжениями, перемещения зерен происходят по направлениям, возможно, более близким к плоскостям максимальных касательных напряжений. По двум сопряженным направлениям, зависящим от угла скалывания, частицы тела скользят так, что одни вталкиваются глубже в тело, а другие расталкиваются в стороны. Суммарный результат таких перемещений выражается в соответствующем изменении формы тела. Если растягивать проволоку, то ее пластическое растяжение осуществляется путем относительного скольжения очень тонких пластинок по плоскостям, наклоненным к оси растяжения (рис. 45). На поверхности проволоки границы пластинок видны в виде штрихов (линии Чернова — Людерса). Более сложный пример изображен на рис. 46. В этом случае смещения происходили по обоим сопряженным направлениям, в результате чего частицы, первоначально собранные в квадрат в центре тела, после деформации образовали неправильную фигуру, растянутую горизонтально.

Но во встречающихся породах поверхности, по которым перемещаются зерна при деформациях под влиянием неоднородностей, отклоняются от угла скалывания. В случае грубозернистых пород



Рис. 45. Схема смещений при пластическом растяжении проволоки

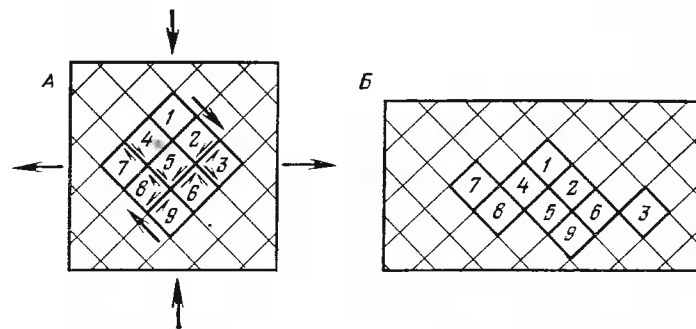


Рис. 46. Поверхности скольжения в теле при пластической деформации. Фигура А превратилась в фигуру Б. Показано относительное перемещение девяти выделенных квадратных элементов

отклонения могут быть значительными. Зерна катятся друг по другу. Плоские зерна поворачиваются, стремясь занять наиболее устойчивое положение, которое достигается, когда длинная сторона зерна окажется параллельной поверхности перемещения.

При внутризерновом скольжении деформация захватывает кристаллическую решетку. Деформация кристаллов осуществляется разными способами. Одним из них является катаклиз, в процессе которого крупные кристаллы дробятся на более мелкие обломки, и последние затем перераспределяются путем перемещения относительно друг друга.

Здесь происходят также так называемые дислокации [21, 58]. Внутри кристаллической решетки образуются дефекты в результате диффузионной миграции некоторых атомов, покидающих свои места под влиянием механического воздействия. Эти дефекты в виде «вакантных мест» в кристаллической решетке перемещаются, охватывают целый слой атомов и в результате кристалл деформируется (рис. 47, а). Более простым процессом является трансляция, которая выражена в смещении целых слоев атомов относительно друг друга (рис. 47, б). Если такое смещение происходит симметрично в двух прилегающих участках кристалла, возникает двойникование (рис. 47, в). При внутризерновой деформации большую роль играет перенос вещества жидкостями. Уже упоми-

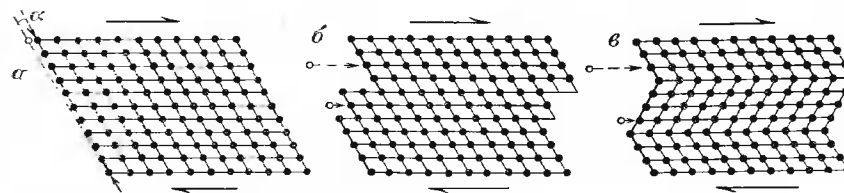


Рис. 47. Деформации кристаллической решетки:
а — упругая; б — пластическая путем скольжения; в — пластическая путем двойникования

налось явление растворения вещества на гранях кристалла, находящихся под сдвливанием, и отложение его на гранях, находящихся в условиях растяжения или меньшего сдвливания. В результате этих внутризерновых процессов кристаллическое зерно укорачивается в направлении оси сжатия и увеличивается вдоль оси растяжения или оси меньшего сжатия. Подробно механизм деформации кристаллов рассматривается в физике твердого тела.

Необходимо отметить, как бы внутризерновая деформация ни происходила, зерна испытывают деформацию того же плана, что и вся порода в целом: они уменьшают свои размеры в направлении наибольших сжимающих напряжений и увеличиваются в размерах в направлении наименьшего сжатия. Таким образом, длинные оси минералов в этом случае ориентируются не параллельно плоскостям, определяемым углом скалывания, а перпендикулярно оси максимального сжатия.

Помимо того, что межзерновое скольжение преобладает в относительно более рыхлых породах, тогда как внутризерновое скольжение главенствует в относительно более плотных, следует отметить, что первое более свойственно поверхностным областям земной коры, где литостатическое давление низко, тогда как второе присоединяется к первому в более глубоких областях, где литостатическое давление велико. Внутризерновое скольжение типично для метаморфических толщ, подвергавшихся деформации в обстановке высоких давлений и температур.

Своеобразным результатом влияния неоднородности строения горных пород на уровне минеральных зерен является кливаж, морфологическая характеристика которого была дана выше (см. гл. 1). Вопросы происхождения кливажа рассмотрены в гл. 6.

Повсеместно в развитии тектонических деформаций проявляются неравномерности более крупного масштаба, чем зернистость. Они выражаются в кусковом (или глыбовом) характере деформаций. Деформируемая порода оказывается разделенной на куски самого разного размера, от мелких до крупнейших глыб, которые внутри себя почти не претерпевают каких-либо изменений, а вся деформация оказывается сосредоточенной на границах между глыбами. Последние только лишь несколько поворачиваются. На рис. 48 изображена складка, общий изгиб слоев в пределах которой вызван не столько пластической деформацией изгиба, сколько относительным смещением глыб, на которые распадаются слои. Края глыб сильно перетерты и раздроблены; мелкодробленным материалом заполнены и промежутки между глыбами, что свидетельствует о концентрации здесь деформации.

Кусковой характер тектонических дислокаций до сих пор мал привлекал к себе внимание. Между тем многие деформации, происходящие на небольшой глубине в земной коре, в условиях умеренного литостатического давления и при невысоких температурах являются, по-видимому, кусковыми. Здесь мы еще раз сталкиваемся с относительностью понятий. Известно, что всякая пластическая деформация связана с относительным перемещением частиц,

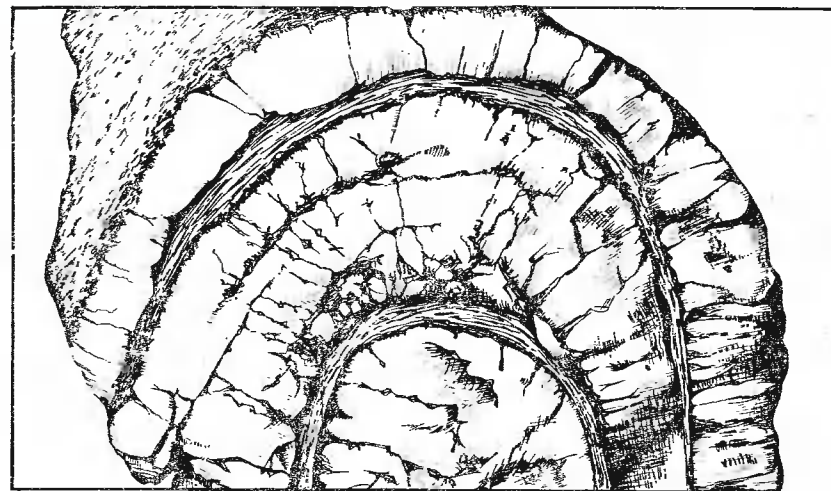


Рис. 48. Кусковая деформация: изогнутые в складку слои аплита среди графитовых сланцев (по Б. Зандеру)

образующих деформируемое тело. Такие перемещения могут происходить на самых разных уровнях: на молекулярном, зерновом, кусковом. При условности понятий мы имеем право и кусковую деформацию относить к разряду пластических, если при этом разглядывать ее как бы с очень большого расстояния, когда размеры отдельных кусков оказываются очень малыми по сравнению со всем деформируемым объемом.

Чрезвычайно важной особенностью осадочных, а также метаморфических и некоторых магматических пород является их слоистость. Мы уже отмечали значение слоистости в образовании складок продольного изгиба. Проиллюстрируем это значение примером моделирования.

На рис. 49 изображены результаты горизонтального сжатия двух образцов глины. В обоих случаях состав породы один и тот же и размер сжатия одинаков. Различие заключается лишь в том, что в первом случае (рис. 49, а) глина была монолитной, не слоистой, а во втором (рис. 49, б) — она была до деформации разделена на горизонтальные слои, между которыми возможно скольжение. Мы видим, что в первом случае деформация состояла в

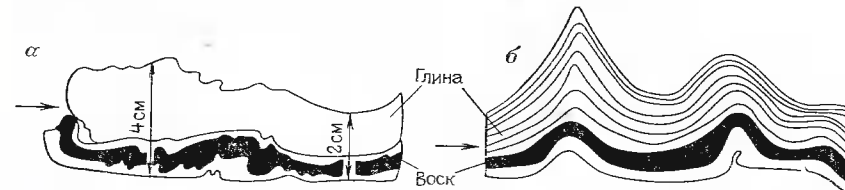


Рис. 49. Роль слоистости в образовании складок: а — деформация монолитного слоя глины; б — деформация слоистой пакки глины

расплющивании образца действием горизонтального сжатия. Толщина образца соответственно увеличилась. Никаких складок не образовалось, а неправильность деформации вызвана влиянием неоднородностей материала и трением глины о стенки ящика, в котором производился эксперимент. Во втором случае слои глины изогнулись в хорошо выраженные складки.

РАСПРЕДЕЛЕННОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ СИЛ

В геологической обстановке силы действуют на породы распределенно, т. е. распределены по той или иной площади по поверхности некоторого объема породы. Существенное значение имеют величина этой площади и ее ориентировка по отношению к слоям. Например, если представить изолированный слой горной породы, как бы висящим в воздухе, и вообразить, что он подвергается растяжению двумя противоположно направленными силами, приложенными к его торцам, то очевидно, что появление одной единственной шейки с концентрацией в ней деформации снимает напряжения в других частях слоя; а после появления единственного разрыва напряжения полностью исчезнут.

Если же силы растяжения распределены на большой площади по поверхности слоя (представить себе это состояние можно, вообразив, что слой лежит на резиновом листе, который растягивается), то появление шейки или разрыва снимает напряжения лишь в своей непосредственной близости, тогда как в других частях слоя напряжения сохраняются. Это приведет к возникновению не одной, а многих шеек и разрывов, повторяющихся на площади растяжения.

Выше уже упоминалось о разлинзовании и будинаже слоев. Здесь мы подробно рассмотрим механизм этого процесса [56].

Если пачка из трех слоев (более вязкий между двумя менее вязкими) подвергается раздавливанию силами, направленными нормально к слоям, и материал последних имеет возможность растекаться в противоположных направлениях (рис. 50), то, благодаря меньшей вязкости, верхний и нижний слои деформируются в большей степени, чем заключенный между ними более вязкий слой

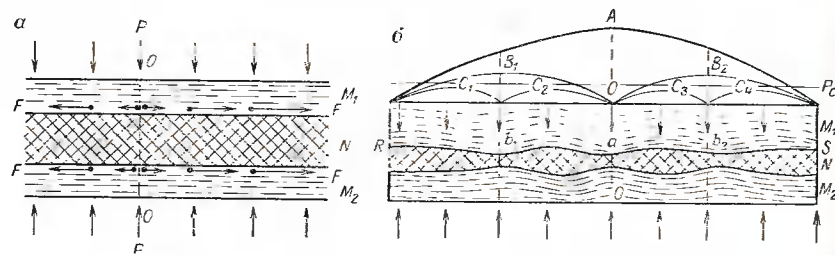


Рис. 50. Растяжение вязкого слоя между двумя менее вязкими при раздавливании силами, направленными нормально к слоям.

Объяснение в тексте

Материал менее вязких слоев проскальзывает по поверхности более вязкого слоя, и поэтому на границах между слоями возникают силы трения, которые стремятся растянуть слой большей вязкости. Силы растяжения распределены по всей площади этого слоя, в котором каждый участок растягивается независимо друг от друга.

Графически на рис. 50, а распределенное по площади слоя растяжение условно показано меняющимися с удалением от линии $O-O$ по своей длине стрелками F , изображающими течение материала менее вязких слоев M_1 и M_2 относительно более вязкого слоя N .

Если растяжение привело к образованию шейки в более вязком слое, то поскольку оно распределено по всей поверхности вязкого слоя, возникшая шейка не будет препятствовать образованию других шеек в том же слое. При этом расстояния между отдельными шейками определяются соотношением величин растягивающих сил на поверхности слоя и предела его текучести. Для начала образования шейки необходимо, чтобы напряжения, действующие на данном сечении слоя, достигли предела текучести.

Как видно из рис. 50, а, с удалением от средней линии величина перемещения менее вязкого материала относительно более вязкого слоя возрастает. Это означает, что чем длиннее отрезок слоя в направлении действия растягивающих сил, тем большему растяжению он подвергается. Поэтому при данных свойствах и мощности слоя должна существовать такая критическая длина отрезка последнего, при которой силы растяжения окажутся достаточными, чтобы образовать шейку. Размером этого отрезка определяется расстояние между соседними шейками. Описанный механизм схематически изображен на рис. 50, б. В пределах изображенного участка возникает растягивающее напряжение A , которое превышает предел текучести P_c ; поэтому образуется шейка a ; после этого растяжение продолжается на отрезках Ra и aS , здесь растягивающие суммарные напряжения B_1 и B_2 все еще больше предела текучести P_c , в связи с чем образуются шейки b_1 и b_2 ; теперь растяжение сохраняется на участках Rb_1 , b_1a , ab_2 и b_2S ; напряжения на этих участках C_1 , C_2 , C_3 и C_4 меньше предела пластичности P_c и новые шейки не образуются.

Когда возрастающая деформация, концентрирующаяся в сужающейся полосе в пределах каждой шейки, приведет к разрыву, линзы разделятся и цельный слой превратится в серию отдельных кусков. Если деформация продолжится, такие куски будут раздвигаться все дальше и дальше. А в промежутки между ними проникнет материал соседних более пластичных пород. Возникнет будинаж.

Форма концов будин определяется характером разделивших их разрывов. Если разрывы являются результатом вязкого скалывания, последовавшего за предельным сужением шейки, то края будин будут оттянуты, будины будут иметь форму линз, длинные оси их будут несколько повернуты относительно плоскости слоя.

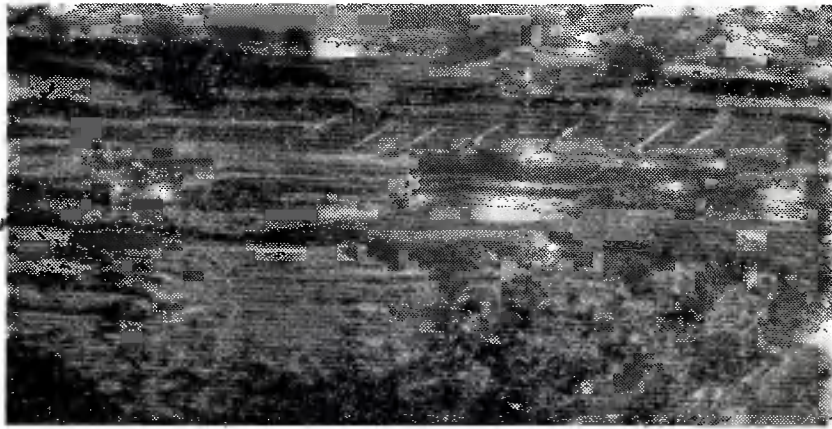


Рис. 51. Лестничные жилы (фото Т. М. Гептнер): кварц-полевошпатовое выполенне трещин в амфиболитах беломорского комплекса архея (Беломорье)

Если же растяжение шейки завершилось отрывом, будины имеют тупое окончание. В зависимости от того, на какой стадии разлинзования произошел отрыв, концы будин могут быть толще или тоньше. Нередко в зоне растяжения около концов будин, где создается пониженное давление, образуются скопления минерального материала, извлеченного из окружающих пород. Такие скопления чаще всего сложены кальцитом, аплитом, кварцем, пегматитом.

В некоторых случаях (в хрупких породах) будинаж наступает практически без предыдущей стадии разлинзования. Тогда твердый слой разделяется на куски, в форме которых нет признаков пластической деформации. Известны случаи неполного будинажа, когда в слое образуются трещины растяжения, но не сквозные, и разделения на будины не происходит. К данной категории принадлежат так называемые «лестничные жилы»; это — жилы тех или иных пород, пронизанные трещинами отрыва, в которых скапливается рудный материал. Такие жилы образуются в результате растяжения (рис. 51).

Распределенное растяжение может создаваться на своде поднимающегося купола. В этом случае каждый нижележащий слой изгибается вышележащий, подвергая его растяжению по всей площади, что может привести к разлинзованию и растрескиванию слоев.

Такое же распределенное приложение сил создается при деформации простого сдвига, когда последний охватывает значительный участок пород. В этом случае сдвиг может сопровождаться многократно и ритмично повторяющимися трещинами отрыва, расположенными нормально к главной оси растягивающих напряжений, т. е. под углом 45° к основной паре сил и кулисно по отношению друг к другу.

НЕОДНОРОДНОСТЬ БОЛЬШИХ ДЕФОРМАЦИЙ

В связи с неоднородностью состава и строения горных пород в больших объемах, а также в связи с неравномерным распределением тектонических сил развитие деформации в пределах того или иного объема горных пород почти всегда неравномерно.

В разных местах этого объема деформации могут принадлежать к разным стадиям постепенно развивающегося единого процесса. Это хорошо можно видеть на примерах сочетания разрывов с пластическими деформациями. Обычно разрыв зарождается в виде серии малых трещин, которые затем разрастаются и объединяются. Одновременно растет и амплитуда перемещения по разрывам. Она всегда оказывается большей на более старом участке разрыва и постепенно сходит на нет по направлению к молодому окончанию (или окончаниям [10, 15]) разрыва.

Постепенный рост характерен как для разрывов скалывания, так и для разрывов отрыва. При этом происходит концентрация процесса разрушения на все меньшем числе разрывов с одновременным увеличением амплитуды смещения. Так, при образовании разрывов скалывания сначала возникают группы мелких трещин с очень малыми смещениями по каждой из них. В дальнейшем некоторые из трещин объединяются в более крупные разрывы с большими амплитудами смещения, тогда как другие начальные трещины перестают развиваться. В конце концов в данной зоне образуется единый разрыв с амплитудой смещения, которая суммировала смещения по бывшим малым разрывам. Такой процесс постепенной концентрации разрушения особенно характерен для вязких разрывов скалывания, образующихся вслед за пластической деформацией и представляющих собой результат концентрации пластического течения на все меньшем числе поверхностей.

Так как разрастание начальных разрывов и концентрация процесса разрушения начинаются в некоторых участках и отсюда распространяются в стороны, то обычно сосредоточенный разрыв с большой амплитудой смещения бывает окаймлен зоной, в которой он расщепляется на все большее количество все меньших разрывов со все меньшей амплитудой смещений, пока, наконец, разрывы полностью не затухают и переходят в зону пластической деформации. Такая зона рассеивания разрыва отвечает первой стадии процесса разрушения, имеющего еще рассредоточенный характер, тогда как область, где наблюдается единый разрыв, отвечает более поздней стадии концентрации разрушения. Подобные соотношения между рассеянной частью разрывной структуры и сосредоточенной обычны, хотя дальше мы увидим, что могут существовать и обратные соотношения, когда образование концентрированного разрыва предшествует образованию рассеянных мелких разрывов [15].

На рис. 52 изображен результат моделирования разрыва скалывания путем сжатия слоистого петролатума. На модели хоро-

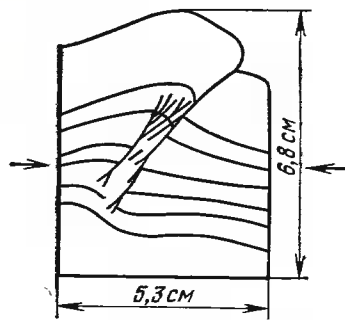


Рис. 52. Модель разрыва скалывания в слоистом петролатуме.
Стрелки — направление сжатия

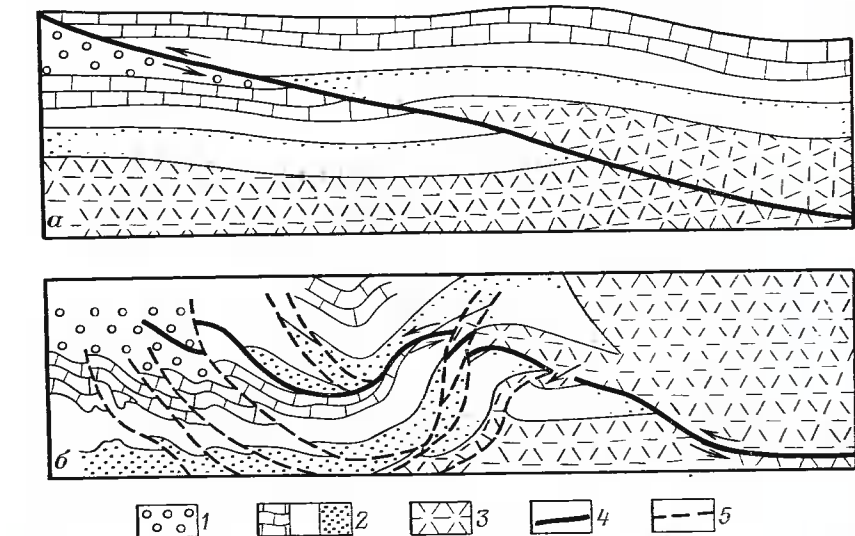


Рис. 53. Смятый в складки и разорванный последующими разрывами надвиг. Аппалачские горы, штат Теннесси, США (по А. Кису):

a — сразу после образования надвига; *b* — после дальнейших деформаций; 1 — отложения ордовика; 2 — различные свиты кембрия; 3 — докембрийские граниты; 4 — надвиг; 5 — более поздние разрывы

шо видны участки сосредоточенных разрывов и рассеянного разрушения.

В связи с таким постепенным разрастанием разрыва часто наблюдается переход по простиранию сброса во флексуру. При этом сосредоточенный сброс с большой амплитудой при прослеживании его как по простиранию, так и по падению, постепенно расщепляется на все большее число сбросов с меньшей амплитудой. Уменьшается и суммарная амплитуда всех сбросов. И, наконец, мы приходим к типичной пластической деформации в виде флексуры. На самом деле нормально развитие во времени идет в обратном направлении: сначала образуется флексура, потом она нарушается малыми разрывами, которые постепенно объединяются во все более крупные и, наконец, — в один сброс с большой амплитудой.

Особый интерес представляют случаи, когда разрывы появляются и развиваются внутри массива, в целом продолжающего испытывать пластическую деформацию. В такой обстановке, например, пологие тектонические разрывы могут оказаться смятыми

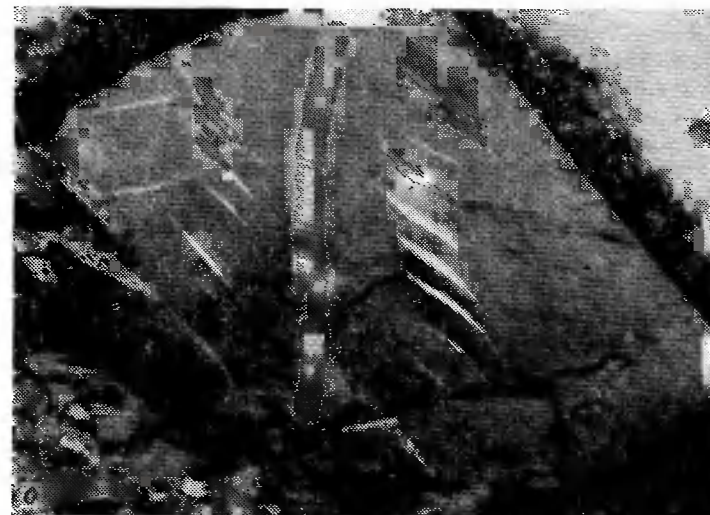
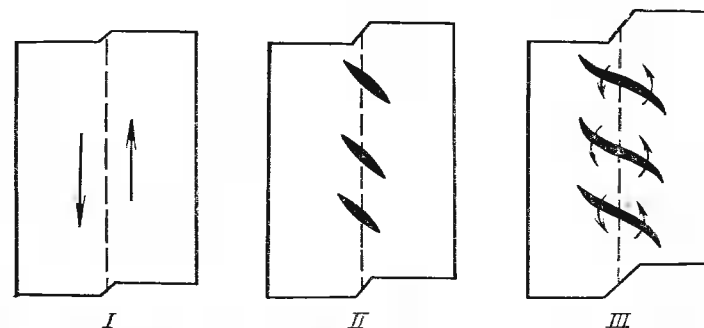


Рис. 54. Образование s-образных трещин отрыва в зоне развивающейся сдвиговой деформации:

a — схема по модели (по М. В. Гзовскому): I—III — стадии (I — исходный сдвиг, II — начальные кулисные трещины отрыва, III — разрастание тех же трещин при повороте их более ранних участков); *b* — s-образные кулисные трещины отрыва в песчанике (верховья р. Зеравшан)

в складки (рис. 53). Если разрыв растет одновременно с продолжающейся в окружающей среде пластической деформацией, его отдельные участки вовлекаются в деформацию последовательно и деформируются в разной степени. Так образуются s-образные кулисные трещины отрыва в зоне развивающейся сдвиговой пластической деформации с вращением (рис. 54). Первоначально в зоне сдвига возникают короткие трещины отрыва, ориентированные нормально к оси максимального растяжения, т. е. под углом приблизительно 45° к направлению сдвига (рис. 54, *a*, II). Поскольку деформация продолжается, образовавшаяся трещина поворачивается. Но если она при этом растет в длину, то вновь об-

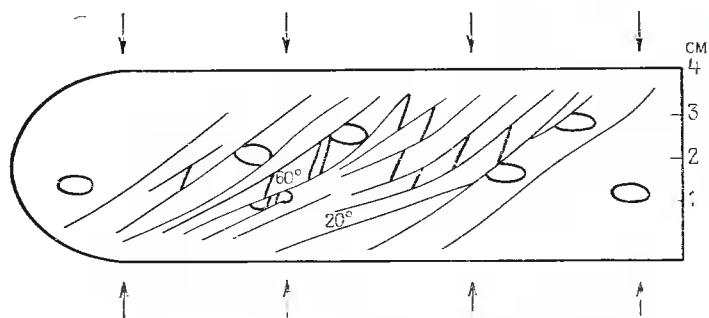


Рис. 55. Поворот трещин скалывания первой генерации (тонкие линии) и образование трещин скалывания второй генерации (толстые линии). Эллипсами показаны направление и размер сжатия

разующиеся ее участки располагаются по-прежнему нормально к оси максимального растяжения, которая своего положения не изменила. В результате более ранние участки трещины оказываются повернутыми больше, более поздние — меньше, а самые молодые, не охваченные пластической деформацией, сохраняют первичное положение, определяемое ориентировкой осей напряжений (рис. 54, а, III и 54, б).

Интерес представляет следующий эксперимент, проделанный Т. М. Гептнер.

Параллелепипед из влажной глины прямоугольного сечения был подвергнут плоскому сдавливанию по одной оси. Материал имел возможность удлиняться в направлении, перпендикулярном к оси сжатия (рис. 55). На некоторой, довольно ранней, стадии деформации в глине образовались трещины скалывания под углом близким к 35° относительно оси сжатия. В процессе дальнейшей деформации эти трещины поворачивались, и угол, образуемый ими с осью сжатия, возрастал. Одновременно по трещинам продолжались смещения, определяемые тангенциальными напряжениями. Затем наступил момент, когда движения по трещинам прекратились и возникли новые трещины скалывания под углом 35° к оси сжатия. Отдельные трещины скалывания этой второй генерации упирались в трещины скалывания первой генерации и разрезы пластины между последними на ромбы (в плоском срезе). Продолжение сжатия вело к повороту трещин первой и второй генераций до тех пор, пока не возникли трещины скалывания третьей генерации снова под углом 35° к оси сжатия, разделившие первые ромбы на ромбы более мелкие.

Механизм этого процесса заключается в том, что образовавшиеся трещины скалывания поворачиваются в процессе дальнейшей пластической деформации. При этом скалывающие напряжения, параллельные им, уменьшаются, а трение на трещинах растет в связи с возрастанием угла между трещиной и осью сжатия. Наступает момент, когда дальнейшее движение по трещине становится более затруднительным, чем образование новой трещины ска-

лывания, которая возникает под первоначальным углом в 35° к оси сжатия, соответствующим углу скалывания для данного материала. В конкретной серии опытов критическим углом для поворачиваемой трещины скалывания был угол 75° с осью сжатия. Когда угол достигал указанной величины, скольжение по трещине прекращалось, и образовывалась новая трещина под углом 35° .

Очевидно, что критический угол зависит от свойств материала и условий деформации. Можно предвидеть, что в материале с малым коэффициентом внутреннего трения критический угол между повернувшейся трещиной скалывания и осью сжатия может быть больше 75° . Но он никогда не может достигнуть 90° , так как на поверхности, расположенной перпендикулярно к оси сжатия, тангенциальные напряжения равны нулю и никакого скольжения вдоль трещины не происходит.

Так как углы скалывания для разных материалов колеблются от 20 до 40° (приближаясь к 45° в наиболее мягких средах), то в свете этого эксперимента, если мы наблюдаем трещины скалывания, образующие с осью сжатия угол больше 45° , это может быть истолковано только как результат последующей пластической деформации, в процессе которой трещины повернулись. Тот же эксперимент показывает, что, наблюдая различные системы трещин скалывания, направленные под разными углами, необязательно предполагать, что каждая из них образовалась при особом расположении осей сжатия и растяжения. Они могут возникать при сохранении главных осей напряжений в процессе одной деформации, следом друг за другом. Поворот трещин скалывания, конечно, затрудняет установить, какая биссектриса между разрывами скалывания является осью сжатия и какая — осью растяжения. Чтобы решить этот вопрос, необходимо наблюдать направление смещений по разрывам (см. гл. 4).

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ДЕФОРМАЦИИ

Деформация ведет к изменениям местных полей напряжений внутри породы, даже если общий характер воздействий сохраняется неизменным. Такое перераспределение напряжений связано с изменением как внутренней структуры, так и формы породы в процессе деформации.

Особенно ярко это явление выражено в связи с образованием в породе трещин. Каждая трещина в твердом теле, находящемся под напряжениями, ведет к перераспределению последних: в одних местах они ослабевают, в других усиливаются. Если до появления трещины напряженное поле было однородным, то теперь оно становится неоднородным [14, 39, 50]. На рис. 56 показано, как меняется поле напряжений около трещины, направленной под углом 45° к оси сжатия (σ_3). Распределение напряжений различной интенсивности определялось оптическим методом. Исходя из полученного распределения напряжений, строились их траектории.

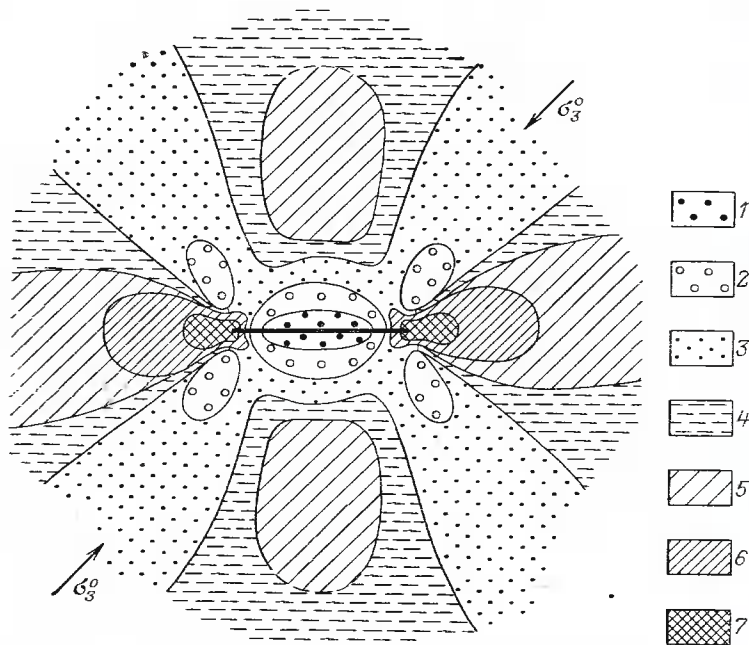


Рис. 56. Изменение поля напряжений в результате образования трещины под углом 45° к главной оси сжимающих напряжений (по Д. Н. Осокиной и Н. Ю. Цветковой).

Напряжения возрастают от 1 к 7

Из рисунка видно, что около средней части трещины напряжения уменьшаются, а у ее окончаний они возрастают. Незначительно они возрастают и против средней части трещины, но на некотором расстоянии от нее. Концентрация напряжений у концов трещины способствует ее росту и удлинению. При этом, чтобы возникшая трещина распространялась в длину, достаточны напряжения значительно меньшие, чем те, которые были необходимы для ее первоначального образования.

Более сложный пример перераспределения напряжений в связи с трещинами изображен на рис. 57.

На рис. 58 изображена трещина, смещения по которой имеют сдвиговый характер (правый сдвиг). Изображен только один конец трещины. Траектории максимальных касательных напряжений разделены на правые и левые в зависимости от того, какой сдвиг они вызывают — правый или левый. Если напряжения исходного сдвига выше прочности породы на скалывание и они привели к разрыву со сдвиговым смещением, то, как и в предыдущем случае, создаются условия для легкого распространения этого разрыва. Но распределение касательных напряжений у конца разрыва таково, что при распространении последнего произойдет разделение единого разрыва на несколько разрывов, расходящихся в

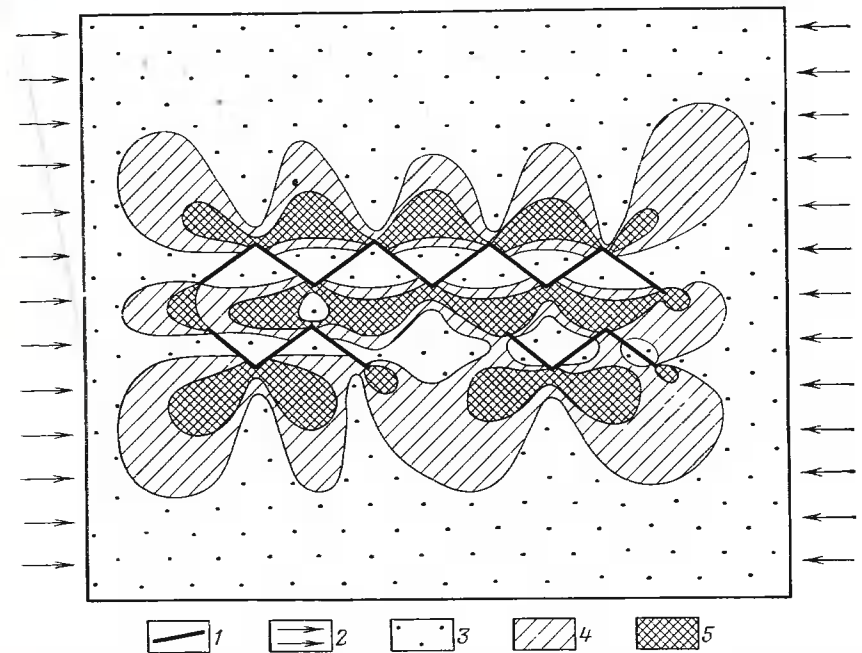


Рис. 57. Распределение напряжений, искаженных зигзагообразными разрывами, вытянутыми параллельно направлению наибольшего сжатия (по М. В. Гзовскому):

1 — разрывы, существовавшие до приложения сил; 2 — направление наибольшего сжатия; 3 — малые касательные напряжения; 4 — средние касательные напряжения; 5 — большие касательные напряжения

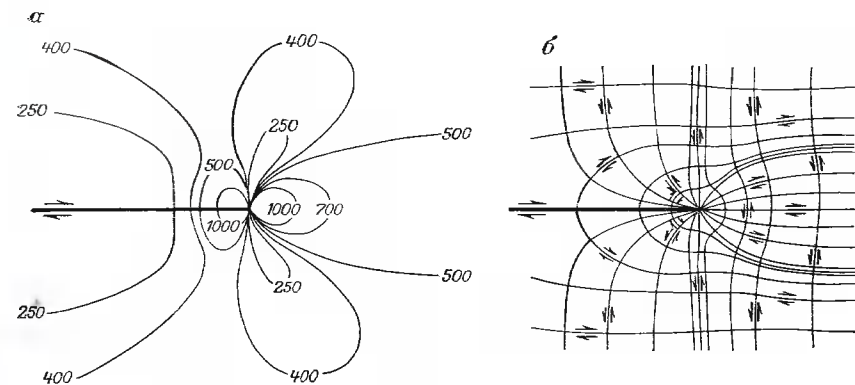


Рис. 58. Изолинии интенсивности (а) и траектории (б) максимальных касательных напряжений у конца трещины, по которой произошло сдвиговое смещение, указанное стрелками

виде метелки. Это случай обратный тому, который был описан выше. В обоих случаях на концах основного разрыва наблюдается веер мелких разрывов, образующих структуру типа «конский хвост».

Разрывные смещения, происходящие в земной коре, сопровождаются трением между крыльями разрыва. Это трение является источником напряжений, которые по отношению к исходным напряжениям, вызвавшим образование основного смещения, могут быть названы вторичными. Они могут породить вторичные разрывные смещения и т. д.

В связи с искажением первичного поля напряжений при возникновении разрыва сплошности пород сам разрыв, явившийся причиной этого искажения, подчиняется новому полю. Это может вызвать, в частности, дугообразное изгибание разрыва при его дальнейшем росте.

Наблюдения показывают, что в природе многие тектонические разрывы, вызванные сжатием или растяжением, дугообразно изогнуты на площади и в вертикальном разрезе [15]. При значительной общей длине они распадаются на ряд дуг, примыкающих друг к другу или частично заходящих друг за друга (рис. 59).

М. В. Гзовский объяснил изгибание разрывов тем, что после зарождения разрывов происходит искривление траекторий нормальных и касательных напряжений. При дальнейшем разрастании разрыв принимает другое направление, описывая в конце концов дугу. На рис. 60 изображен участок коры, который находится под действием растягивающих напряжений. Их траектории первоначально направлены прямолинейно в соответствии с ориентировкой растяжения (рис. 60, а). После образования трещины отрыва (рис. 60, б) те же траектории около ее концов искривляются, в связи с чем при дальнейшем росте искривляется и трещина, оставаясь нормальной к траекториям растягивающих напряжений. Новые направления показаны жирным пунктиром. Очевидно, трещина может описывать дугу, направленную в ту или другую сторону, или принять s-образную форму. Какой вариант будет иметь место — зависит от неоднородностей среды и деформации. Например, при образовании нормальных сбросов разрывы изгибаются так, что вогнутая сторона их направлена в сторону опущенного крыла. Такое изгибание происходит не только в горизонтальной плоскости, но и в вертикальной, в связи с чем образуются сместители в форме совка (листрические сбросы). Такую же форму принимают поверхности оползания пород на крутых склонах. При продвижении дуги разрывов вогнутой стороной обращены, наоборот, к поднятому крылу. Эта закономерность может быть использована для определения направления смещения по разрыву.

Изогнутая форма разрывов свидетельствует об их постепенном разрастании: их средняя часть древнее изогнутых концов.

Перераспределение напряжений происходит на своде брахиантиклинали в процессе ее роста под влиянием приложенных снизу вертикально направленных сил. При изгибании вверх слои растя-

Рис. 59. Волнистость тектонического разрыва. Аксуранский взброс, Казахстан (по М. В. Гзовскому):

1 — известняк; 2 — песчаники; 3 — взброс (штрихи в сторону опущенного крыла, цифры — угол падения сместителя)

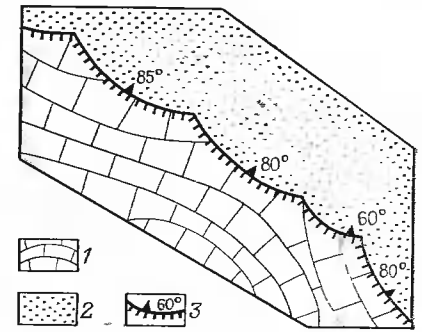
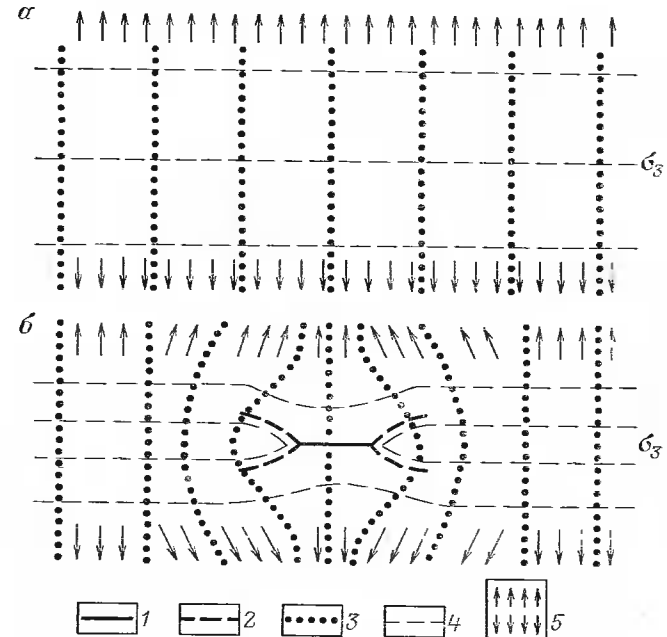


Рис. 60. Теоретическая схема искажения поля напряжений около разрыва (по М. В. Гзовскому с изменениями):

а — исходное состояние; б — состояние после образования разрыва; 1 — разрыв; 2 — направления дальнейшего разрастания разрыва; 3 — траектории максимальных нормальных растягивающих напряжений; 4 — траектории максимальных нормальных сжимающих напряжений; 5 — силы общего растяжения



гиваются и в них образуются трещины. Поскольку изгиб в поперечном к оси складки направлении сильнее, чем в продольном, сначала появляются продольные по отношению к складке трещины. Но с образованием последних снимаются поперечные растягивающие напряжения. Теперь ведущими становятся продольные растягивающие напряжения, параллельные оси складки. На этой стадии образуются поперечные трещины. На модели брахиантиклинали из глины (рис. 61) хорошо видно, что поперечные трещины секут продольные трещины.

Перераспределение напряжений происходит и при образовании нормальных сбросов. Представим себе два блока горных пород.

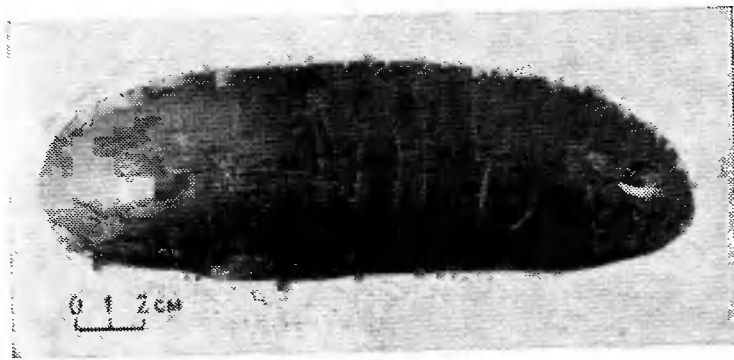


Рис. 61. Модель брахiantиклиальной складки (по М. В. Гзовскому)

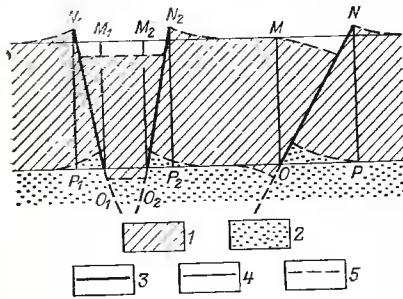


Рис. 62. Схема образования сбросов в результате нарушения гравитационного равновесия после образования разломов:

1 — слой, разделенный сбросами на блоки; 2 — пластичный слой; 3 — сброс; 4 — кровля и подошва слоя до образования сбросов; 5 — кровля и подошва слоя после смещения по сбросам

разделенных нормальным сбросом (рис. 62). Благодаря тому, что скольжение по сместителю под влиянием силы тяжести встречает меньшее сопротивление, чем перемещение в цельной породе, давление в основании блока, принадлежащего висячему крылу, на нижележащие породы больше, чем давление в основании блока, находящегося в лежащем крыле (на участке OP). Если эти блоки подстилаются пластичным материалом, то в процессе достижения равновесия блок висячего крыла опустится, выжав изпод себя некоторый объем материала. Последний поступит под блок лежащего крыла, который соответственно приподнимется.

При двух нормальных сбросах, наклоненных навстречу друг другу, такое же перераспределение напряжений приведет к образованию грабена между двумя горстами.

Особенно сложное неоднородное напряженное состояние образуется в массиве, который, находясь в состоянии общего сжатия, растяжения или сдвига, окажется разбитым большим числом тесно расположенных и различно ориентированных разрывов. Впрочем, любые неоднородности в строении и свойствах сказываются на распределении напряжений.

ВЛИЯНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Все тектонические деформации происходят в поле силы тяжести. Непосредственное влияние последней на характер деформации

зависит от соотношения силы тяжести с механическими свойствами пород, от объема и формы массива. Если породы обладают одинаковыми свойствами, то влияние силы тяжести в большей мере сказывается на породах, образующих более высокие тела. Они деформируются («ползут») под влиянием собственной тяжести. Тела малой высоты значительно в меньшей мере зависят от силы тяжести. В определенных условиях играет роль и просто объем породы¹.

На характере деформаций сказывается нагрузка вышележащих пород.

Если некоторая толща слоев находится под влиянием силы, направленной горизонтально, и смещается ею по подстилающим породам, то сила тяжести вызывает трение между этими толщами. Сила трения увеличивается с ростом площади, на которой происходит смещение (в плоской задаче — с ростом расстояния от источника силы). Поэтому, если протяженность верхней толши достаточно велика, то она не будет смещаться целиком, а начнет выгибаться вверх, поскольку такая деформация встречает сначала относительно малое сопротивление. Первый выгиб появляется, естественно, вблизи источника горизонтальной силы. Здесь будет образовываться узкая высокая складка. Однако чем выше она становится, тем больше ее росту будет препятствовать сила тяжести, и в конце концов рост первой складки остановится, и рядом с ней, на большем удалении от места приложения горизонтальной силы, возникнет новая складка и т. д. Таким образом, сила тяжести способствует в этих условиях постепенному распространению складчатости на более обширной площади.

То же самое характерно для разрывов, связанных с горизонтальным сжатием. Вместо складок или совместно с ними могут образовываться надвиги. Последние являются следствием скалывания. Распространяясь все дальше от источника силы, они приведут к возникновению серии параллельных надвигов т. е. к «чешуйчатой структуре».

Под влиянием силы тяжести большие объемы пород могут медленно сползать по склону, образуя специфические структурные формы (тектонические покровы, сопутствующие им меланжи и т. п.).

Эти структуры более подробно рассмотрены в гл. 5.

Каков же должен быть уклон, чтобы мощные толщи слоистых пород могли медленно, на основе механизма ползучести, сползать вниз? Первые расчеты приводили к неожиданным результатам: если исходить из величины сухого трения в плотных породах, то угол получается слишком большим — до 30° . Эта цифра явно противоречит фактам, так как во многих случаях гравитационный механизм перемещения тектонических покровов не подлежит сомнению, и в то же время очевидно, что уклоны были очень малыми.

¹ Особенно полно вопрос о роли силы тяжести в тектонике рассматривается Х. Рамбергом [43].

Решение вопроса, по-видимому, заключается в том, что величина внешнего и внутреннего трения в породах снижается почти до нуля в том случае, если последние насыщены водой и ее внутрипоровое давление приближается к литостатическому. Вода в данном случае не только играет роль смазки. Она принимает на себя значительную часть литостатической нагрузки и соответственно снимает давление с твердого скелета породы. Такие обводненные слои будут скользить друг по другу при очень малых напряжениях, т. е. при ничтожных уклонах [71]. Если при поровом давлении, равном половине литостатического, критический угол склона, необходимый для гравитационного скольжения, равен 17° , то при поровом давлении, равном 90% литостатического, он уменьшается до 3° , а при поровом давлении, достигающем 97% литостатического, для гравитационного скольжения достаточен угол в 1° .

Сила тяжести вызывает движение материала в земной коре не только сверху вниз (стекание тектонического покрова под уклоном), но и снизу вверх. Последнее происходит там, где в земной коре образовалась «инверсия плотностей», т. е. где породы с большей плотностью лежат на менее плотных породах. В этих условиях под влиянием объемной силы тяжести более плотные породы стремятся утонуть, выжимая из-под себя и заставляя отодвигаться в стороны и подниматься в конце концов вверх более легкие породы.

Инверсия плотностей может иметь разное происхождение. Иногда она появляется седиментационным путем, когда более тяжелый осадок ложится поверх более легкого. Так возникает инверсия плотностей в областях развития каменной соли (плотность $2,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$), перекрытой уплотненными песчаниками, глинами, известняками (средняя плотность на глубине одного километра $2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$). Она ведет к образованию диапировых складок с соляными ядрами.

Инверсия плотностей может быть следствием тектонических деформаций. Например, более тяжелые породы могут быть надвинуты на более легкие по пологому разрыву и тогда нижележащие породы будут выжиматься из-под верхних пород, используя трещины в теле последних.

Подъем магмы среди других пород происходит, потому что расплавленная магма легче вмещающей среды. Это — инверсия плотностей магматического происхождения. Среди распространенных пород магматического происхождения наименьшей плотностью обладает гранит. Зоны гранитизации особенно благоприятны для возникновения инверсии плотностей. Этим объясняется широкое распространение гранитных и гранитогнейсовых куполов диапирового происхождения.

Большое значение в развитии структуры земной коры имеет инверсия плотностей метаморфического происхождения. Выше уже говорилось о том, что на начальных стадиях метаморфизма, когда порода подвергается нагреванию, из минералов выделяются вода и газы, и средняя плотность породы, состоящей из твердых,

жидких и газообразных частиц, уменьшается, а объем увеличивается. Если в результате этого плотность метаморфизируемой породы становится меньше плотности покрывающих пород, то под влиянием инверсии метаморфизируемый массив может всплыть внутри покрывающих пород, а последние — опуститься на его место.

По мере того, как поровая вода из метаморфизируемого массива уходит, плотность пород этого массива возрастает, процесс всплы-

вания замедляется и, наконец, прекращается и даже может смениться обратным процессом погружения.

В целом инверсия плотностей вызывает на разных уровнях в земной коре перемещение материала снизу вверх и сверху вниз, а также в стороны, имеющее характер конвекции. Поскольку последняя всегда конечная, т. е. легкий материал, поднявшись, остается наверху, а тяжелый, опустившись, остается внизу, такая разновидность конвекции называется адвекцией. Адвекция играет чрезвычайно большую роль в структурной жизни земной коры.

Явление конвекции, или адвекции, изучалось и изучается теоретически и экспериментально. Исследователей при этом больше всего интересует тепловая конвекция, происходящая в жидкости (или газе) при подогревании нижнего слоя. Этот процесс представляет интерес для понимания механизма циркуляции воздушных и водных масс. Но он может служить моделью и для гравитационной адвекции в земной коре, если учесть, что по теории подобия деформации пород земной коры могут моделироваться деформациями вязких жидкостей. Система, состоящая из менее плотной жидкости внизу и более плотной сверху, неустойчива. Достаточно малейшей неровности на границе между двумя жидкостями, чтобы вся система пришла в движение. Там, где на этой границе образуется выпуклость, давление жидкости в нижнем слое, вызванное весом столба вышележащей жидкости, оказывается меньше, чем на смежных участках на том же горизонтальном уровне. Жидкость начинает двигаться в сторону пониженного давления (рис. 63). При этом амплитуда выпуклости растет, что еще больше увеличивает разность давлений. Рост выпуклости идет лавинообразно [18, 43, 52].

Неустойчивость, возникающая между слоями с обратным расположением плотностей, называется неустойчивостью Рэлея — Тейлора. Для того чтобы конвекция или адвекция осуществились, необходимо, чтобы были соблюдены некоторые условия, извест-

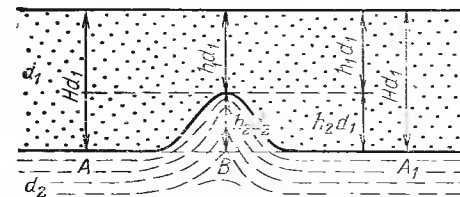


Рис. 63. Схема механизма нагнетания менее плотного материала в более плотный при инверсии плотностей:

d_1 и d_2 — плотности верхнего и нижнего слоев; H — мощность верхнего слоя в ненарушенной части; h_1 — мощность того же слоя над зоной внедрения материала нижнего слоя; h_2 — высота внедрившейся в верхний слой части нижнего слоя. Если $d_1 > d_2$, то $h_1 d_1 + h_2 d_2 < h_1 d_1 + h_2 d_1$. Поэтому из точек A и A_1 материал нижнего слоя устремляется к точке B и внедряется в верхний слой

ные под наименованием критерия устойчивости. Для тепловой конвекции бесконечного горизонтального слоя, когда разность плотностей достигается нагревом жидкости снизу, этот критерий устойчивости, называемый числом Рэлея, равен:

$$R = \frac{\Delta\rho}{\rho} \cdot \frac{gh^3}{\nu\chi},$$

где первый множитель представляет относительную разность плотностей в кровле и подошве подогреваемого слоя. Эта разность зависит от разности температур и коэффициента объемного теплового расширения жидкости. Второй множитель включает ускорение силы тяжести g , мощность слоя h , кинематическую вязкость ν (т. е. отношение вязкости к плотности) и коэффициент температуропроводности χ .

Мы не будем анализировать физическую природу числа Рэлея. Достаточно отметить, что оно растет пропорционально относительной разности плотностей, пропорционально третьей степени толщины слоя и обратно пропорционально вязкости. Рост числа Рэлея означает, что условия становятся все более благоприятными для конвекции. Но для того чтобы конвекция началась, это число должно достичь некоторой критической величины. В зависимости от условий на границах конвектирующего слоя данная критическая величина колеблется в широких пределах. Отметим, что конвекции кроме разности плотностей сильно способствует толщина конвектирующего материала. Тут можно провести аналогию с условиями всплывания изолированных сферических объемов менее плотной жидкости внутри более плотной: по известной формуле Стокса, скорость всплывания пропорциональна квадрату радиуса шара, разности плотностей и обратно пропорциональна вязкости вмещающей жидкости:

$$v = \frac{2r^2g(\rho_1 - \rho_0)}{9\mu}.$$

Экспериментальное воспроизведение конвекции показывает, что, если инверсия плотностей охватывает площадь, значительно превышающую толщину конвектирующего слоя, в последнем образуется некоторое число центров всплывания — так называемых «ячеек Бенара». Эти ячейки обычно имеют шестигранную форму. Причем внутри каждой из них всплывание относительно легкой подогретой жидкости наблюдается в зависимости от соотношения вязкости либо в центре ячейки, либо по ее периферии, а опускание остывшей более плотной жидкости происходит соответственно либо по периферии ячейки, либо в ее центре [44].

Однако оказывается, что не всегда ячейки конвекции имеют шестигранную форму. Существуют условия, когда они принимают форму не шестигранных призм, а удлиненных валов, расположенных параллельно друг другу. Экспериментально установлено, что при значении числа Рэлея приблизительно 10^3 образуются валы,

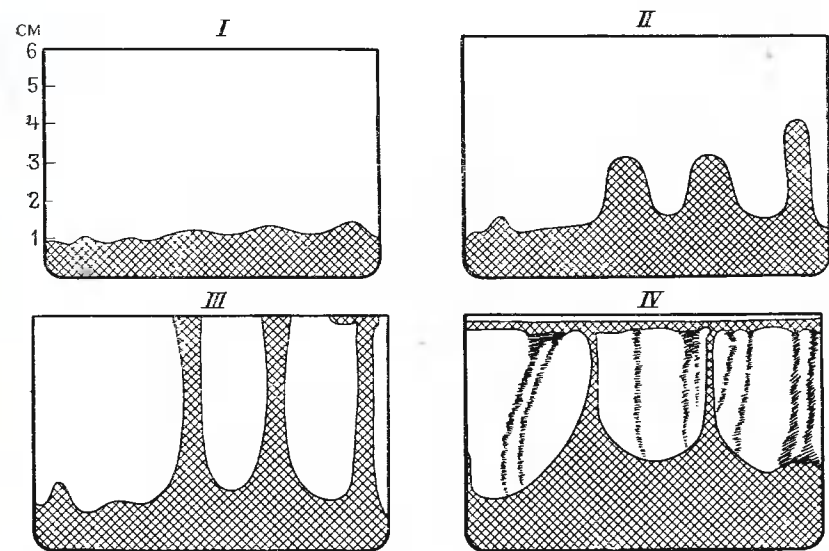


Рис. 64. Стадии перемещения двух вязких жидкостей при инверсии плотностей (по А. М. Сычевой-Михайловой).
Клеточки — 55 % битум (плотность 970 кг/м³); белое — патока (плотность 1420 кг/м³).
I—IV — стадии перемещения

а при большем значении ($\approx 10^4$) — купола и вертикальные призмы [18].

Было также установлено, что размеры валов и ячеек и расстояния между ними зависят от толщины слоя. В зависимости от граничных условий на верхней и нижней границах слоя расстояния между осями валов или центрами ячеек колеблются от двух до четырехкратной толщины слоя.

Все эти результаты изучения характера движения вещества при тепловой конвекции вполне могут быть использованы и в структурной геологии для объяснения адвекции, происходящей в земной коре в обстановке залегания более плотных пород поверх менее плотных, т. е. для объяснения адвекции чисто гравитационного происхождения. Например, для объяснения некоторых особенностей развития диапировых куполов в областях, где менее плотная соль залегает под более плотной покровкой других осадочных пород. В качественном отношении здесь действуют те же факторы, что и при конвекции, т. е. образуются ячейки Бенара и размер их зависит от толщины активного слоя.

Гравитационная адвекция различными авторами неоднократно воспроизводилась на моделях. Наиболее обычна модель, у которой нижний, питающий слой образован маловязким битумом низкой плотности, а верхний — тяжелым прозрачным сахарным сиропом [7, 52]. Стадии этого эксперимента показаны на рис. 64. Видно, как из небольших неровностей на поверхности битума растут выпуклости, которые превращаются в столбы битума, поднимающие

ся внутри сиропа, аналогичные ядрам протыкания диапировых куполов.

Большой интерес представляют модели, образуемые с помощью центрифуги, когда сила тяжести моделируется центробежной силой. Последняя может в тысячи раз превышать силу тяжести. Это позволяет использовать для моделей материалы высокой вязкости (например, замазку). Полученные в таких материалах структуры можно разрезать для изучения их внутреннего строения, а также сохранять неопределенно долго: они не растекаются в поле силы тяжести как маловязкие материалы подобно жидкому битуму. Методика тектонического моделирования с использованием центрифуги была разработана шведским ученым Х. Рамбергом [43].

Установленные для тепловой конвекции соотношения факторов сохраняются и при тектоническом моделировании. Чтобы гравитационная адвекция в них осуществилась, необходима достаточная разность плотностей между нижним и верхним слоями. Нужно также, чтобы вязкость обоих слоев была не слишком большой, так как иначе она будет тормозить процесс перераспределения масс и может его практически вовсе приостановить. Наконец, необходимо, чтобы нижний, питающий слой имел достаточную толщину. Последнее условие очень важно. Оно объясняет, почему из тонкого слоя соли, залегающего под более плотной покровной пород, диапировые купола не поднимаются: подъемная сила малых объемов легкого материала недостаточна, чтобы преодолеть сопротивляемость деформации покрывающих слоев.

Размер куполов и расстояния между ними, как и при тепловой конвекции, прямо зависят от толщины питающего слоя. Но те же параметры диапировой структуры зависят также и от отношения вязкостей питающего и покрывающего слоев. Когда вязкость покрывающего слоя пренебрежимо мала по сравнению с вязкостью питающего слоя, оптимальные расстояния между куполами приблизительно в 2,5 раза больше толщины питающего слоя. При большей вязкости покрывающего слоя размеры куполов и расстояния между ними растут. Например, если отношение вязкостей покрывающего и питающего слоев достигнет 50, то отношение расстояний между центрами куполов и толщиной слоя возрастает приблизительно до 10. От соотношения вязкостей слоев зависит также, всплывет легкий материал в центре или по периферии «ячейки Бенара». Уменьшение толщины верхнего слоя ведет к уменьшению размеров ячеек и расстояний между ними.

Все эти соотношения, установленные при исследованиях на моделях, относятся, строго говоря, лишь к начальному этапу образования диапировых куполов. Однако они сказываются и на последующих этапах этого процесса.

В силу большой неоднородности строения земной коры и сложности природных условий проверить эти соотношения на геологических объектах затруднительно. Но имеющиеся данные показывают, что в принципе, если отвлечься от осложнений, те же зако-

номерности проявляются и в природной обстановке. Например, размещение диапировых куполов на площади в ряде случаев очень сходно с размещением, характерным для «ячеек Бенара» (рис. 65). Отмечено, что размер диапировых куполов и расстояния между ними в природных условиях находятся в прямой зависимости от толщины слоя соли. В Северном Прикаспии по периферии тектонической депрессии, где мощность соли уменьшена, купола относительно малы и расположены тесно. А в центральных частях той же депрессии, где толщина соли мощнее, характерны редко расположенные «куполагиганты» [52].

В экспериментах с жидкостями, если процесс не будет искусственно прерван, вся легкая жидкость оказывается наверху, а вся тяжелая — на дне сосуда. В природе в некоторых случаях также происходит выжимание наверх значительных объемов питающего слоя, например, при образовании тектонических покровов глубинного (пеннинского) типа (см. гл. 5). Но чаще процесс останавливается раньше. Многие ядра диапировых куполов сстаиваются на некоторой глубине под поверхностью. Рассмотрим некоторые условия этого процесса.

Осадочные породы на поверхности имеют среднюю плотность $2,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Соль на поверхности земли обладает такой же плотностью. Но с глубиной, по мере того как рыхлые осадки уплотняются под тяжестью все более мощной покрывающей толщи пород, их плотность возрастает до $2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, тогда как плотность соли зависит от всестороннего давления в очень малой сте-

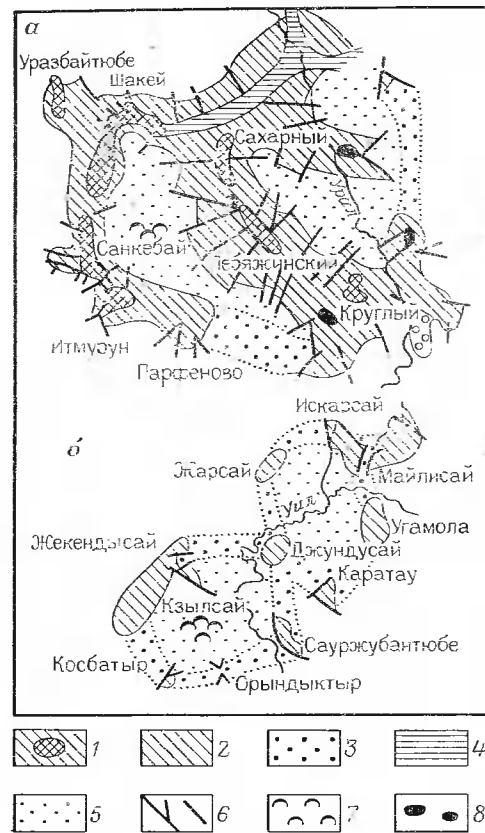


Рис. 65. Группирование диапировых куполов в неправильные кольца и многоугольники. Прикаспийская синеклиза. Поверхность предверхнемиоценового среза (по Л. М. Сычевой-Михайловой):

а — почти сплошные кольцевые массивы; б — прерывистые кольцевые массивы. 1 — выходы соли на поверхность; 2 — соляные гряды и купола, скрытые на глубине; 3 — глубокие соляные перешейки; 4 — грабен; 5 — межкупольные прогибы; 6 — разрывы; 7 — купола вторичной генерации; 8 — надсводные мульды оседания

пени и практически с глубиной не меняется. В связи с этим на глубине около 1 км под поверхностью создаются условия для инверсии плотности между солью и покрывающими осадками. Помимо этого повышение температуры с глубиной сильно снижает вязкость соли. В результате всех этих факторов наиболее благоприятные условия для диапиризма устанавливаются на глубине 5—6 км откуда и растут купола.

Но по мере того, как они поднимаются, те же факторы начинают действовать в обратном направлении. Соль, приближаясь к поверхности, охлаждается и вязкость ее возрастает. Разность плотностей уменьшается и вообще сходит на нет. Подъемная сила в верхней части диапирового купола в связи с этим падает до нуля. Некоторое время более глубокие части ядра продолжают еще давить снизу на верхушку диапирового ядра, которая, потеряв собственную подъемную силу, растекается между слоями в стороны. Ядро принимает грибообразную форму. Наконец, весь процесс останавливается, заторможенный ростом вязкости и падением подъемной силы.

Усложнение природного процесса диапиризма по сравнению с тем, который наблюдается на моделях, состоит в том, что на расположение и форму диапировых структур оказывают влияние разрывы в земной коре.

На рис. 66 изображено строение одного из районов Южного Приуралья, где соль оказывается выжатой из-под покрывающих слоев в виде рамок, форма которых определена системой разрывов. Последние использованы солью в качестве каналов.

Здесь мы подходим к способу образования структур типа диапировых складок, когда движущим фактором является не столько инверсия плотностей, сколько неравномерность нагрузки на пластичный слой. Такая неравномерность нагрузки может вызываться разрывами в вышележащей толще. Каждый разрыв представляет собой зону перетирания пород той или иной ширины. Плотность перетертых пород меньше плотности тех же пород в цельном состоянии и поэтому нагрузка на пластичный слой под зоной разрыва меньше, чем в стороне от нее. Это и вызывает перемещение пластичного материала из-под более нагруженных участков в сторону менее нагруженных зон. При этом пластичный материал внедряется на некоторую высоту в зону разрыва. Пример таких структур, вызванных нагнетанием пластичного материала в разрыхленные зоны разрывов, изображен на рис. 67. Пластичными здесь являются глины нижнего мела (баррема и апта), которые внедряются в зоны разрывов, деформируя окружающие слои. В плане подобные структуры имеют форму гребневидных антиклиналей, вытянутых вдоль разрыва. Хотя здесь инверсия плотности может отсутствовать, сила тяжести остается причиной деформации.

Отметим еще, что под влиянием силы тяжести массы горных пород не только стекают под уклон или (в случае инверсии плотностей) претерпевают адвекцию, но и растекаются в стороны на одной и том же уровне, если сопротивление этому растеканию со

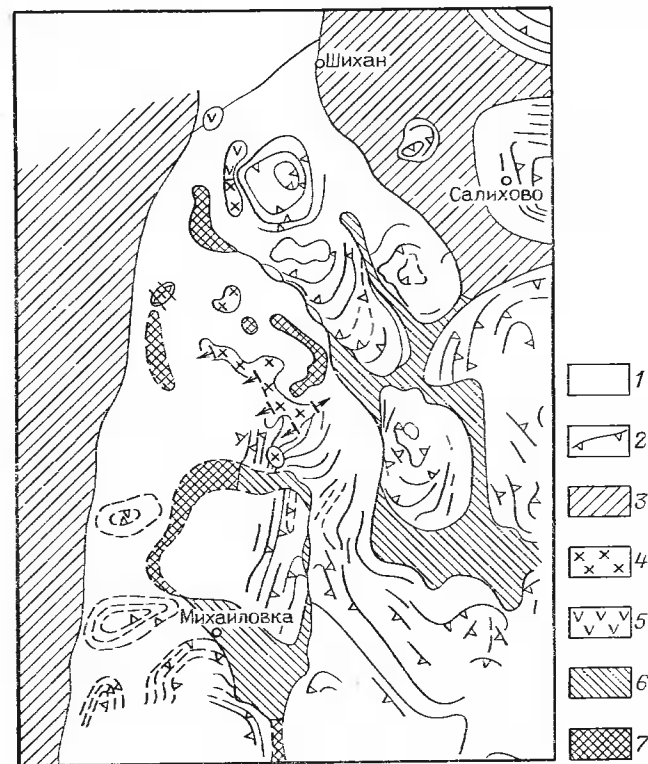


Рис. 66. Схематическая тектоническая карта района Ишимбаева, Башк. АССР (по А. А. Богданову):

1 — уфимские слои; 2 — залегание уфимских слоев; 3 — область приподнятого залегания кунгурской соли в пологих структурах; 4 — погребенные массивы артинского ложа; 5 — места вероятного расположения соляных массивов по данным геофизики; 6 — скрытые на глубине диапиры; 7 — выходы кунгурской соли

стороны окружающих массивов меньше, чем напряжения, возникающие при растекании.

Некоторые специфические особенности связанных с действием силы тяжести структур будут описаны в следующей главе.

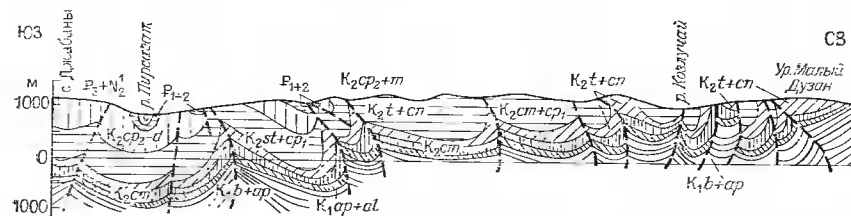


Рис. 67. Гребневидная складчатость нагнетания. Юго-Восточный Кавказ (по А. В. Вихерту и др.)

Подводя итоги этой главе, мы приходим к заключению, что деформации горных пород происходят в сложной обстановке.

Главной особенностью обстановки является неоднородность среды. Помимо структурной неоднородности, выраженной, например, в зернистости и слоистости горных пород или в их блоковости и в других формах расчлененности, неоднородно также распределение в земной коре деформационных свойств материала и его плотности. Кроме того, осложняющими факторами являются:

а) изменчивость деформационных свойств пород, проявляющаяся в процессе деформации;

б) неустойчивость пластической деформации в слоистой среде, что ведет к разноразнообразию слоев и к смятию их в складки;

в) распределенное приложение сил, являющееся причиной многократного повторения однотипных связанных и разрывных дислокаций внутри большого объема породы;

г) неравномерность деформаций, что, в частности, выражается в одновременном развитии разрывов и пластического течения ходе общей деформации того или иного объема пород;

д) перераспределение напряжений в процессе деформации: каждое изменение формы горной породы, каждый новый разрыв ведут к изменению в поле напряжений и, таким образом, влияют на дальнейшее развитие деформаций;

е) влияние на образование структур силы тяжести.

Только принимая во внимание все эти факторы, можно понять основные особенности тектонических деформаций.

ГЛАВА 4

ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ

Вторичные структурные формы, как связанные, так и разрывные, представляют собой результат деформаций и разрушения горных пород и слагаемых ими толщ. Деформации вызываются напряжениями тектонического происхождения. Следовательно, может быть поставлена «обратная задача»: по наблюдаемым деформациям восстановить то поле тектонических напряжений, которое эти деформации породило.

Решение этой задачи представляет не только теоретический, но и практический интерес: знание направлений действия напряжений сжатия или растяжения позволяет предсказывать характер и ориентировку структурных форм, которые пока не наблюдались, но в данных условиях могут существовать. Например, наблюдая складки продольного изгиба, можно высказать предположение (исходя из общей картины напряжений, создавших такие складки), что последние хотя бы в некоторых случаях сопровождаются надвигами. А наблюдая куполовидную складку поперечного изгиба, мы, пользуясь той же методикой, можем предположить, что данная складка может быть разбита радиальными и концентри-

ческими сбросами на отдельные сегменты. Подобные заключения вызывают практический интерес, так как они определенным образом ориентируют дальнейшие наблюдения и позволяют предвидеть характер залегания тех или иных полезных ископаемых, связанных с данной структурной формой.

Однако невозможно прямо и безусловно определить поле былых тектонических напряжений, испытанных горными породами когда-то раньше. Все, что мы можем сделать, это — восстановить поле деформаций, т. е. по наблюдаемым в горных породах изменениям первичных форм залегания установить ориентировку главных осей деформаций. Сможем ли мы отсюда перейти к восстановлению поля напряжений, зависит от правильности наших предположений о связи поля деформаций с полем напряжений.

Только для однородных и изотропных тел главные оси деформации и напряжения совпадают. Горные породы не однородны и не изотропны, поэтому в общем случае поля тектонических деформаций и напряжений не совпадают. Но во многих конкретных случаях, для определенных рангов структур и для крупных объемов пород происходит такое усреднение частных полей деформаций и напряжений, что главные оси тех и других практически совпадают. Мы видели, что, например, в слоях, смятых в складки, поля напряжений очень различны в разных частях складки и в разных слоях в зависимости от свойств слагающих их пород. Но план деформации всей смятой толщи слоев в целом совпадает со столь же общим планом напряжений: главные оси сжатия для деформации и для напряжений в этом случае направлены перпендикулярно к осевой плоскости складок, а главные оси удлинения и для деформации, и для напряжений ориентированы перпендикулярно к шарнирам складок.

Так что путем выбора структур определенного ранга во многих случаях можно сделать несущественными различия в ориентировке полей деформации и напряжений.

Но это утверждение справедливо лишь в тех случаях, когда оси деформаций остались в своем первоначальном положении и не испытали поворота в процессе последующих деформаций, происходивших при ином плане напряжений. Если такое наложение разнородных полей напряжений произошло, требуется специальный анализ, который сопряжен нередко с большими трудностями. К вопросу о взаимном наложении деформаций разных порядков и разной ориентировки мы вернемся еще в этой и в следующей главах.

Восстанавливая в благоприятных случаях поле тектонических напряжений, мы не можем сколько-нибудь достоверно оценить количественно величину этих напряжений. В литературе такие попытки встречаются, но они всегда носят весьма условный характер, поскольку деформационные свойства горных пород в природных условиях (особенно, в условиях длительного геологического времени) остаются слабо изученными.

Свойство ползучести позволяет предположить, что минимальные напряжения, вызывающие тектонические деформации, могут быть равны пределу ползучести горных пород. Следовательно, минимальный размер напряжений, способных вызывать тектоническую деформацию, мог измеряться килопаскалями. Такое давление оказывает на дно сосуда столб воды толщиной всего в десятки сантиметров; эта величина соизмерима с изменением атмосферного давления при вторжении циклона.

Максимальные же напряжения определяются пределом прочности горных пород. Мы видели, что прочность максимально может измеряться сотнями мегапаскалей. В этом широком диапазоне — от килопаскалей до сотен мегапаскалей — и располагается шкала тектонических напряжений.

В некоторых случаях по различиям между разнонаправленными деформациями можно судить об относительной величине напряжений, действовавших в разных направлениях. В предыдущей главе говорилось о том, что линзы и будины, образующиеся в относительно твердых слоях, деформируемых среди пластичных слоев, имеют неодинаковые размеры в разных направлениях. Очевидно, что определение в подобных случаях отношения между разнонаправленными напряжениями будет обосновано только при предположении, что деформационные свойства породы одинаковы во всех направлениях и что разнонаправленные деформации происходили одновременно, в ходе одного акта механического воздействия на породы. Если предел пластичности, вязкость и прочность пород в разных направлениях различны, то различия в размерах линз и будин не могут рассматриваться как индикаторы относительной величины разнонаправленных напряжений. Они являются в таких случаях индикаторами относительной разности деформационных свойств, например, отношения между вязкостями разных пород.

В большинстве случаев отклонение осей деформаций от осей напряжений все же невелико.

Надо также помнить, что каждое определение ориентации главных осей деформаций относится только к той точке в земной коре, в которой оно произведено. В связи с неоднородностью деформаций, происходящих в горных породах, ориентировка главных осей напряжений меняется от места к месту. На рис. 68 показаны траектории максимальных сжимающих, растягивающих и касательных напряжений, а также величина касательных напряжений в упругой среде над внедряющимся в нее прямоугольным жестким штампом. Это — неоднородная деформация. В природе так выглядит обстановка образования глыбовой складки в толще осадочных пород над поднимающимся блоком жесткого основания. Ориентировка главных осей от точки к точке сильно меняется, хотя поле напряжений связано с единой тектонической деформацией.

Изменения ориентировки главных осей напряжений определе-

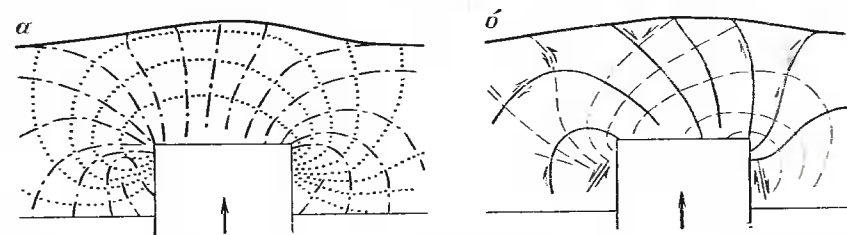


Рис. 68. Распределение напряжений в упругой среде над внедряющимся в нее жестким штампом, установленное оптическим методом на модели из желатинного студня (по М. В. Гзовскому):

а — траектории максимальных нормальных напряжений; пунктир с точками — сжимающие напряжения; точки — растягивающие напряжения; б — траектории максимальных касательных напряжений; сплошные линии — правые касательные напряжения, пунктир — левые касательные напряжения

ны структурными, неоднородностями земной коры. Выше (см. гл. 3) приводились примеры искажения поля напряжений в связи с появлением в среде трещин.

В подобных условиях составить представление о том, каков был характер механического воздействия на данный участок земной коры, можно, только изучив распределение напряжений на большой площади и, по возможности, в большом объеме земной коры.

К этому необходимо добавить, что в системе напряжений можно всегда обнаружить поля разного порядка, вложенные друг в друга. Общее однородное горизонтальное сжатие данного участка земной коры приводит к образованию складок в слоистых породах. Но как только складки образуются, это общее поле трансформируется внутри каждой складки в частные поля, различные на крыльях и в замках складок. А поскольку слою состоит из неоднородных по составу пород, в каждом из слоев поле напряжений приобретает собственный характер и даже внутри одного слоя при появлении в нем небольших деформаций или разрывов оно может распадаться на еще более частные поля.

Такую иерархию полей деформаций всегда следует иметь в виду и каждый раз необходимо ясно представлять себе, с каким порядком полей в данном случае мы имеем дело. Неправоммерно, например, было бы поле деформаций, замеренное на каком-либо участке отдельного слоя, распространять на всю складчатую структуру крупного района.

Наконец, наложение друг на друга разнородных деформаций вносит свои осложнения в конечную картину. Наложенные друг на друга деформации могут быть разделены во времени и относиться к разным стадиям структурного развития данного участка земной коры, но они могут быть и одновременными. Например, слой на крыле складки продольного изгиба обычно испытывает одновременно и сжатие в направлении, нормальном к слою, и сдвиг, ему параллельный, вызванный скольжением слоев друг по

другу. Ниже мы увидим, как такое наложение разнородных деформаций отражается в структуре.

Все эти оговорки необходимо принимать во внимание при использовании описанных ниже методических приемов.

СПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАВНЫХ ОСЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ ПО СВЯЗНЫМ ДИСЛОКАЦИЯМ

Направление главных осей деформации может быть восстановлено по деформациям тех включений в горных породах, первоначальная форма которых известна.

Хорошим объектом в этом случае являются известняковые оолиты, имеющие правильную шарообразную первичную форму. В результате деформации шарики оолитов превращаются в трехосные эллипсоиды. Сравнение осей эллипсоида с диаметром исходного шара позволяет судить о направлении и относительном размере деформации вдоль соответствующих осей.

Поскольку первоначальные шарики оолитов уже не существуют, диаметр их приходится определять, приводя наблюдаемый эллипсоид к равнообъемному шару. При этом допускается, что при деформации объем оолита меняется столь незначительно, что этим изменением объема можно пренебречь.

Интересная работа по изучению деформаций оолитов принадлежит американскому геологу Э. Клоосу [66]. Он изучал оолитовые известняки кембро-ордовика в Аппалачах. Известняки эти смяты в складки и пронизаны кливажем. Поперечник каждого оолита равен нескольким миллиметрам. Измерения производились под микроскопом в шлифах, для чего необходимы были срезы, параллельные главным осям деформации. В этом конкретном случае положение облегчалось тем, что длинные оси деформированных оолитов располагались всегда параллельно кливажу, короткие — всегда перпендикулярно к нему, а средние — снова в плоскости кливажа. Срезы ориентировались так, чтобы пара главных осей была в плоскости шлифа.

Как выглядели в шлифе деформированные оолиты, видно из рис. 69.

Операция начинается с определения длины трех главных полуосей эллипсоида. Если длина их определена, то радиус шара, равнообъемного с эллипсоидом, будет получен из следующих формул:

$$\frac{4}{3} \pi r^3 = \frac{4}{3} \pi abc, \quad r = \sqrt[3]{abc},$$

где a, b, c — соответственно длинная средняя и короткая полуоси эллипсоида.

Если, например, были определены следующие размеры: $2a$ — максимальный диаметр = 8,45 мм; $a = 4,23$ мм; $2b$ — средний диаметр = 6,74 мм, $b = 3,37$ мм, $2c$ — минимальный диаметр = 5,06 мм, $c = 2,53$ мм, то

$$r = \sqrt[3]{3,23 \times 3,37 \times 2,53} = 3,3 \text{ мм}; \quad d = 6,6 \text{ мм}.$$

Изменение размеров по направлению главных осей деформации тогда составляет: $2a - d = +1,85$ мм; $2b - d = +0,14$ мм; $2c - d = -1,54$ мм.

По отношению к исходному шару максимальное удлинение по оси a равно

$$\varepsilon_1 = \frac{1,85 \times 100}{6,6} = 28 \%,$$

удлинение по оси b

$$\varepsilon_2 = \frac{0,14 \times 100}{6,6} = 2,1 \%$$
 и

сокращение по оси c

$$\varepsilon_3 = \frac{1,54 \times 100}{6,6} = 23 \%.$$

Опыт показал, что деформация по оси b всегда очень мала (не больше нескольких процентов) и потому, если ею пренебречь, расчеты могут ограничиться отношением осей a и c и быть сведены к плоской задаче, т. е. к определению круга, равновеликого по площади наблюдаемому в сечении ac эллипсу. Радиус такого круга

$$r = \sqrt{ac}.$$

В этом случае операции могут быть еще больше упрощены изготовлением палетки, позволяющей сразу графически определять отношение a/c при их разных величинах.

Во избежание недоразумений необходимо обратить внимание на две принципиально различные меры величины деформации, которыми мы пользовались выше. В одних случаях указывалось, на сколько процентов, а в других — во сколько раз увеличилась или уменьшилась первоначальная длина. Преимущества и недостатки применения каждой из этих двух мер деформации наиболее наглядно обнаруживаются при характеристике плоской деформации.

В случае малых деформаций (каковыми обычно являются упругие деформации горных пород) «процентная» мера оказывается совпадающей по обеим осям. Так, удлинению по оси a на 1% соответствует укорочение по оси c тоже примерно на 1%. Другими словами, деформации характеризуются одной цифрой. Что касается «кратной» меры, то она выражается громоздким числом 1,01.

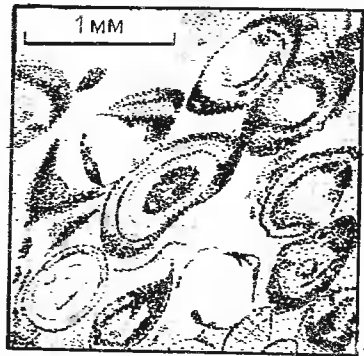


Рис. 69. Деформированные оолиты (по Э. Клоосу)

В случае больших деформаций положение меняется. Например, при изменении в два раза первоначальных размеров (удлинении по оси *a* и соответственном укорочении по оси *c*) «кратная» мера деформации характеризуется одной цифрой 2,00, в то время как «процентная» мера — двумя цифрами (100% по оси *a* и 50% по оси *c*). Поэтому в механике сплошных сред при характеристике больших пластических деформаций обычно пользуются «кратной» мерой.

Статистическая обработка измерений деформаций большого количества оолитов в кембро-ордовикских отложениях Аппалачей показала, что величина деформации закономерно меняется на площади; она становится больше к ядру большой складки, образуемой оолитовыми известняками. Оказалось возможным показать на карте распределение степени деформации изолиниями (рис. 70, *a*). На той же карте для отдельных точек показаны преимущественно направления максимального удлинения оолитов. Эти направления особенно хорошо выражены у сильнее деформированных оолитов. Индивидуальные максимальные отклонения от преимущественного направления, как правило, не превышают 20°. Если выше речь шла о деформации пород как таковой, то с рис. 70, *a* можно сказать, что он отображает поле деформаций.

Складывается довольно наглядная картина, что в большинстве случаев ориентировка осей максимального удлинения почти одинакова. Сопоставление этой ориентировки со складчатой структурой привело к результату, изображенному на рис. 70, *b*. Оси максимальных удлинений образуют веера, сходящиеся под антиклиналями. Они параллельны осевым плоскостям лишь в замке складки.

Поскольку ось максимального сокращения всегда перпендикулярна оси максимального удлинения и в данном случае лежит в плоскости чертежа, который представляет собой сечение, нормальное к шарниру складки, мы получаем представление о поле деформаций в слое, изогнутом в складки. Оно довольно сложно: оси максимального сокращения и удлинения имеют различное положение в разных участках складки, закономерно поворачиваясь в плоскости, нормальной к шарниру складки, от одного крыла к замку и к другому крылу. Лишь средняя ось *b* сохраняет свое положение в пространстве, оставаясь всегда параллельной шарниру складки.

Для определения главных осей деформации могут быть использованы деформированные гальки. В этом случае первоначальный облик деформированного объекта устанавливается не столь определенно, как в случае с оолитами. Гальки почти никогда не бывают сферическими. Их первичная форма приближается к яйцевидной, в разной степени уплощенной, но почти всегда она в той или иной мере неправильна. Ориентировка первоначальных осей отдельных галеk довольно разнообразна, что приводит к различию форм, возникающих после деформации.

Однако искажающее влияние этих факторов становится мало заметным для сильно деформированных галеk, сплюснутых до

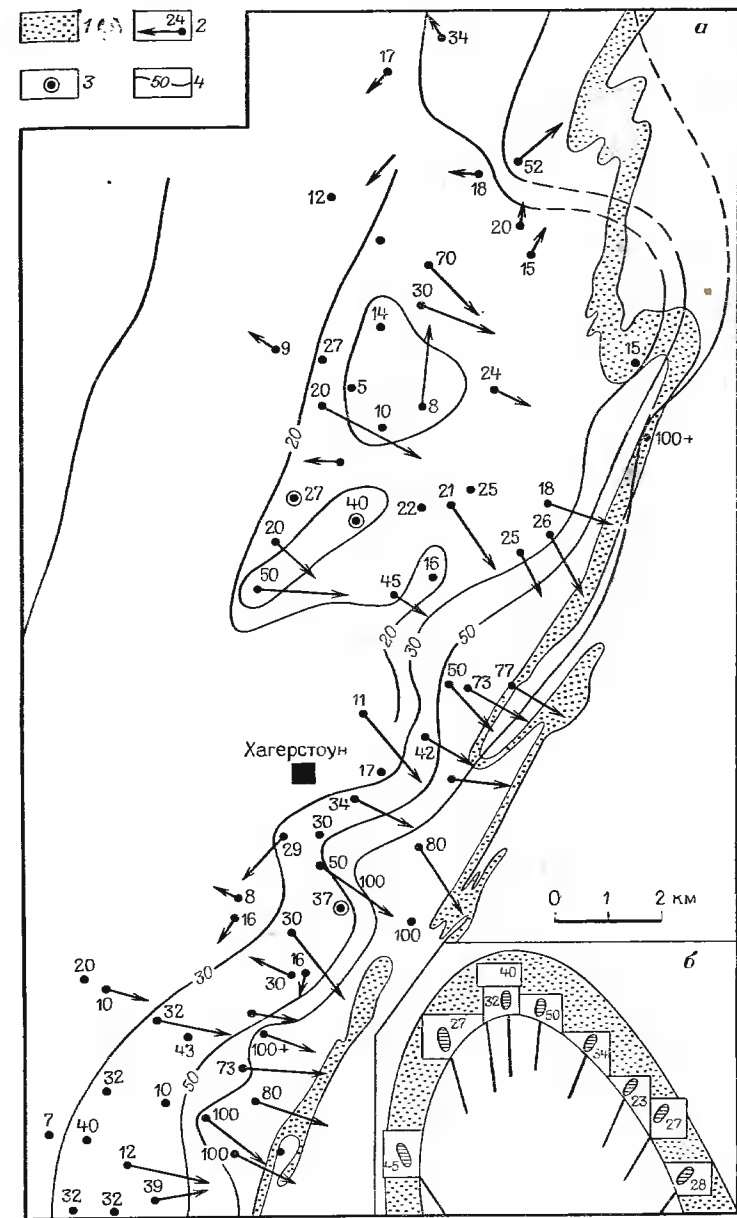


Рис. 70. Схема (*a*) распределения по площади деформаций различной величины в ордовикских отложениях Южных Аппалачей, США; реконструкция (*b*) прямой складки и расположения в ней деформированных оолитов (по Э. Клоосу): 1 — формация Уэйнсборо (кембрий); 2 — направление максимального удлинения оолитов (цифра — размер удлинения в процентах); 3 — максимальное удлинение направлено вертикально; 4 — длина равного размера удлинения (в процентах). Не заштрихованы — различные горизонты ордовика

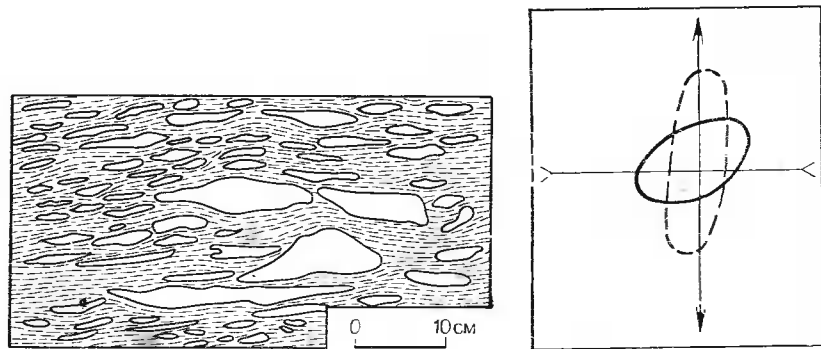


Рис. 71. Раздавленный конгломерат («хвостатые гальки»)

Рис. 72. Деформация сжатия-растяжения тела неправильной формы. Размер деформации 100%. Сплошной контур — первоначальная форма тела; пунктирный контур — форма тела после деформации. Тело приобрело ориентировку, близкую к направлению оси максимального удлинения

формы так называемых «хвостатых» галек (рис. 71). Как видно из рис. 72, если деформация удлинения достигает 100% (т. е. размеры гальки по осям удлинения и сокращения соответственно увеличиваются и уменьшаются вдвое), то ориентировка получаемого эллипсоида почти полностью определяется направлением осей деформации и мало зависит от первоначальной формы гальки [35]. Между тем были описаны гальки, подвергшиеся сплющиванию и удлинению в десятки раз.

Аналогичные наблюдения могут быть выполнены над конкрециями, первоначальная форма которых хотя бы приблизительно известна. Например, фосфоритовые конкреции первоначально бывают правильно шарообразными.

Для той же цели могут быть использованы деформации остатков ископаемых организмов. Например, известны случаи деформации раковин спириферов или отпечатков рыб. Некоторые остатки рыб, принятые по причине различной формы за разные виды, оказались различно деформированными остатками одного вида.

Классическим примером деформации ископаемых остатков являются «растянутые белемниты», описанные знаменитым швейцарским геологом А. Геймом. Такие белемниты встречаются в сильно дислоцированных осадочных толщах Швейцарских Альп. Ростры этих белемнитов разорваны на отдельные кольца и последние раздвинуты на некоторое расстояние одно от другого. Промежутки между кольцами заполнены либо материалом вмещающей породы, который проник в открывшиеся пространства, либо новыми минеральными образованиями — кварцем, кальцитом, поступившими с водными растворами (рис. 73). В отдельных случаях ростры белемнитов, разорвавшись, удлинились в несколько раз (в исключительных случаях в 10 раз). Обычно удлинение ростра сопровождается его расплющиванием в направлении, перпендикуляр-

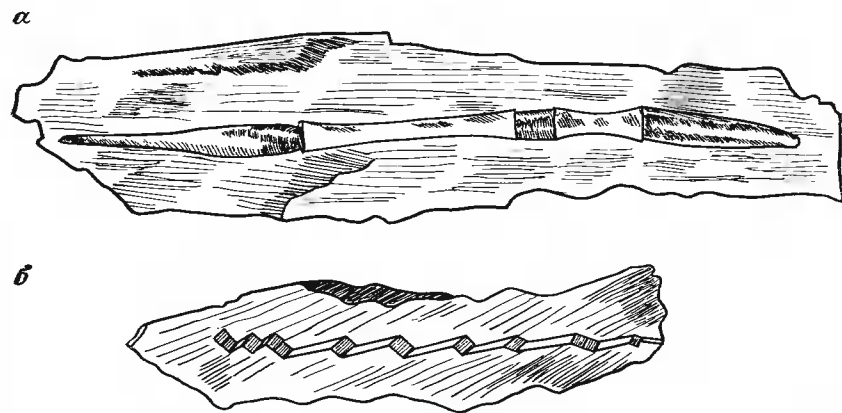


Рис. 73. Растянутые и разорванные белемниты в сланцах верхней юры в Швейцарских Альпах (по А. Гейму).

Темное — куски ростра белемнита, светлое — выполнение промежутков после растяжения белемнита. *a* — направление растяжения совпадает с осью белемнита; *b* — направление растяжения косое по отношению к оси белемнита

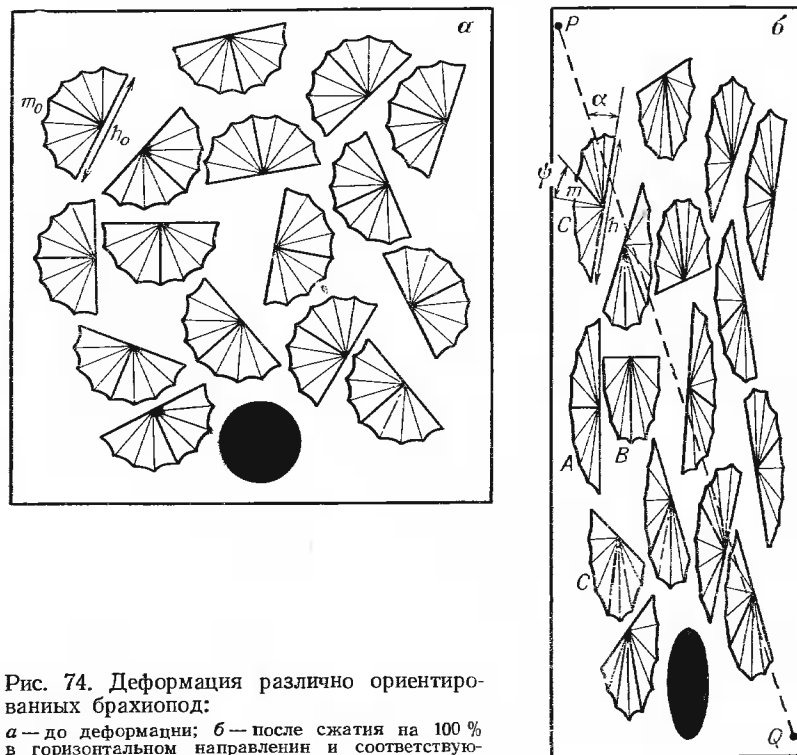


Рис. 74. Деформация различно ориентированных брахиопод: *a* — до деформации; *b* — после сжатия на 100% в горизонтальном направлении и соответствующего удлинения в вертикальном

ном к оси растяжения. Деформация роста позволяет судить об ориентировке главных осей деформации.

На рис. 74 изображены брахиоподы, совершенно одинаковые по форме и размеру, но различно ориентированные, подвергшиеся деформации в поле деформации, ориентировка и величина которого изображены черным эллипсом. Сравнение рис. 74, а и 74, б показывает, как положение брахиопод по отношению к главным осям деформации оказало влияние на их конечную форму.

В некоторых случаях для восстановления поля деформаций можно использовать не сами деформированные объекты, а их непосредственное окружение, например, корки подушек в подушечных лавах, подвергшихся деформации вместе с другими окружающими породами. Несмотря на то, что недеформированные подушки имеют неправильную форму, мощность их корок обычно постоянна. Поэтому изменения мощности корок после деформации могут быть использованы для определения величины деформации и ориентировки ее главных осей. Отношение максимальной и минимальной мощности корки отвечает отношению длинной и короткой осей эллипсоида деформации.

Описанные выше методы реконструкций поля деформаций основаны на допущении одинаковой вязкости деформированных включений и окружающей их основной массы горной породы. Из этого допущения как следствие вытекает однородность деформации породы, содержащей включения, т. е. равенство деформации включения и окружающей среды. Однако гораздо чаще вязкость у включений больше, чем у окружающей среды. В этом отношении весьма показательны кливажированные породы, в которых кливаж как бы «обтекает» включения и лишь в редких случаях «пронизывает» их без преломления. В первом приближении можно предполагать, что на включение и на окружающую породу действует одно и то же напряжение. Поэтому можно утверждать, что скорость деформации включения и окружающей породы обратно пропорциональна их вязкости. Следовательно и конечные размеры деформаций включения и окружающей породы будут обратно пропорциональны их вязкости¹. Абсолютную величину вязкости, таким образом, установить нельзя, но, сравнивая конечные результаты деформации, можно получить оценку отношения вязкости пород, подвергавшихся совместной деформации. Как правило, включения обладают большей вязкостью, чем окружающая порода. Это особенно характерно для обломочных включений (гальки, неокатанные обломки и т. п.). Однако при изменении деформационных свойств горных пород в связи с изменением температуры и всестороннего давления соотношения могут меняться. Например, галька известняка обладает большей вязкостью по сравнению с окружающим глинистым веществом при деформации на небольших

¹ Если не учитывать различия пределов текучести, такое допущение приемлемо, так как при очень медленном развитии тектонических деформаций главным проявляющимся свойством пород оказывается ползучесть, т. е. деформация начинается при очень малых напряжениях.

глубинах, но она же становится более текучей, чем глинистый сланец, на больших глубинах при повышенных температурах и давлениях.

Для восстановления поля тектонических напряжений могут быть использованы разлинзование и будинаж относительно твердых слоев заключенных между текучими. Эти явления всегда указывают на сжатие слоя по направлению, нормальное к нему, и на растяжение параллельное ему. Но поскольку в этом случае чрезвычайно велико влияние неоднородности материала, делающей значительно более легким течение параллельно слоям, чем в каком-либо ином направлении, разлинзование и будинаж указывают лишь на наличие составляющей сжатия, перпендикулярной к слоям, и составляющей растяжения, параллельной слоям, но не позволяют утверждать, что главные оси напряжений были ориентированы таким же образом. Мы можем только сказать, что ось максимальных сжимающих напряжений была наклонена к слою под углом более 45°. Если бы угол был меньше, в плоскости слоя превалировало бы не растяжение, а сжатие. Это следует из соотношения составляющих сжатия — нормальной к слою и параллельной ему (рис. 75). При вертикальной оси сжатия, когда слой наклонен под углом к горизонту более 45°, составляющая сжатия, параллельная слою, больше нормальной составляющей, когда же слой наклонен под углом менее 45°, соотношение между составляющими обратное.

Слои подвергаются растяжению и будинажу на крыльях складок, а также на флексурах. В замках подобных складок обычно наблюдаются деформации сжатия вдоль слоя, выраженные, например, мелкими дисгармоничными складками, усложняющими основную складку. Эти мелкие складки указывают на то, что материал слоев, расплюснутый на крыльях основной складки, выжимается оттуда и нагнетается в ее замки.

Разлинзование и будинаж позволяют с некоторой степенью приближенности определить размер удлинения параллельно слоям и, следовательно, размер сокращения в нормальном к ним направлении.

Для этого в случае, если слой разделен на отдельные раздвинутые будины, надо сравнить современную длину какого-либо отрезка слоя в том или ином направлении с суммарной длиной (по тому же направлению) будин, расположенных на том же отрезке. Отношение укажет на степень удлинения слоя по данному

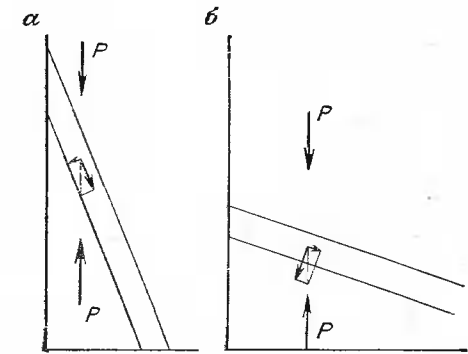


Рис. 75. Соотношение составляющих сжатия, нормальной и параллельной к слою, при вертикальном исходном сжатии (стрелки P) и наклоне слоя к горизонту более 45° (а) и менее 45° (б)

направлению. Прodelывая такую операцию по разным направлениям в плоскости слоя, можно найти направление оси максимального удлинения и определить размер удлинения. Так же может быть найдена ось минимального удлинения. Этот прием правилен, если разделение будин происходило путем отрыва и концы их тупые. Если же разделение будин было вязким, т. е. ему предшествовало образование шеек и линз и будины имели оттянутые концы, то расстояния между их концами меньше действительного растяжения.

По размерам линз и будин в разных направлениях можно определить отношение растягивающих напряжений, действовавших вдоль слоя в этих направлениях. Чем сильнее эти напряжения в каком-либо направлении, тем короче линзы и будины в том же направлении, при условии, конечно, что наблюдения производятся над одним и тем же слоем, состав и мощность которого не меняются. На крыльях складок продольного изгиба линзы и будины обычно вытягиваются длинными осями параллельно простиранию, а их короткие оси располагаются в направлении падения слоя. Это означает, что максимальные растягивающие напряжения ориентировались по падению — восстанию слоев, а минимальные — по простиранию. Ось сжатия направлена нормально к слою.

Сравнивая размеры линз или будин в разных слоях, сложенных разными породами, можно определить относительные величины вязкости и прочности, характеризующие данные породы. Необходимо только, чтобы сопоставляемые слои были одинаковой мощности и находились в одном и том же поле напряжений. Например, можно считать, что слои, лежащие непосредственно друг на друге на одном крыле складки, подвергаются одинаковым напряжениям. В этом случае при одинаковой мощности слоев более короткие линзы или будины будут наблюдаться в слое, породы которого обладают соответственно более низкими пределами пластичности и прочности.

Сравнивая размеры линз в разных слоях, сложенных разными породами, можно определить относительные величины вязкости, характеризующей данные породы. Необходимо только, чтобы сопоставляемые слои были одинаковой мощности и находились в одном и том же поле напряжений. Например, если считать, что слои, лежащие непосредственно друг на друге на одном крыле складки, находятся под одинаковыми напряжениями, то при одинаковой мощности слоев более короткие линзы будут наблюдаться в слое, породы которого обладают более низким пределом текучести.

На крыльях складок, а также на флексурах слои часто растягиваются. В замках подобных складок обычно наблюдаются деформации сжатия вдоль слоя, выраженные, например, мелкими дисгармоничными складками, усложняющими основную складку. Эти мелкие складки указывают на то, что материал слоев, расплюснутый на крыльях основной складки, выжимается отсюда и нагнетается в ее замки.

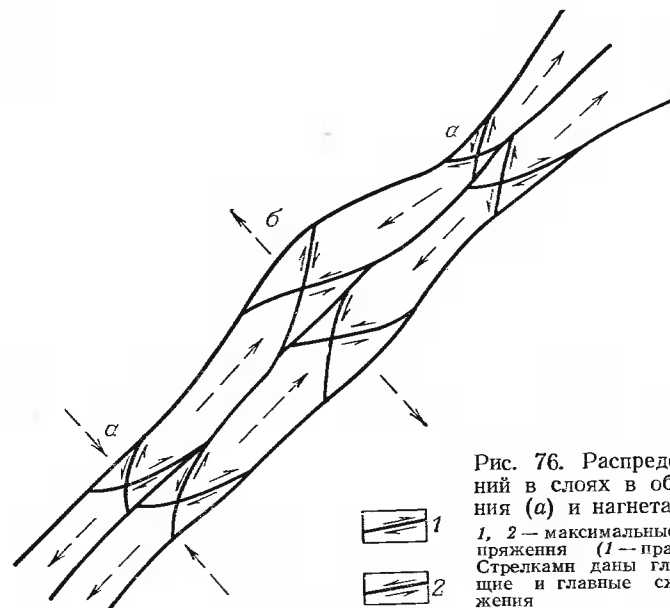


Рис. 76. Распределение напряжений в слоях в областях выжимания (а) и нагнетания (б):

1, 2 — максимальные касательные напряжения (1 — правые, 2 — левые). Стрелками даны главные растягивающие и главные сжимающие напряжения

Разделение слоя на участки выжимания и нагнетания вызывает соответствующие различия в полях деформаций (рис. 76). При переходе от участка выжимания к участку нагнетания ориентировка осей деформации меняется на обратную: на первом участке вдоль слоя направлена ось растяжения, на втором участке — ось сжатия. Эти внутрислойные поля деформаций представляют собой усложнения второго и более мелкого порядков на фоне основного горизонтального сжатия, вызвавшего смятие слоев в складки в окружающем объеме земной коры. Эти усложнения высоких порядков суммируются с основным (фоновым) полем деформаций, что приводит к некоему промежуточному положению осей деформации в конкретных точках слоя. На рис. 77 изображена модель складок из слоев пластического материала. До деформации на боковой грани слоев были нарисованы кружки, которые при образовании складок превратились в эллипсы; длинная и короткая ось указывают на положение главных осей деформации. В местах раздавливания слоев на крыльях складки длинные оси деформации направлены под некоторым углом к слою, занимая положение, промежуточное между вертикальным (соответствует общему слоистому выжиманию материала с крыльев к замку складки). Только в замке складки общее и частное поля деформаций совпадают: длинные оси деформации направлены вертикально и соответственно длинная ось эллипса также вертикальна. Это — пример сложения различно ориентированных деформаций.

Для определения осей деформации могут быть использованы

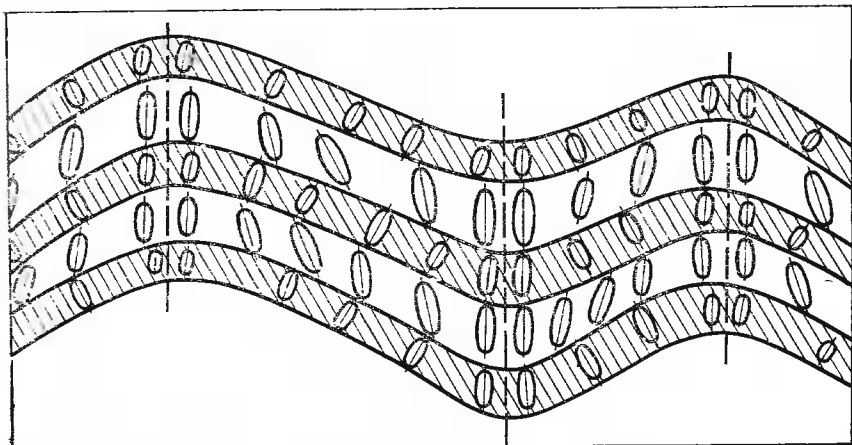


Рис. 77. Поле деформации в слоях, изогнутых в складки продольного изгиба (по Т. М. Гептнер)

ореолы растяжения. Последние представляют собой вторичные отложения минерального материала (преимущественно кварца или кальцита) около твердых зерен, включенных в относительно пластичную породу. Минеральный материал сосредоточился в пустотах или, правильнее сказать, в местах пониженного давления, которые создавались около твердых зерен в направлении максимального удлинения вмещающей мягкой породы (рис. 78). Такие участки пониженного давления возникали в результате того, что при расплющивании мягкой вмещающей породы последняя должна была обтекать твердые несжимаемые зерна. Обтекая, материал прижимался к поверхности твердого зерна в направле-

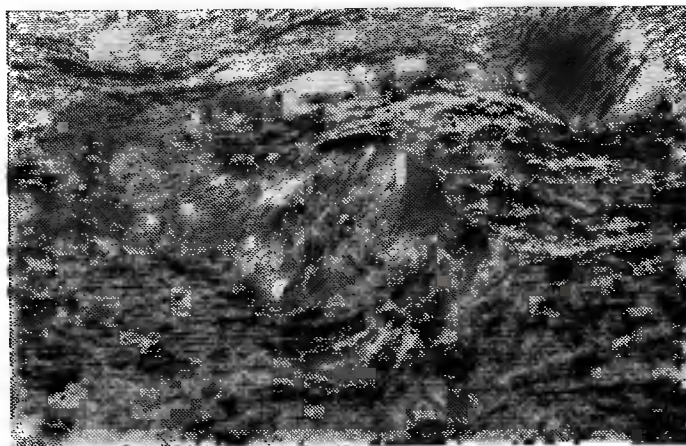


Рис. 78. Ореолы растяжения около порфиробласта альбита в кварц-мусковитовых сланцах докембрия. Киргизский хребет (фото В. Г. Талицкого)

нии максимального сжатия и удалялся от той же поверхности в направлении оси максимального удлинения. В местах удаления материал несколько отслаивался от поверхности зерна тем больше, чем больше его вязкость, и здесь создавалась область пониженного давления, в которую из окружающей породы «всасывались» растворы, приносившие кремнезем, кальцит и другие минеральные соединения. Твердыми зернами часто оказываются кристаллы пирита, размер которых измеряется миллиметрами или долями миллиметра. Соответственно и ореолы растяжения у таких зерен малы по размеру. Но около крупных твердых включений (например, конкреций) ореолы растяжения могут быть значительно большими.

Для определения осей деформации используются также деформации и повороты отдельных кристаллических зерен, слагающих породу.

Уже упоминалось, что удлиненные кристаллы, сами почти не деформирующиеся, могут испытывать поворот при пластической деформации породы, в которой они находятся, стремясь занять положение, параллельное направлениям максимальных касательных напряжений.

Следы поворота обнаруживаются и в зернах сферической формы. Часто ореолы растяжения у конкреций пирита не прямолинейны, а изогнуты в результате последующего поворота. Также наблюдались признаки вращения сферических или почти сферических зерен граната. Эти признаки особенно хорошо видны в тех случаях, когда одновременно с вращением происходит рост порфиробластов граната и последний, разрастаясь, захватывает кусочки вмещающей породы. Тогда включения располагаются внутри зерна в виде спирали («структура снежного кома»).

Известны попытки определить размер относительных смещений, вызвавших поворот гранатового зерна. В Швейцарии в толще хлорит-серпентиновых сланцев диаметр порфиробластов граната в среднем равен 3 мм. Разворот спирали, образованной включениями в одном из зерен, показал, что зерно повернулось на 320°. Для такого поворота необходимо было, чтобы два слоя сланцев, находившихся друг от друга на расстоянии 3 мм, сместились друг относительно друга на 8,4 мм. Общая мощность толщи сланцев достигает 100 м. Если принять к сведению, что деформация однородно охватывала всю толщу, кровля толщи должна была сместиться относительно подошвы на 287 м. Если считать, что деформация носила характер простого сдвига и была вызвана парой сил, действовавших параллельно кровле и подошве толщи, то угол сдвига можно определить следующим образом:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{287 \text{ м}}{100 \text{ м}} = 2,87; \quad \alpha = 70^\circ.$$

Под влиянием напряжений пластические деформации испытывают как агрегаты кристаллов, так и отдельные кристаллы. Механизм деформаций кристаллов кратко был рассмотрен выше. Он вы-

ражается в трансляции, двойниковании и перекристаллизации. Все эти процессы ведут к тому, что в целом либо путем поворота, либо путем деформации в расположении зерен появляется ориентировка: длинные оси зерен приобретают преимущественно положение, параллельное длинной оси деформации вмещающей породы, и соответственно короткие оси зерен располагаются параллельно короткой оси деформации.

От этих случаев следует отличать ориентировку кристаллов, возникающую в связи с тем, что уже имеющиеся особенности строения пород способствуют росту кристаллов преимущественно в одном направлении (миметическая кристаллизация). Например, рост кристаллов происходит быстрее в направлении, параллельном границам между слоями или тектоническому разрыву. Этот фактор особенно часто влияет на рост плоских кристаллов слюд, хлоритов и др. Так образуется ориентировка плоских минералов параллельно слоям, разрывным или другим ослабленным структурным поверхностям. Слюды, хлориты и некоторые другие плоские по форме минералы, получающие особенно часто ориентировку, образуют группу, называвшуюся ранее группой стресс-минералов. Если это название сохраняет еще некоторый смысл в случае перекристаллизации под направленным сжатием, то оно неприменимо к случаям, когда ориентировка представляет собой результат приспособления процесса кристаллизации к уже существующим в породе структурным поверхностям.

Кливаж течения обычно считается хорошим индикатором положения осей деформации. Это действительно так, если можно считать, что оси максимального удлинения и средняя лежат в плоскости кливажа, а перпендикулярно к той же плоскости расположена ось максимального сокращения. По-видимому, в большинстве случаев в мощных сланцевых толщах такое допущение оправдывается (см. о происхождении кливажа в гл. 5). При этом ось максимального удлинения располагается нормально к шарниру складки (т. е. в случае горизонтального шарнира и прямой складки она направлена вертикально). Из сказанного о преломлении кливажа при переходе из одной породы в другую видно, что необходимо каждый раз проверять, не имеем ли мы дело с местным отклонением кливажа от его «правильного» положения.

Оси деформаций для крупных участков земной коры могут быть восстановлены и для всей складчатой области в целом. Складки продольного изгиба свидетельствуют о том, что в области их распространения происходили общая деформация сокращения в направлении, нормальном к осевым поверхностям складок, и общая деформация удлинения параллельно той же поверхности и нормально к шарнирам складок. В случае лежащих складок ось максимального сокращения расположена вертикально.

Возле тектонических сдвигов нередко наблюдается кулисообразное расположение складок. В этих случаях складки образовались в результате горизонтального сжатия, возникающего при сдвиге под углом 45° . Из положения складок восстанавливается

ось максимального сокращения, а отсюда определяется направление сдвига (рис. 79).

В складках поперечного изгиба ось максимального сокращения расположена, как правило, вертикально, а ось максимального удлинения — в плоскости слоев. Если кривизна складки различна в разных направлениях, то и удлинения в разных направлениях различны. Например, в случае вытянутой брахиантиклинали удлинение максимально в направлении, поперечном к простиранию складки, и минимально вдоль ее простирания. В случае круглого купола, когда кривизна слоев одинакова по всем радиусам, деформация принимает осесимметричный характер: сжатие в вертикальном направлении сопровождается одинаковым удлинением по всем радиусам. В складках этого типа удлинение происходит не только вкост простирания, по простиранию и радиусам, но и по всем другим направлениям, поскольку увеличивается поверхность любого участка слоев, образующих такую складку. Например, удлинение происходит вдоль линий, окаймляющих складку (концентрические оси удлинения).

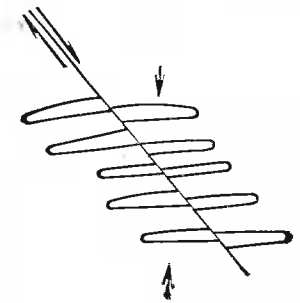


Рис. 79. Образование сопряженных со сдвигом складок в результате напряжений, возникающих при трении по трещине сдвига.

Большие стрелки — смещение по сдвигу; малые стрелки — вторичное сжатие, вызванное трением; полуовалы — складки

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ ПО РАЗРЫВАМ

Трещины отрыва всегда располагаются нормально к оси максимального удлинения. Задача состоит в том, чтобы выделить трещины отрыва среди всего комплекса трещин. Обычно обращается внимание на то, что трещины отрыва бывают зигзагообразными по простиранию, зияющими и что они выполнены посторонним материалом, имеют неровные, зазубренные края. Эти признаки достаточно надежны, если только они не затушены последующими или предыдущими дислокациями, например, проявлением вдоль тех же трещин продольных смещений после того, как поле напряжений изменилось. Большая амплитуда зияния (раздвига) служит наиболее убедительным признаком трещины отрыва.

Оси максимального сжатия и средняя должны быть расположены нормально к оси максимального растяжения, но какое положение они займут в плоскости, перпендикулярной к этой оси, определить по одним трещинам отрыва нельзя. Для решения этого вопроса необходимо обратиться к трещинам скалывания.

Трещины скалывания распознаются по отсутствию зияния, прямолинейности и притертости их краев.

Если трещины скалывания совпадали бы с плоскостями максимальных касательных напряжений, то две их системы были бы

расположены под углом 90° . Линия пересечения этих систем явилась бы средней осью деформации. Оси максимальных сжатия и растяжения направлены нормально к средней оси и по биссектрисам углов между трещинами скалывания. Если здесь же наблюдаются и трещины отрыва, то нетрудно различить оси растяжения и сжатия. Если же трещин отрыва нет, то необходимо прибегнуть к некоторым дополнительным наблюдениям.

Выше (см. гл. 3) говорилось, что истинное положение трещин скалывания отличается от положения плоскостей максимальных касательных напряжений и при этом так, что ось сжатия оказывается биссектрисой острого угла между трещинами, а ось растяжения — биссектрисой тупого угла между ними.

Этим можно воспользоваться, если есть уверенность, что трещины не испытали последующего поворота в процессе дальнейшей деформации. В случае, если после образования трещин скалывания деформация продолжалась в соответствии с тем же планом и достигла значительного размера, трещины поворачиваются и острый угол раскрывается все шире. Поэтому новое положение трещин скалывания может оказаться обратным первоначальному: ось сжатия явится биссектрисой тупого угла, а ось растяжения — биссектрисой острого угла.

Более уверенно можно судить о положении осей деформаций и напряжений, если удастся найти указания о направлении смещения вдоль трещин скалывания. Такие, хотя бы незначительной амплитуды, смещения обязательно должны были произойти при образовании трещин скалывания, и признаки их могут быть обнаружены. Трещина может пересекать слои, дайки, жилы и другие геологические тела, части которых, разделенные трещиной, окажутся смещенными относительно друг друга. При использовании смещенных даек и жил следует убедиться, что мы имеем дело с одним и тем же телом, разрезанным на две части, а не с двумя различными телами, независимо примкнувшими с двух сторон к трещине.

В тонкослоистом и сланцеватом материале (особенно в метаморфических сланцах) слои могут быть изогнуты или надломлены около трещин скалывания. Нередко последние полностью замещаются такими изгибами или изломами слоистости и сланцеватости. Тогда направление изгиба или излома прямо указывает на направление смещения. Наблюдаются сопряженные зоны изломов, вполне заменяющие сопряженные трещины скалывания (рис. 80). В месте пересечения этих зон возникают складки излома (две антиклинали и две синклинали), примыкающие одна к другой. Такие складки иногда называют «шеvronной» складчатостью. Однако хорошо видно, что складки излома (или шевронные) только формально могут быть названы складками. На самом деле они являются своеобразными надломанными флексурами вдоль зоны сдвига и связаны с перемещением по ней. Ширина зон или полос излома, а вместе с тем и ширина складок излома измеряются обычно сантиметрами.

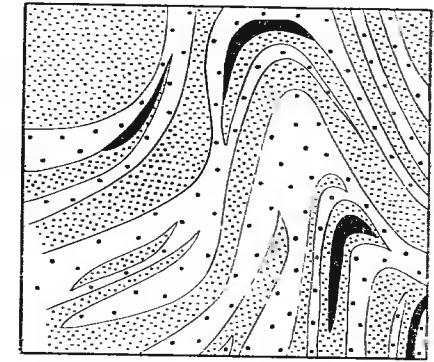
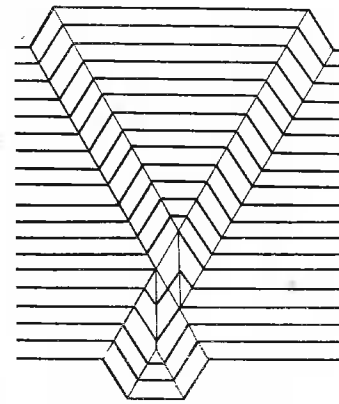


Рис. 80. Сопряженные зоны изломов сланцеватости (по Дж. Рэмзи)

Рис. 81. Отслаивание слоев в замках складок продольного изгиба. Хр. Каратау (по М. В. Гзовскому):

1 — менее вязкие слои; 2 — более вязкие слои; 3 — линзы отслаивания

Часто наблюдается будинаж слоев, при котором будины ограничены не трещинами отрыва, а трещинами скалывания. У таких будин концы скошены и оттянуты (см. рис. 4). Будинаж этого типа тесно связан с разлинзованием, которое ему предшествует. Очевидно, что в этом случае абсолютная величина растяжения слоя больше суммы межбудинных пространств, поскольку слой до разрыва уже подвергся пластическому растяжению. В остальном здесь можно было бы повторить все то, что говорилось об использовании линз и будин для определения относительной величины разнонаправленных напряжений, действовавших в слое.

Выше уже упоминалось о наличии в слоях, смятых в складки продольного изгиба, участков выжимания и нагнетания с их различно ориентированными полями деформаций. Говорилось также и о наложении в таких слоях деформации сдвига на деформацию сжатия-растяжения, что ведет к своеобразному рисунку траекторий максимальных касательных напряжений (см. рис. 76). Этот рисунок определяет ориентировку и форму трещин скалывания, возникающих в слое, если касательные напряжения превысят предел прочности на скалывание. Трещины отрыва в тех же условиях будут ориентированы либо нормально к слою, слегка изгибаясь к кровле и подошве слоя в связи со сдвиговой деформацией (на участках выжимания), либо параллельно слою (на участках нагнетания). Участки нагнетания приурочены к замкам складок, где межслойное скольжение проявлено слабо. Трещины отрыва здесь выражены в форме отслаивания слоев друг от друга с образованием между ними линзовидного пространства, которое обычно заполняется минеральным веществом, принесенным растворами (рис. 81).

Комбинируя все перечисленные приемы, можно восстанавливать поля тектонических деформаций и напряжений по трещинам.

Крупные надвиги и сдвиги также могут быть использованы для этих целей. Складчатость общего смятия часто сопровождается чешуйчатými надвигами. Их простирание в целом перпендикулярно к оси максимального сжатия, т. е. параллельно простиранию складок, а поверхность надвига может рассматриваться как поверхность скальвания; ось максимального удлинения обычно направлена, если не вертикально, то во всяком случае круто — в направлении преимущественного «высвобождения» материала.

КИНЕМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ

Рассмотренные методы восстановления полей тектонических деформаций по разрывам предполагают, что все наблюдаемые разрывы образовались одновременно, в процессе одной и той же деформации, в среде, в которой ранее никаких разрывов не было. Но в действительности деформации в земной коре развивались неоднократно и каждая последующая деформация происходила в среде, в которой уже существовали разрывы, образовавшиеся в предыдущие фазы деформаций. В этих случаях новая деформация вызовет не столько образование новых разрывов, сколько смещения по старым; эти последние будут использованы как ослабленные поверхности. Очевидно, что смещения по старым разрывам по своей ориентировке могут значительно отличаться от ориентировки тех разрывов и смещений по ним, которые должны были возникнуть в породе, если бы в ней не было ранее образовавшихся разрывов. Лишь в своей совокупности, суммарно, все смещения по старым разрывам будут отвечать полю новой деформации.

Ставится задача, чтобы по совокупности всех смещений, происшедших по уже существовавшим различно ориентированным разрывам, восстановить поля деформаций и напряжений. Решается эта задача с помощью особого метода, получившего наименование кинематического [20]. Рассмотрим основные его принципы.

Применение кинематического метода основывается на ряде допущений. Первое допущение состоит в том, что все наблюдаемые смещения по разрывам определенного ранга представляют собой результат одной и той же единовременной деформации и, следовательно, механически взаимосвязаны. Предполагается, что в определенном объеме и на определенном уровне структуры данный массив пород ведет себя однородно и что отдельные разрывы не взаимодействуют между собой. Однородность деформации понимается в усредненном виде. В другом объеме пород или на разрывах иного размера план деформаций может быть другим. Впрочем, если среди обрабатываемых совместно смещений по разрывам окажется группа, связанная с иной ориентировкой деформации, то такая группа может быть выделена.

Необходимое допущение состоит также в том, что деформации и напряжения являются соосными. Оно вытекает из однородного в среднем поведения данного массива. Если в силу его неоднородности ориентировки главных осей деформации и напряжений не совпадают, согласованный результат получить невозможно.

Исходными данными для кинематического метода являются ориентировки поверхностей разрывов и векторов сдвиговых смещений по ним. Считается, что сдвиговые смещения по каждому разрыву происходят в направлении наибольшего для данной площадки касательного напряжения. Это положение также является принимаемым допущением.

Положение разрывов замеряется, а направление смещений по ним определяется по различным «структурам скольжения» (зеркалам скольжения, бороздам, царапинам, асимметричным вмятинам, образованным твердыми включениями при их смещении и т. п.), а также по смещению геологических тел, пересекаемых разрывом. Последний тип признаков наиболее надежный. Все эти данные наносятся на сетку Вульфа или другую аналогичную диаграмму.

Очень важной операцией, выполняемой в поле, является группирование разрывов по рангам, «структурным уровням» (т. е. по размеру). К одному рангу относят разрывы близких размеров. Такое группирование требует учета всей структурной обстановки. Это — в полной мере исследовательская задача.

Далее выполняются следующие операции:

1) для каждого разрыва в отдельности определяются области допустимых ориентировок главных осей напряжений σ_1 и σ_3 , исходя из наблюдаемого сдвигового смещения по разрыву и из допущения соосности полей деформации и напряжений;

2) индивидуальные допустимые области ориентации главных осей деформаций и напряжений, полученные для каждого разрыва, последовательно сопоставляются между собой, и, таким образом, постепенно локализуются и оконтуриваются области направлений осей σ_1 и σ_3 , допустимые для всей группы смещений в пределах всего массива;

3) статистически оценивается степень согласованности направлений смещений в изученной группе разрывов. В случае согласованности смещений главные оси должны быть взаимно ортогональны. Если это не так, то значит среди наблюдаемых смещений есть принадлежащие к полям деформаций разной ориентации.

Обоснование метода достигается с помощью системы векторных уравнений. Статистическая обработка результатов наблюдений ведется либо на ЭВМ, либо с помощью специальных палеток и номограмм.

Существует несколько разновидностей кинематического метода. В целом он, несомненно, интересен, но весьма трудоемок. Трудоемкость его не всегда оправдывается результатами из-за тех ограничений, которые накладываются на него рядом допущений, перечисленных выше и порой нецелесообразных.

Между тем, заранее нельзя предугадать, в каких случаях они

приемлемы, а в каких сомнительны. Трудности и возможность ошибок подстерегают также при разделении разрывов по рангам. Однако в ряде случаев этот метод приводил к хорошим результатам.

ПОЛЯ ДЕФОРМАЦИЙ РАЗНЫХ ПОРЯДКОВ

В приведенных примерах были ссылки на поля деформаций заведомо разного масштаба. С одной стороны, мы говорили о поле деформаций, охватывающем серию складок, а с другой — рассматривали деформации, происшедшие внутри слоев, смятых в складки. При этом, если для складчатого участка в целом, в случае серии прямых складок, ось максимального сокращения расположится горизонтально и перпендикулярно к простиранию складок, ось максимального удлинения будет вертикальной, а средняя ось вытянется по простиранию, то внутри слоев поле деформаций той же ориентации наблюдается лишь в замках складок, тогда как на крыльях последних оно иное или меняется от слоя к слою и от одного участка к другому.

Эти внутрислойные поля деформаций представляют собой усложнения второго и более мелких порядков на фоне основного горизонтального сжатия, вызвавшего смятие слоев в складки в окружающем объеме земной коры. Усложнения высоких порядков суммируются с основным (фоновым) полем деформаций, что приводит к некоему промежуточному положению осей деформации в конкретных точках слоя.

Таким образом, могут быть выделены общее для всей крупной структуры поле деформации и локальные поля для отдельных ее элементов, причем между теми и другими, как правило, наблюдается то или иное несоответствие. Поэтому всегда следует учитывать масштаб того поля деформации, с которым мы имеем дело в данном случае.

При восстановлении поля деформаций для крупных структур или обширного региона, содержащего многочисленные структуры, следует оперировать с пластическими деформациями или разрывами, соизмеримыми с размерами изучаемого района, такими, которые по всем признакам отражают наиболее общее поле напряжений. Таковыми будут: вся складчатая структура в целом, крупные надвиги, сбросы, пересекающие весь район трещины скалывания или отрыва. Если же мы регистрируем замеры малых трещин, сосредоточенных в отдельных слоях, мы, может быть, и вскрыем особенности локальных полей напряжений и деформаций, но было бы грубой ошибкой основываться на этих наблюдениях для восстановления полей общего значения.

Отсюда следует важнейшее методическое правило, о котором часто забывают: при изучении полей тектонических деформаций следует всегда сопоставлять между собой структуры одного порядка, занимающие

равноправное положение в ряду всех структурных форм на данном участке. Как определить и выделить порядки структур, зависит от местных геологических условий. Установление «иерархии» наблюдаемых структурных элементов представляет сложную исследовательскую задачу. Но только решив эту задачу, можно приступить к сбору данных, указывающих на ориентировку полей напряжений.

Обычно выводы о направлении главных осей деформаций делают на основании статистической обработки многочисленных единичных наблюдений, поскольку считается, что необходимо исключить «случайные» отклонения от главной ориентировки поля. Не отрицая, что выведение среднего — полезная операция, позволяющая упростить конечные выводы, нужно подчеркнуть, что так называемые «случайные» отклонения всегда оправданы местными особенностями поля деформации и представляют самостоятельный интерес. В некоторых случаях, возможно, удастся выяснить причины таких отклонений. Поэтому вместо того, чтобы усреднять данные о положении трещин или об ориентировке осей пластической деформации для большой площади, следует раньше попытаться составить более детальную схему распределения этих данных, чтобы лучше были видны все локальные особенности.

Во всяком случае при усреднении необходимо тщательно остерегаться того, чтобы не были смешаны сведения, характеризующие различные части крупной структуры. По-видимому, если мы смешаем данные о положении трещин на крыльях складки и на ее периклинали и потом выведем среднее, то последнее не будет иметь никакого смысла. Необходимо иметь отдельные средние величины для крыльев, на которых простирание слоев меняется мало, и для отдельных, по возможности, минимальных по размеру участков переклинали, в пределах которой простирание слоев быстро меняется. При этом среднее должно выводиться не из количества отдельных замеров, а из размера площадей, для которых то или иное расположение структурных элементов является представительным.

Поля деформаций разных порядков отчетливо обособляются, когда деформируются геологические тела разного ранга — минералы (зерна), агрегаты минералов (горные породы) и слоистые комплексы горных пород (толщи). Сугубо теоретически можно представить себе такой маловероятный случай, когда толща, состоящая, например, исключительно из слоев кварцевого песчаника, испытывает однородную деформацию горизонтального сокращения, в результате которой слои не сминаются в складки, а равномерно укорачиваются и соответственно увеличивают свою мощность; при этом каждое обломочное первоначально сферическое зерно кварца превращается в эллипсоид, удлиненный в направлении, перпендикулярном к слоистости. В этом случае поля деформаций разных порядков, относящиеся к геологическим телам разного ранга — зернам, слоям и толще, — совпадают. В действительности дело обычно обстоит иначе. Кварцевые зерна могут

практически вовсе не деформироваться, а лишь поворачиваться и смещаться относительно друг друга, что и обеспечивает деформацию слоя. В свою очередь, слои могут быть не только равномерно укорочены, но и изогнуты в складки, обеспечивая этим горизонтальное укорочение всей толщи.

Неоднородности, всегда присутствующие в породах, вызывают более или менее существенные отклонения в ориентировке разрывов и смещений по ним от идеального размещения. Кроме того, последующие деформации могут в той или иной мере завалировать более ранние структуры.

На практике при восстановлении палеонапряжений на изучаемой территории собирают все данные о признаках пластических деформаций, о разрывах и смещениях по ним, о штрихах и бороздах, указывающих на направления смещений, фиксируют их на специальных диаграммах (например, на сетке Вульфа) и затем подвергают статистической обработке.

Если при этом удастся рассортировать наблюдаемые структурные признаки по разным стадиям деформаций и по их рангу, то результатом может быть план деформаций и соответственно план напряжений для определенной стадии и определенного ранга структурных процессов. Обычно такой план деформаций и напряжений получается в приближенном виде: для осей сжатия и растяжения устанавливается некоторый доверительный интервал направлений [20].

ПРИМЕРЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

В заключение приведем два примера восстановления тектонических полей напряжений, описанные М. В. Гзовским [8].

В первом примере речь идет о большом разрыве, который протягивается вдоль хр. Каратау (Южный Казахстан) и разделяет осадочные породы среднего палеозоя на юго-западном крыле разрыва и кристаллические породы протерозоя на его северо-восточном крыле. Предполагалось, что данный разрыв является сдвигом с левым смещением. Необходимо было это проверить.

Сначала было построено то поле напряжений, которое должно было бы существовать в зоне разрыва, если бы он, действительно, был сдвигом с левым смещением (рис. 82, а). Затем по аэрофотоснимкам местности были трассированы все разрывы (рис. 82, б). Полевые наблюдения показали, что эти разрывы вертикальны, а по ряду признаков было установлено, что они представляют собой разрывы скальвания. Используя то правило, что биссектриса острого угла между разрывами скальвания является осью максимальных сжимающих напряжений, была построена схема действительно существовавших в зоне разрыва напряжений (рис. 82, в). Полученное распределение напряжений не похоже на то, которое требуется в случае сдвиговой деформации. Вместе с тем, оно отвечает сжатию, направленному нормально к разрыву. Следовательно, предположение о сдвиге не оправдалось.

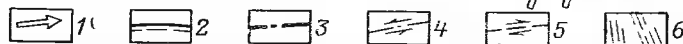
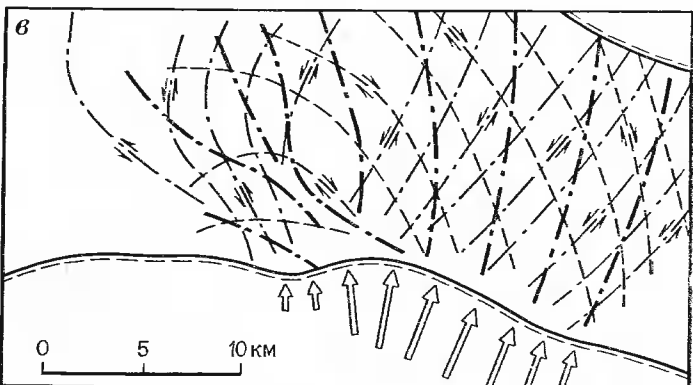
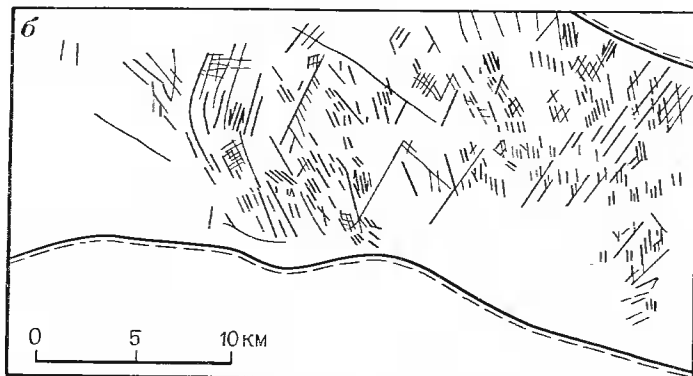
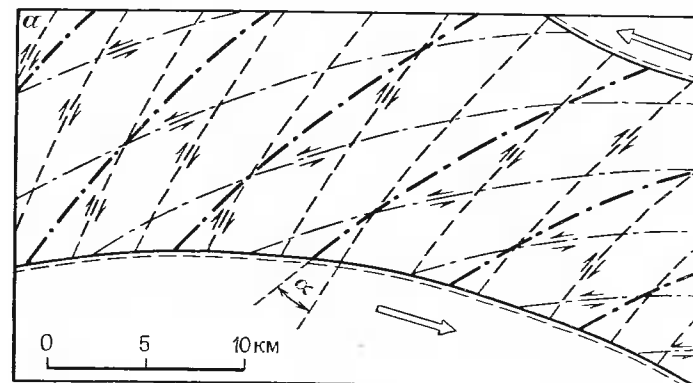


Рис. 82. Поле напряжений в зоне Каратауского разрыва (по М. В. Гзовскому): а — поле напряжений, которое должно было бы существовать, если бы разрыв был сдвигом; б — сетка разрывов по аэрофотоснимкам; в — поле напряжений, восстановленное по наблюдаемым разрывам.

1 — предполагаемые внешние силы; 2 — крупные разрывы; 3 — траектории максимальных сжимающих напряжений; 4 — траектории левых максимальных касательных напряжений; 5 — траектории правых максимальных касательных напряжений; 6 — наблюдаемые на аэрофотоснимках разрывы

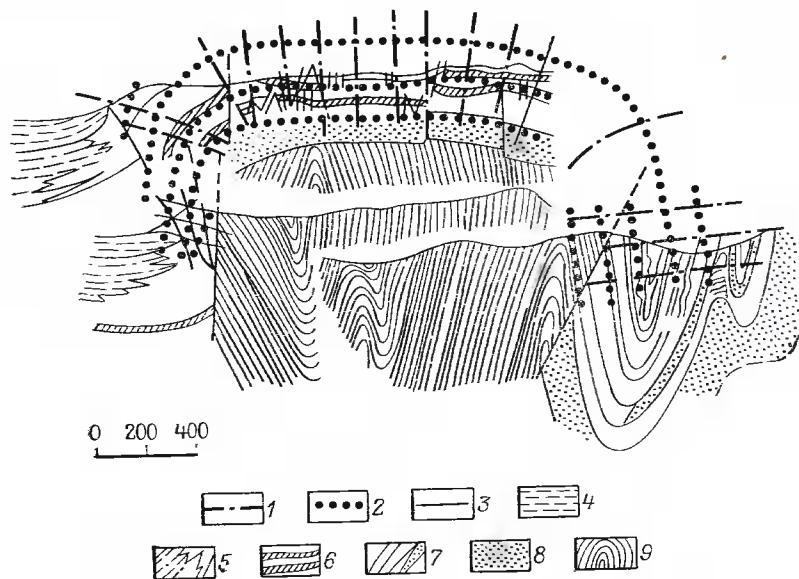


Рис. 83. Тектоническое поле напряжений, связанное с глыбовой складкой. Хр. Каратау (по М. В. Гзовскому):

1 — направление сжимающих напряжений; 2 — направление растягивающих напряжений; 3 — тектонические разрывы; 4—9 — породы (4 — верхнетурнейские, 5 — нижнетурнейские, 6—8 — фаменские, 9 — франские среднедевонские, нижнедевонские и силурийские породы, деформированные и эродированные до накопления фаменских и турнейских пород и до образования глыбовой складки)

В качестве второго примера рассмотрена одна крупная антиклиналь, расположенная на юго-западном крыле того же разрыва. Требовалось установить, является ли эта структура складкой продольного или поперечного изгиба.

Ядро складки сложено песчаниками и глинистыми сланцами силура и нижнего и среднего девона, смятыми в крутые изоклинали складки (рис. 83). На крыльях и своде антиклинали несогласно на предыдущих породах залегают красноцветные песчанки и покрывающие их известняки фамена, а также известняки турне. Эти слои изогнуты в антиклинальную складку сундучной формы: с плоским сводом и крутыми крыльями.

На плоском своде антиклинали в фаменских и турнейских отложениях были установлены крутые нормальные сбросы, разделившие свод на ряд горстов и грабен. На северо-восточном крыле развита дополнительная дисгармоничная складчатость и прослеживается крупный, падающий на юго-запад крутой взброс, по которому ядро складки поднято относительно крыла. Крутое юго-западное крыло складки также осложнено взбросами, падающими в северо-восточном направлении. Кроме того, на крыльях наблюдаются пологие, почти горизонтальные трещины.

Восстанавливая по этим дислокациям поле деформаций, можно установить, что в своде антиклинали в слоях фамена и турне

действовали растягивающие напряжения, направленные горизонтально, а сжимающие напряжения были ориентированы вертикально; с последними напряжениями связаны взбросы, а также пологие разрывы.

Таким образом, выясняется, что фаменские и турнейские отложения изогнуты в складку поперечного изгиба: ядро, сложенное смятыми в изоклинали складки силурийскими и девонскими отложениями, поднималось в виде горста, а соседние синклинали опускались в форме грабенов, фаменские и турнейские слои на своде растягивались и растрескивались и это приводило к образованию в них нормальных сбросов. Наклон разрывов, окаймляющих антиклиналь, соответствует форме траекторий тех максимальных касательных напряжений, которые, как мы видели, вызываются воздействием поднимающегося блока основания на покрывающие породы (см. рис. 68).

Наблюдаемая структура в целом образовалась, по крайней мере, в два приема. Сначала слои силура и нижнего и среднего девона были смяты в изоклинали складки. Механизм образования этих складок здесь не рассматривается, но известно, что это — складки продольного изгиба. Затем, после того как на этих интенсивно смятых породах несогласно легли слои фамена и турне, блок древних пород испытал поднятие, что привело к образованию в более молодых породах складки поперечного изгиба.

ГЛАВА 5

МЕХАНИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Структурные формы различных типов не встречаются разрозненно. Они всегда так или иначе сочетаются друг с другом и их взаимоотношения подчиняются определенным закономерностям. Выявление последних — важная задача геотектоники вообще и структурной геологии в частности.

Сочетания структурных форм возникают в разных условиях и определяются различными причинами. Так, обычные сочетания структурных форм, возникших в единой механической обстановке, в едином поле тектонических напряжений. Различия между ними обусловлены либо неоднородностями среды, либо закономерным переходом одной формы дислокации в другую в процессе продолжающегося движения земной коры (например, смена пластической деформации вязким разрывом). Это — механическое сочетание структурных форм.

Сочетания структурных форм могут быть обусловлены их исторической последовательностью. Когда на определенном участке деформации происходили неоднократно, накладываясь друг на друга, тогда создавалось историческое сочетание структурных форм.

Наконец, сочетание структурных форм может проявиться в региональном плане. Существуют закономерности размещения раз-

личных структурных форм и их комплексов на поверхности материков, определяемые общими законами развития земной коры. Это — региональное сочетание структурных форм.

Здесь мы рассмотрим лишь механическое сочетание структурных форм, поскольку только оно относится к предмету структурной геологии. Другие виды сочетаний — историческое и региональное — изучаются геотектоникой.

Под влиянием возникающих в земной коре напряжений формируются пластические и разрывные деформации. И те и другие могут быть образованы одновременно или последовательно под действием одних и тех же напряжений, сохраняющих свою ориентировку. При этом размер связанных и разрывных структур различен: наряду с крупными складками в сотни метров может возникать сантиметровая пloyчатость, а рядом с огромными разломами в сотни километров длиной, пересекающими всю земную кору, может образовываться мельчайшая трещиноватость или сланцеватость. Возникновение под одними и теми же напряжениями различных по типу и размеру тектонических структур позволяет ставить вопрос об их механических парагенезах, т. е. о наборе структур, связанных друг с другом общностью механической обстановки. Последняя может определяться, например, горизонтальным сжатием того или иного участка земной коры. Если этот участок сложен горизонтально залегающими слоями, то парагенез будет состоять из складок, вытянутых перпендикулярно к главной оси сжатия, из надвигов, а также из ряда других более частных структур, о которых речь будет идти ниже. Важно, что все эти структуры образованы при едином плане напряжений и деформаций и каждая структура в своем масштабе отражает один и тот же процесс сокращения горизонтальной поверхности.

Выделение механических парагенезов структурных форм представляет как теоретический, так и практический интерес. Оно позволяет судить, какие структуры являются родственными, образовавшимися в единой механической обстановке, а какие чуждыми этой обстановке, и свидетельствует, что данный участок земной коры в разное время находился под влиянием различно ориентированных напряжений. Наблюдая в силу недостатка обнажений лишь частичную картину тектонических деформаций и восстанавливая вероятную механическую обстановку образования последних, можно предугадать, какие еще типы структурных форм могут быть развиты на этом участке. Таким образом, представление о механических парагенезах составляет основу правильной интерпретации наблюдаемых структур и структурного прогноза. Последний имеет большое практическое значение, поскольку он позволяет предвидеть, какие структурные формы могут быть развиты в данной обстановке.

Все тектонические деформации в земной коре происходят в неоднородной среде. При этом неоднородности среды (т. е. всей коры в целом, горных пород, минералов) играют вместе с типом

нагрузки принципиальную роль: они определяют основные особенности облика тектонических структур. Неоднородности могут быть выражены вариациями плотности деформируемых пород или вариациями их деформационных свойств и могут проявиться в несплошности среды, т. е. в разделении ее поверхностями облегченного скольжения на блоки, слои или зерна. Существенное значение имеют размеры выделенных такими поверхностями структурных элементов, их размещение в пространстве и их ориентировка по отношению к главным осям деформации. Неоднородности могут существовать до начала деформации или возникать во время деформации. Они могут менять свою ориентировку и свое значение во время деформации.

Нет возможности рассматривать здесь влияние на механические парагенезы всех форм неоднородностей в земной коре. Мы остановимся лишь на влиянии наиболее распространенного в земной коре типа неоднородностей, а именно, слоистости горных пород. Слоистость характерна для осадочных, метаморфических и вулканогенных пород. Она проявляется и в некоторых интрузивных магматических породах. Можно сказать, что это наиболее часто встречаемая особенность строения горных пород. К тому же она является обязательным условием для возникновения такой распространенной структурной формы, как складки.

Известно, что первичное залегание слоев осадочных и вулканогенных пород горизонтальное. Это позволяет нам ограничиться рассмотрением факторов, оказывающих влияние на тектонические деформации тех слоев, которые к началу деформации залежали горизонтально. Мы ограничиваем себя также и ориентировкой напряжений, считая, что главные оси напряжений направлены горизонтально и вертикально. Это ограничение соответствует ориентировке тектонических напряжений, чаще всего наблюдаемой в природе в суммарном виде. В среднем в крупных объемах земной коры такая ориентировка, несомненно, преобладает. Но в пределах малых ее объемов, к которым могут быть приурочены напряжения второго, третьего и более мелких порядков, напряжения могут иметь и иную ориентировку.

Слои часто находятся под влиянием поверхностных и объемных напряжений. Поверхностные напряжения вызывают деформации сжатия, растяжения или сдвига. Эти деформации могут быть направлены горизонтально или вертикально. В связи с этим можно выделить следующие механические обстановки, принимая во внимание те ограничения относительно характера неоднородностей, которые только что были указаны:

- 1) горизонтальное сжатие;
- 2) горизонтальное растяжение;
- 3) горизонтальный сдвиг;
- 4) вертикальный сдвиг;
- 5) течение пород за счет изменения объемных напряжений, вызываемых силой тяжести.

Ниже в этой последовательности рассматриваются механические парагенезы, связанные с соответствующими механическими обстановками.

Поскольку мы условились исходить из того, что перед деформацией слои залегают горизонтально, сжатие в этом случае направлено параллельно слоям. Мы уже знаем, что в подобной обстановке сжимаемые слои рано или поздно теряют устойчивость и изгибаются в складки, которые по условиям своего образования являются складками продольного изгиба.

Процесс образования и развития складок продольного изгиба может быть разделен на четыре стадии: а) равномерное укорочение слоев; б) изгиб; в) послойное перераспределение материала; г) общее сплющивание.

Эти стадии уже были кратко рассмотрены в гл. 3. Если в первую стадию деформация носит однородный характер, слои равномерно укорачиваются в горизонтальном направлении и их мощность соответственно равномерно возрастает. Выше было указано, какие свойства слоя определяют размер его равномерного укорочения, достигаемый до начала изгиба. Этими свойствами являются вязкость породы и толщина слоя.

Чем меньше вязкость породы и чем больше толщина слоя, тем в большей мере проявляется равномерное укорочение слоя до того, как он потеряет устойчивость и изогнется в складки. Игруют роль также контрасты вязкостей между соседними слоями. В случае залегания слоев близкой вязкости преобладает равномерное укорочение. Если же слой окаймлен сверху и снизу средой со значительно меньшей вязкостью, он раньше начнет изгибаться.

При наличии в слое неоднородностей увеличение его мощности в первую стадию продольного сжатия будет происходить неравномерно: в слое образуются местные утолщения. Они вызывают соответствующее изгибание соседних слоев. Такие деформации М. В. Гзовский называл «складками сплющивания».

После потери устойчивости слои изгибаются в складки. От вязкости пород, от контраста вязкости между соседними слоями, от толщины слоев зависят форма и размеры образующихся складок. Имеет значение и трение между слоями: при изгибе слои скользят друг по другу и от того, насколько свободно происходит это скольжение, зависит размер образующихся складок.

Зная соответствующие параметры в принципе можно рассчитать форму и размер образующихся складок (см. гл. 3), но только для самого начала процесса изгибания и при условии, что контрасты вязкости между слоями достаточно велики.

Благодаря скольжению слоев друг по другу, каждый слой на крыле складки находится под влиянием пары сил: в кровле слоя сила направлена к замку антиклинали, в подошве — к замку синклинали. Это вызывает в слое напряжения сдвига, которые могут привести к образованию трещин скалывания или отрыва. Об особенностях их расположения уже шла речь в предыдущей главе.

По мере того, как слои на крыльях складок при изгибании становятся все более крутыми, растет составляющая сжимающего

напряжения, направленная нормально к слоям. Это ведет к раздавливанию слоев на крыльях и к выжиманию их материала в замке складок. Начинается стадия послойного перераспределения материала. Мощность слоев на крыльях уменьшается, а в замках увеличивается и складки из концентрических превращаются в подобные.

В зависимости от сопротивляемости материала деформациям слои раздавливаются в разной степени. Наиболее податливые слои текут быстрее и их мощность на крыльях и в замках соответственно значительно уменьшается и возрастает. Слой может быть полностью пережат на крыльях и его материал целиком сосредоточивается в замках в виде изогнутых линз.

Такие линзы отслаивания в замках складок нередко заполняются материалом жильного типа, привнесенным со стороны или выжатым из соседних пород, и могут содержать полезные минералы. Подобная форма скопления рудных и иных материалов характерна для зон развития складок продольного сжатия (см. рис. 81).

Жесткие слои на крыльях складок текут в меньшей мере или вовсе не текут. Зажатые между более текучими слоями, они находятся в состоянии растяжения и подвергаются разлинзованию и будинажу.

В слоях на крыльях могут образоваться разрывы, смещения по которым в общем отвечают растяжению. В замках складок слои, испытывающие нагнетание, могут быть смяты в дисгармоничные складки и расколоты трещинами, вызванными сжатием. Неравномерность раздавливания слоев на крыльях складок ведет к образованию чередования участков выжимания и нагнетания. В последних образуются местные скучивания материала, сминающегося в «складки набегания», которые часто ошибочно считают «складками волочения», т. е. складками, вызванными в пластичном слое скольжением соседнего жесткого слоя к замку складки по более пластичному слою. «Складки волочения», по-видимому, вообще механически невозможны, так как при простом сдвиге вещество не подвергается сжатию. Напротив, происходит его растяжение в направлении, косом к направлению пары сил.

В отличие от первой стадии однородной деформации вторая и третья стадии отличаются деформацией неоднородной. Именно в эти стадии неоднородности строения толщ горных пород различия в деформационных их свойствах сказываются наиболее сильно. Хотя общий план напряжений и деформаций остается прежним — сжатие в горизонтальном направлении и увеличение размеров в вертикальном, — это общее поле разбивается внутри слоистой толщи на большое число частных полей, каждое из которых, взятое отдельно, существенно отличается по ориентировке от общего. В этом можно было убедиться с помощью описанного выше эксперимента с кружками на боковых поверхностях слоев (см. рис. 77).

В течение третьей стадии некоторое время изгиб, скольжение слоев друг по другу и послойное перераспределение материала

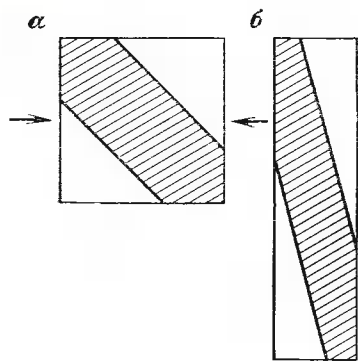
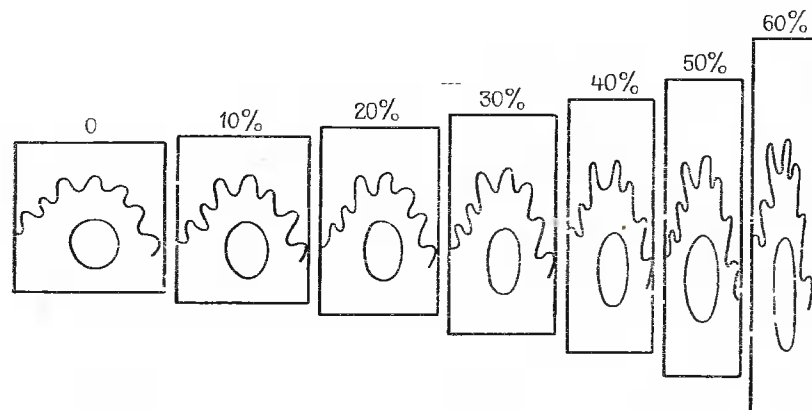


Рис. 84. Изменение угла падения наклонного слоя при горизонтальном сокращении и вертикальном удлинении (схема):
 а — первоначальное положение слоя; б — после горизонтального сокращения и вертикального удлинения на 100 %

Рис. 85. Эксперимент с эластичной тканью, показывающий изменение формы и взаимного расположения складок при возрастающей деформации растяжения-сжатия (по Е. И. Паталахе). Проценты указывают размер деформации



происходят параллельно. Однако постепенно относительная роль послонного перетекания возрастает, так как скольжение между слоями (в силу роста составляющей сжатия нормальной к слоям) становится все более затруднительным, и, следовательно, сложно осуществить их изгиб.

Дальнейшее возрастание сжатия ведет к повышению жесткости всех пород. Это связано с их уплотнением, причем здесь действует механизм, ведущий ко все большему выравниванию деформационных свойств разных пород, например, менее плотные (т. е. относительно более рыхлые и пористые) породы сжимаются и уплотняются в большей мере, чем более плотные. И наступает момент, когда различия в свойствах слоев в значительной степени сглаживаются. Тогда наступает четвертая стадия. Она, как и первая стадия, характеризуется тем, что вся толщина слоев деформируется приблизительно однородно, сокращая свои размеры в горизонтальном направлении и увеличивая их в вертикальном. Однако, поскольку толщина уже была смята в складки, результат этой однородной деформации, как он рисуется в поперечном разрезе, сильно отличается от картины, наблюдаемой в течение первой стадии.

Простое геометрическое построение показывает, что по мере

общего горизонтального смятия всей толщи форма складок будет меняться, хотя скольжения слоев друг по другу и не происходит. Форма складок меняется, поскольку слои, образуя тела, наклонные по отношению к главным осям деформации, в процессе последней меняют мощность и наклон. Из рис. 84 видно, что вместе с сокращением горизонтальных размеров смятой толщи и увеличением ее вертикальных размеров слои приобретают все более крутое залегание. Слои, падавшие под углом 45° , после горизонтального сжатия всей толщи вдвое и такого же удлинения в вертикальном направлении падают уже под углом 75° , а мощность их уменьшается в 1,4 раза. После сжатия в четыре раза угол возрастает до 87° , т. е. практически слои становятся вертикальными, а мощность их уменьшается почти вдвое. Следовательно, там, где слои испытали значительное горизонтальное сжатие, складки в них должны приближаться к изоклиналильным при субвертикальном залегании слоев. Перестройка рисунка складки заметна уже при сжатии на 20—30% (рис. 85). При любой первоначальной форме складки приближаются к изоклиналильной форме при сжатии на 50—60% [36]. В складчатых зонах такой размер сжатия часто встречается. В сильно деформированных зонах сжатие достигает двукратного размера и больше.

Слои на крыльях изоклиналильных складок залегают моноклиналильно. В связи с этим возникает трудность в выявлении антиклиналильных и синклиналильных складок, особенно, если стратиграфические соотношения слоев недостаточно известны. Чтобы преодолеть эту трудность, требуется найти замки складок. Однако по мере расплющивания складок замки их становятся все острее. К этому следует добавить возможное полное выжимание на крыльях таких складок не только отдельных слоев, но и целых свит. Выжимание материала в направлении, нормальном к сжатию, ведет к нарушению непосредственной связи между крыльями и замками складок. Типичной становится структура, состоящая из моноклиналильно залегающих, разлинзованных и будинированных слоев, среди которых встречаются обрывки замков складок в виде изогнутых линз. Такие «крючки» указывают на то, что моноклиналильное залегание слоев обманчиво: на самом деле оно скрывает в себе изоклиналильную складчатость. Стадии расплющивания складок изображены на рис. 86. Здесь при раздавленных изоклиналильных складках общее залегание слоев не отвечает тому залеганию крыльев складок, которое в первую очередь бросается в глаза. Слои, многократно изгибаясь, протягиваются в целом полосами поперек видимого залегания всей толщи.

Для четвертой стадии развития складок продольного изгиба типично развитие хорошо выраженного кливажа.

Кливаж является предметом изучения у геологов с середины XIX в. [17]. Большой интерес вызывают главным образом причины, приводящие к характерной для кливажированных пород плоскопараллельной текстуре. Имеются две точки зрения: либо плоскопараллельная текстура ориентирована параллельно ориенти-

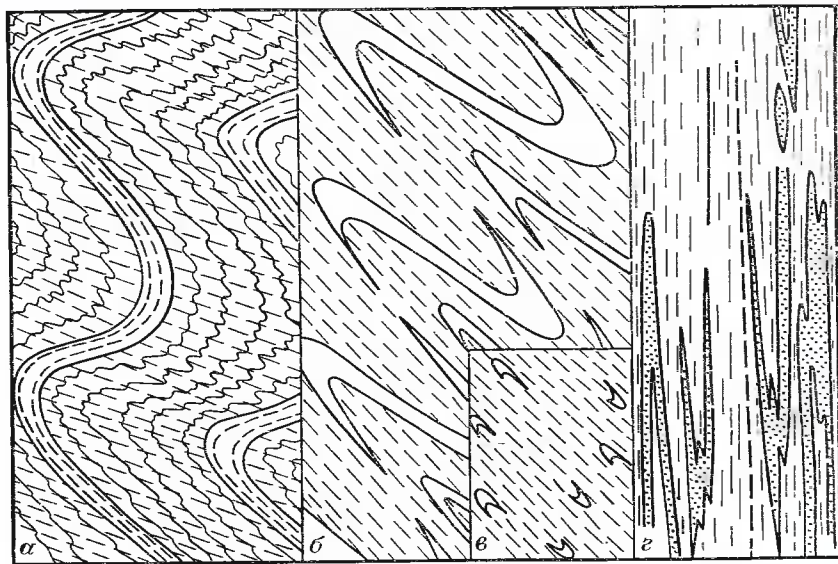


Рис. 86. Сильно раздавленные складки (по Б. Кингу и А. Раству).
Измененне облика складок, рисуемых слоями песчаника среди глинистых сланцев, по мере все большего раздавливания перпендикулярно к осевой плоскости (от а к г)

ровке максимальных касательных напряжений, либо она образуется в плоскости, нормальной к максимальным сжимающим напряжениям.

Правильна вторая точка зрения. Для того чтобы убедиться в этом, следует обратить внимание на характер деформаций включений, которые обнаруживаются по крайней мере в некоторых кливажированных породах. Эти наблюдения неизменно показывают, что длинная ось деформации лежит в плоскости кливажа и направлена нормально к шарниру складки, а короткая ось нормальна к плоскости кливажа. Например, в предыдущей главе описывалось, как сферические оолиты превращаются в кливажированной породе в трехосные эллипсоиды с именно такой ориентировкой осей. Подобным же образом деформируются органические включения или конкреции. Отсюда следует, что кливаж образуется в обстановке сжатия, направленного нормально к плоскостям кливажа при максимальном удлинении, перпендикулярном к шарниру складки.

Поскольку кливаж в большинстве случаев параллелен осевой поверхности складки, сказанное означает, что сжатие при образовании кливажа было направлено нормально к осевой поверхности. Но это — то самое сжатие продольного изгиба, которое лежит в основе образования вообще складок. То есть кливаж образуется тем же сжатием, которое ведет к смятию слоев в складки. Только

поворот зерен и их ориентированная перекристаллизация под давлением по принципу Рикке могут создать такую текстуру.

Однако в большинстве исследований упускалось из вида, что надо найти объяснение не только плоскопараллельной текстуре пород, но и разделению кливажированной толщи на пластины. На первый взгляд трудно указать причину, которая заставила бы пластичную толщу пород разделиться на пластины, перпендикулярные к оси сжатия. Но это становится возможным, если учесть, что горные породы неоднородны и состоят из зерен с разными механическими свойствами. Так, Н. Б. Лебедева [28] обратила внимание на то, что когда порода подвергается сжатию, слагающие ее зерна деформируются по-разному. Наиболее жесткие зерна сжимаются в направлении оси сжатия незначительно, а более податливые расплющиваются сильнее и соответственно больше удлиняются в перпендикулярном направлении, проникая между соседними зернами и расталкивая их. Особая роль при этом принадлежит воде и газам. Их включения в породе в виде малых капель могут вести свое происхождение от того времени, когда порода была еще осадком на дне водного бассейна. Но вода, и особенно газы, могут появиться в порах породы и позже, в результате выделения воды из адсорбированного состояния или воды и газов из кристаллической решетки минералов, претерпевающих дегидратацию и дегазацию. Последние процессы вполне вероятны, так как кливаж образуется всегда при несколько повышенной температуре в земной коре; он отвечает начальной стадии регионального метаморфизма, когда как раз происходит выделение воды из водосодержащих минералов.

Включения воды и газов представляют собой тела, обладающие по сравнению с твердыми минералами ничтожной сопротивляемостью деформации. Поэтому при сжатии породы они сильно деформируются и, сплющиваясь в направлении оси сжатия, особенно далеко внедряются в окружающую среду, вонзаясь между твердыми зернами.

Именно с этим разрезающим действием сплюснутых водных и газовых включений и следует связывать разделение породы на пластинки. К тому времени, когда мы наблюдаем кливаж, вода и газы из разделов между пластинами уже ушли. Но признаком их бывшего присутствия остаются налеты железистых и других солей на поверхности кливажных пластин. Близкую точку зрения высказывал Дж. Максвелл [73].

По-видимому, не существует принципиальной разницы между кливажем течения и кливажем раскола. Просто первый возникает в наиболее тонких породах — глинах, аргиллитах, а второй приурочен к более грубым породам (например, к песчаникам), в которых размеры зерен препятствуют образованию очень тонких микролитов.

Как указывалось выше (см. гл. 3), с переходом от одного слоя к другому, если слои сложены разными породами, наблюдается преломление кливажа. Из кливажа осевой плоскости он стано-

вится веерообразным. Особенно характерен прямой веерообразный кливаж, расходящийся вверх в антиклиналях.

Преломление кливажа, несомненно, связано с тем, что слои сложены породами с разными деформационными свойствами. Н. Б. Лебедева дает такое объяснение этому явлению. Плоская ориентировка зерен начинает возникать очень рано — в течение первой стадии продольного сжатия слоев, когда последние еще лежат горизонтально и общее сжатие не превышает 10% [28]. Такая ориентировка зерен направлена нормально к плоскости слоев. В следующую стадию деформации слои изгибаются в складки, положение плоскостей ориентировки зерен складывается как результат сочетания двух одновременных механизмов: один из них, связанный с продолжающимся горизонтальным сжатием, имеет тенденцию удерживать ориентированную текстуру в положении, нормальном к сжатию, т. е. параллельно осевой поверхности растущей складки; другой, вызванный увеличивающимся наклоном слоев, стремится развернуть ориентированную текстуру веерообразно. В наиболее пластичных слоях, в которых поворот и перераспределение зерен происходят относительно легко, первый механизм доминирует и кливажные поверхности все время сохраняют свое положение, параллельное осевой поверхности складки, несмотря на изменение наклона слоев. В более жестких слоях второй механизм проявляется тем сильнее, чем тверже порода. В таких породах ориентированные текстуры поворачиваются следом за поворотом слоев и угол поворота может служить мерой для определения относительной пластичности или жесткости данного слоя по сравнению с другими (см. рис. 5).

Механизм образования кливажа был воспроизведен Н. Б. Лебедевой на модели. Учитывая роль неоднородности горных пород в образовании кливажа, образцы составлялись из смеси порошка канифоли с каплями машинного масла. Вязкость порошка была 10^5 Па·с, вязкость масла 10^2 Па·с. Порошок засыпался в прибор слоями и спрессовывался нормально к слоистости. Строеие каждого слоя становилось резко неоднородным — в него входили разной величины и различно скрепленные агрегаты зерен, отдельные зерна, а также поры, заполненные воздухом. Полученные образцы сжимались продольно, до укорочения их в горизонтальном направлении в 3—4 раза и такого же удлинения в вертикальном направлении. При этом деформация отдельных наименее вязких зерен и пузырьков воздуха во много раз превосходила деформацию всего образца: они удлинялись вдоль длинной оси деформации более чем в 10 раз. В результате создавалась текстура, ориентированная перпендикулярно к оси сжатия и слоистости (рис. 87). Раздавливаемые зерна вклинивались между более жесткими, практически недеформированными зернами и разделяли слои ослабленными поверхностями на пластины, подобные пластинам кливажа с общей ориентировкой нормальной к оси сжатия (рис. 88).

Эксперименты показали, что развитие ориентированной тексту-

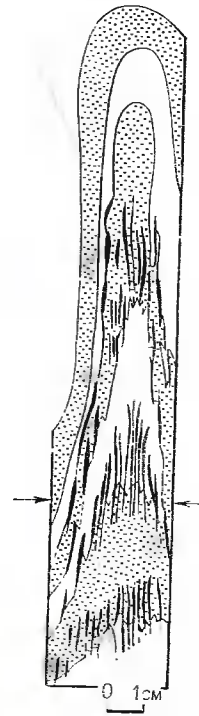


Рис. 87. Разрез деформированного образца с ориентированной текстурой, созданной расплюснутыми капельками и с ослабленными поверхностями скольжения; стрелки — направления сжимающих усилий (рисунок по фотографии)

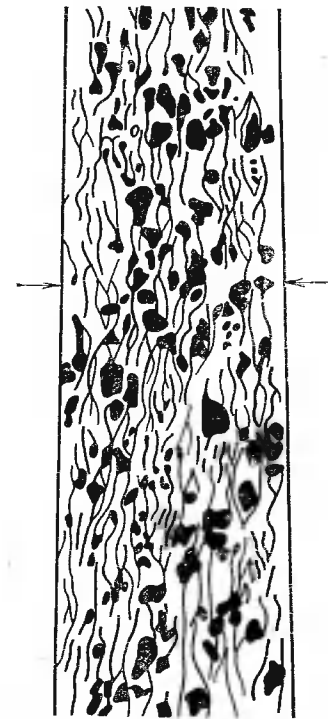


Рис. 88. Зерна малой вязкости, расплющиваясь, сливаются, образуя ослабленные поверхности, изгибающиеся в обход вязких (черные) почти недеформированных зерен. Модель (рисунок по фотографии)

ры и кливажных поверхностей при дальнейшем сжатии происходит в соответствии с развитием деформации всего образца и его отдельных слоев — продолжающегося расплющивания толщи и изгиба слоев. Мягкие слои преимущественно расплющиваются и кливаж в них продолжает развиваться как и на первых стадиях деформации — нормально к оси сжатия (рис. 89, а). Более жесткие слои, теряя устойчивость, начинают изгибаться в складки, и вместе с поворотом слоев поворачивается и наметившийся в них кливаж (ориентированная текстура и плоскости раздела) (рис. 89, б).

Преобладание в слое того или другого процесса зависит от свойств материала деформируемых слоев и от стадии и местных условий деформации.

Связь кливажа течения с расплющиванием породы подкрепляется наблюдениями над так называемыми птигматитовыми складками. Если до образования кливажа или на начальных стадиях его развития в толще глинистых сланцев имеются тонкие жилы кварца, аплита, пегматита или кальцита, секущие к направле-

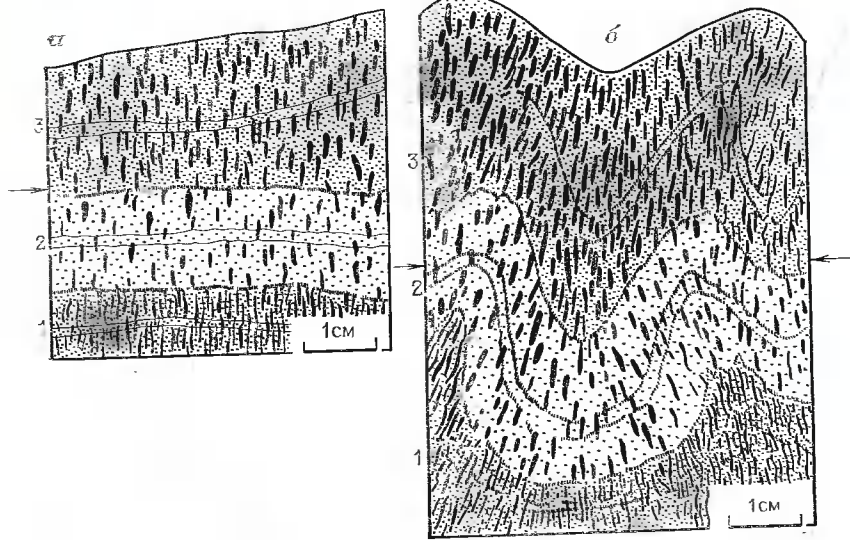


Рис. 89. Развитие и перестройка кливажа в зависимости от степени и характера деформации модели (рисунок по фотографии):

a — образец сжат на 25 %, слои уплотнились, но остались горизонтальными, отдельные зерна расплющились, образовав зачаточную текстуру кливажа, нормальную к оси сжатия и к слоистости; *б* — образец сжат на 35 %; вязкие слои (пачка 2) деформировались путем изгиба, расплющенные зерна в них образовали веер; менее вязкие слои (пачки 1 и 3) деформировались путем расплющивания, ориентировка зерен в них сохранилась нормальной к оси сжатия



Рис. 90. Птигматитовые складки, образованные кварцевыми жилами в сланцах силура. Австралия (по Грейю)

нию кливажа, они сминаются в мелкие складки, осевые поверхности которых лежат в плоскости кливажа (рис. 90). Это и есть птигматитовые складки. Они указывают на то, что поперек кливажа произошло сжатие. Измерение длины смятой жилы позволяет приблизительно определить величину сжатия кливажированной толщи пород. Такие измерения показывают, что, в зависимости от состава пород, хорошо выраженный кливаж образуется при сжатии уже от 20 (в глинах) до 50% (в песчаниках).

В связи с кливажем, сопровождающим складки, многие авторы в своих классификациях выделяют так называемые «складки

скалывания». Это складки, пронизанные кливажем осевой поверхности, относительно которых предполагается, что они образовались не путем продольного изгиба, а как результат относительного смещения микролитонов без существенного продольного сжатия. Моделью таких складок может служить поставленная вертикально колода карт, в которой карты последовательно смещены друг относительно друга вверх и вниз.

Однако едва ли можно представить себе механизм, который приводил бы к периодически повторяющимся на площади правильным волнам в смещениях микролитонов. Поэтому нет оснований выделять этот тип складок. Кливаж хотя и образуется раньше складок, но развивается одновременно с ними.

Наблюдаемые в некоторых случаях смещения между микролитонами, приводящие, например, к кливажу скольжения с чередованием микроскопических флексур с полосами недеформированной породы, связаны, по-видимому, с неравномерным расплющиванием микролитонов, при котором они беспорядочно проскальзывают друг по другу.

Открытый веерообразный кливаж, как указывалось, образуется в относительно тонких пластичных слоях, залегающих между толстыми жесткими слоями. Его ориентировка представляет собой результат суммирования двух процессов: раздавливания в направлении, нормальном к осевой плоскости складки, и выжимания вдоль по слою.

Следует, однако, отметить, что в проблеме типов и условий образования кливажа еще много неясного.

Горизонтальное сжатие в земной коре приводит обычно к образованию не единичных складок продольного изгиба, а серии их, расположенных параллельно и образующих в совокупности полную или голоморфную складчатость. В кинематической классификации такая складчатость именуется складчатостью «общего смятия» [4].

Помимо мелких внутрислойных разрывов, о которых упоминалось выше, образуются и более крупные разрывы разного масштаба. Они связаны с общим полем напряжений горизонтального сжатия и вертикального удлинения. Характерными разрывными смещениями для этой обстановки являются надвиги. Сопровождая складки продольного изгиба, они принимают на себя ту или иную часть горизонтального укорочения деформируемого участка земной коры.

Надвиги — результат скалывания. Поскольку надвиг пересекает породы с разным углом скалывания, его поверхность становится волнистой. На ее положение оказывают влияние любые неоднородности в составе и структуре пород.

Ряд особенностей проявления надвигов связан с их вязким происхождением: надвиги образуются в процессе постепенной концентрации пластического течения и в своем положении зависят от направления последнего. Эти особенности можно разгадать, если переходить от участков с малым развитием надвигов к местам

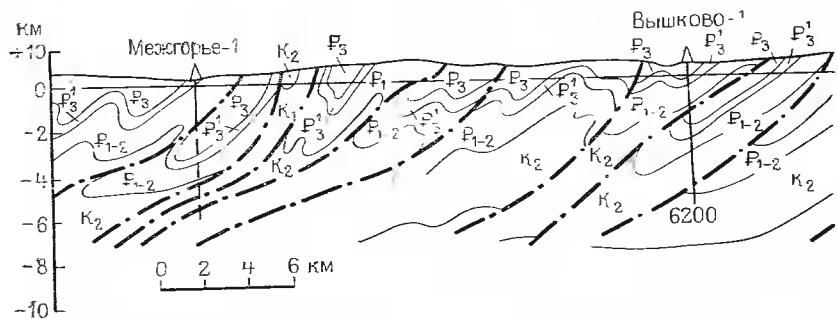


Рис. 91. Чешуйчатые надвиги. Кросненская зона, Предкарпатье (по В. В. Глушко и С. С. Круглову)

их большего развития, прослеживая надвиги по простиранию, наблюдая их взаимоотношение со складками. При этом могут быть установлены стадии развития надвигов, сопровождающих складки продольного изгиба.

Образование надвига начинается с наклона складки и ее опрокидывания. В следующую стадию на опрокинутых крыльях слои сильно растягиваются и утоняются. Здесь появляются маленькие отдельные разрывы, почти параллельные слоям. Они постепенно объединяются во все более крупные разрывы со смещениями надвигового характера. По мере того, как разрывов становится все меньше, амплитуды смещений растут, и в конце концов надвиговое у каждой складки концентрируется на одной или нескольких поверхностях. Образуется «чешуйчатая структура», в которой серии опрокинутых антиклинальных складок надвинуты друг на друга, тогда как синклинали оказываются в значительной степени срезанными (рис. 91).

В этой последовательности отражается процесс концентрации пластического течения, приводящий в итоге к вязкому разрыву. Опрокидывание складок — это результат определенной стадии такой концентрации. Внутри горизонтально сжимаемой толщи пород, в которой уже образовалась серия прямых складок, появляются наклонные (около 45°) полосы концентрированного пластического течения. Это течение вызывает перестройку формы складок, которые из прямых становятся наклонными. А дальнейшая концентрация течения приводит к образованию надвигов. Положение последних уже было predetermined, таким образом, первыми полосами концентрированного течения.

Комбинация антиклинальной складки и надвига иногда называется «складко-надвигом». Амплитуда надвигов, связанных с отдельными складками, максимальна около наибольшего воздымания шарнира антиклинали. К погружению шарнира амплитуда обычно уменьшается и может сойти на нет, разделившись перед этим между несколькими более мелкими разрывами.

Простирание надвигов в целом параллельно складкам, хотя обычно оно характеризуется некоторой волнистостью.

Е. И. Паталаха [36, 38] в своих исследованиях выдвинул идею, согласно которой взаимоотношения между складками и разрывами обратные: разрывы образуются до складок и определяют местоположение и форму последних.

Существуют складки, которые так и называются «приразломными». Приуроченность к разрывам обусловлена тем, что породы вблизи разломов разрыхлены и являются особо податливыми к деформациям. Особенно ярко эта связь складок с разрывами выражена в «зонах смятия», сопровождающих глубинные разломы.

Однако в большинстве случаев все же разрывы следуют за складками, а не наоборот.

Помимо надвигов, связанных с отдельными складками, существуют и гораздо более крупные «секущие» надвиги, соответствующие группам складок продольного изгиба.

Надвиги в дальнейшем могут сминаться в складки и пересекаться последующими разрывными смещениями. В таких случаях первичное положение сместителей может быть сильно изменено.

При горизонтальном сжатии в земной коре образуются не только надвиги, но и сдвиги. Во-первых, они могут явиться результатом того, что сжатие неравномерно распределено на площади и два соседних участка сжаты в разной степени. Между ними может образоваться разрыв, смещение по которому будет иметь характер сдвига. Такие сдвиги направлены по оси тектонического сжатия и, следовательно, пересекают складки поперек.

Во-вторых, сдвиги могут произойти по разрывам скалывания, простирающимся косо (под углом 45° или меньше) по отношению к оси сжатия. Эти разрывы, как и надвиги, принимают на себя часть общего сжатия. Если надвиги представляют собой результат скалывания, при котором размеры данного массива пород сокращаются в горизонтальном направлении и удлиняются в вертикальном, то косые сдвиги образуются за счет скалывания, при котором и сокращение и удлинение происходят в горизонтальных направлениях: первое поперек, второе по простиранию складок.

Из вышесказанного видно вся сложность процессов, происходящих в земной коре в обстановке горизонтального сжатия. Хотя в слоистых горных породах образование складок в этих условиях представляет собой главный процесс, оно сопровождается множеством других явлений, развивающихся в разных масштабах, наложенных друг на друга. Здесь можно наблюдать явления, происходящие в масштабе складки (изгиб слоев, образование надвигов), слоя (выжимание и нагнетание материала, скольжение между слоями) и зерен (кливаж). И тут же происходят явления и значительно более крупные, такие, как образование «секущих» надвигов и сдвигов, общих для целых пучков складок. Вся эта разномасштабность неоднородностей среды ведет к расщеплению единого общего поля напряжений на множество частных полей разного порядка.

Растяжение того или иного участка земной коры тектоническими силами, приложенными к нему извне, приводит обычно к образованию разрывов и смещению по ним. Разрывами, сопровождающими горизонтальное растяжение земной коры, могут быть раздвиги, образующиеся на основе отрывов, и нормальные сбросы, представляющие собой результат скальвания. Чаще всего растяжение реализуется в образовании именно нормальных сбросов.

Размер горизонтального растяжения (S) при образовании нормальных сбросов связан с их вертикальной амплитудой смещений (H) и углом падения сместителя (α) выражением

$$S = \frac{H}{\operatorname{tg} \alpha}.$$

В большинстве случаев угол падения сместителя крупных сбросов регионального характера достигает 60° , т. е. угол скальвания для верхней части земной коры равен 30° . Это означает, что размер растяжения приблизительно в 1,7 раза меньше вертикальной амплитуды сброса.

Поскольку обычно в зоне растяжения образуется серия сбросов, сбросы, наклоненные навстречу друг другу, объединяются в грабены, а между сбросами, направленными врозь, возникают горсты. Перераспределение напряжений в земной коре в связи с образованием сбросов содействует большему опусканию грабенов и соответственно большему поднятию горстов (см. гл. 3).

В зависимости от размера территории, охваченной растяжением, сбросы и их сочетания могут быть выражены в самых различных масштабах.

Крупнейшие структуры растяжения, состоящие из ряда сложных грабенов и горстов, измеряются в длину тысячами, а в ширину сотнями километров. Они носят название рифтов. Огромный континентальный Аравийско-Африканский рифт протянулся более чем на 6000 км от Мертвого моря на Ближнем Востоке до устья р. Замбези в Восточной Африке. В наиболее широкой части — в области Восточно-Африканских озер — он достигает ширины 1000 км. Этот рифт состоит из многочисленных отдельных грабенов со ступенчатыми бортами, кулисообразно сочленяющихся друг с другом, ветвящихся, то расширяющихся, то сходящихся на нет (рис. 92). Это — молодые структуры: их формирование началось не раньше конца олигоцена, шло в течение всего неогена и продолжается до сих пор, о чем свидетельствуют сейсмическая активность и вулканические извержения. Ширина крупных грабенов составляет 30—40 км, но они осложнены многими более мелкими грабенами и горстами. Амплитуда крупных грабенов измеряется тремя-четырьмя километрами.

Несколько проще построены Рейнский и Байкальский рифты. Но и они разделяются на ряд сопряженных грабенов и горстов разного масштаба. Эти структуры также очень молоды: Рейнский

рифт начал формироваться с конца эоцена, а Байкальский — только в плиоцене. Наряду с такими огромными структурами растяжения широко распространены значительно более мелкие структуры, выраженные отдельными грабенами растяжения или небольшими группами грабенов и горстов.

Многие структуры растяжения разных масштабов приурочены к участкам и зонам поднятия земной коры: к куполам, валам, антиклизам, антиклинариям и т. д. На основании этого можно предположить, что растяжение земной коры в таких случаях вызывается ее выгибанием под влиянием силы, направленной вертикально вверх. Если перед этим земная кора была горизонтальна, то при выгибании ее поверхность увеличивается и, следовательно, растягивается.

Например, огромный Аравийско-Африканский рифт образовался вдоль не менее огромного по площади и протяженности поднятия, сформировавшегося в начале палеогена на всем протяжении от Ближнего Востока до устья р. Замбези. Поднятие состоит из двух частей: сводового поднятия в районе Красного моря, называемого Эритрейским или Судано-Аравийским, и аналогичного сводового поднятия южнее — Восточно-Африканского

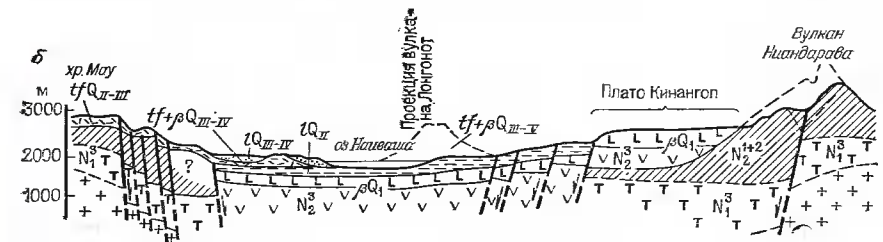
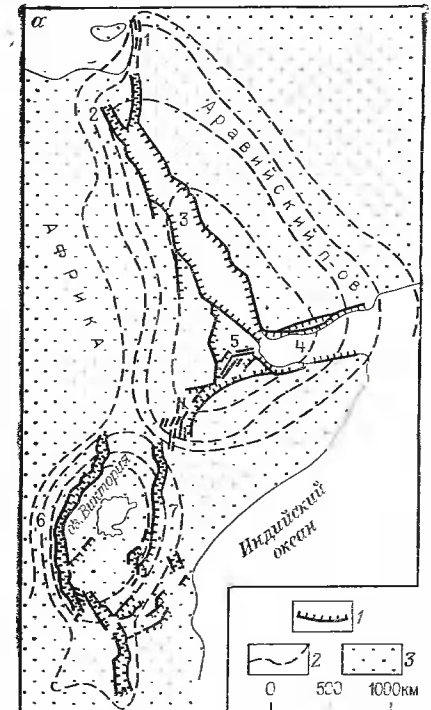


Рис. 92. Восточно-Африканская система рифтов (а), с которыми связаны рифты Аравийско-Африканский, по Г. Клоусу, и разрез через «рифт Грегори» (б), по Н. А. Логачеву:

1 — сбросы, штрихи в сторону опущенного крыла; 2 — условные изогипсы, обрисовывающие два больших свода. Судано-Аравийский, или Эритрейский, и Восточно-Африканский и собственно Восточно-Африканский. Грабены, входящие в состав системы рифтов: 1 — Мертвого моря; 2 — Суэцкий; 3 — Красного моря; 4 — Аденского залива; 5 — Эфиопский; 6 — западная ветвь собственно Восточно-Африканского рифта; 7 — восточная ветвь собственно Восточно-Африканского рифта («рифт Грегори»)

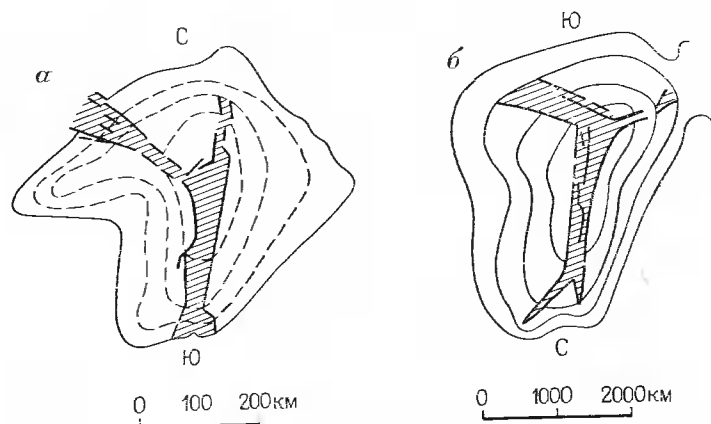


Рис. 93. Сравнение Рейнского (а) и Эритрейского грабенов (б) (по Г. Клоусу).
Условные изолинии оконтуривают сводовые поднятия

Сводовые поднятия имеют поперечники в несколько тысяч километров и амплитуду поднятия в центре по кровле кристаллического основания 5—6 км. Соответственно и рифт разделяется на две системы грабенов: Эритрейскую и Восточно-Африканскую, приуроченные к соответствующим поднятиям. Между ними имеется некоторая перемычка, где грабены выклиниваются (см. рис. 92).

Рейнский рифт образовался на своде поднятия, которое в мезозое объединяло современные Вогезы и Шварцвальд и имело несколько сотен километров в поперечнике. К неотектоническому поднятию приурочен и Байкальский рифт.

Причинная связь этих и других структур растяжения с поднятиями земной коры подтверждается и тем, что рифты занимают определенное положение на поднятиях. Рифт не выходит за пределы соответствующего поднятия, протягивается обычно вдоль его оси, а на своих окончаниях, приближаясь к периклинали, заканчивается характерными «раструбами». Такие раструбы можно видеть, например, на северном и южном окончаниях Эритрейского рифта. Северный раструб образует заливы Акаба и Суэцкий и Синайский полуостров между ними. Южный раструб — это Аденский залив и Эфиопский грабен. Основная часть рифта совпадает с Красным морем и протягивается вдоль оси Эритрейского поднятия.

На рис. 93 изображены рядом Эритрейский и Рейнский рифты. Они показаны в разных масштабах. Первый из них изображен в масштабе, уменьшенном почти в 10 раз по сравнению с масштабом Рейнского рифта. Это сопоставление ясно указывает на единый механизм образования того и другого рифта и одинаковую связь их с соответствующими поднятиями.

Связь формы и положения рифта с формой поднятия имеет свою причину в распределении растягивающих напряжений. На

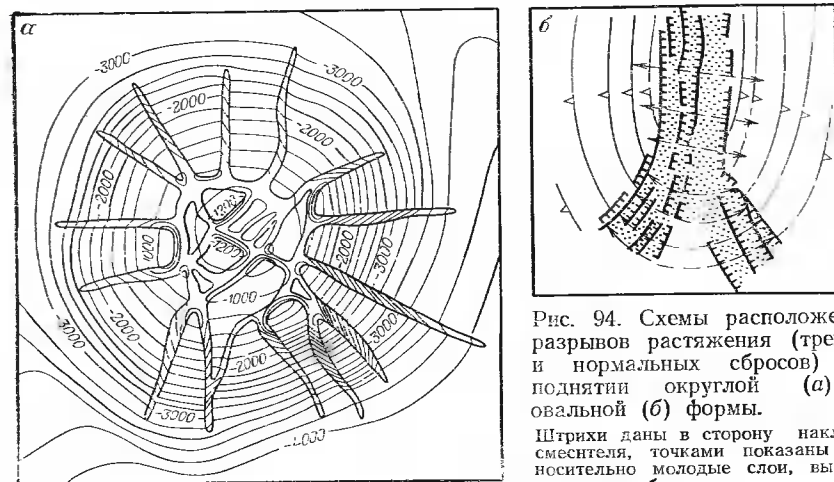


Рис. 94. Схемы расположения разрывов растяжения (трещин и нормальных сбросов) на поднятии округлой (а) и овальной (б) формы.
Штрихи даны в сторону наклона сместителя, точками показаны относительно молодые слои, выполняющие грабен

круглых поднятиях преобладают радиальные и концентрические разрывы (рис. 94, а). Если поднятие имеет удлиненную (овальную) форму, то в наиболее высокой его части максимальные растягивающие напряжения направлены перпендикулярно к оси поднятия; поэтому рифт протягивается вдоль этой оси. На периклиналях же растягивающие напряжения образуют дугу, окаймляя погружающийся конец поднятия. Таким распределением напряжений обусловлены раструбы на окончаниях рифтов (рис. 94, б).

Но это означает, что во всех подобных случаях размер растяжения, связанный с выгибом земной коры, достаточен, чтобы объяснить амплитуду сбросов в рифте. В описываемых наиболее крупных рифтах ее как раз недостаточно. Можно рассчитать, что выгибы Эритрейского и Восточно-Африканского сводов вызывают растяжение земной коры всего-навсего на 200—300 м. А для того чтобы объяснить амплитуду Восточно-Африканских грабенов, необходимо растяжение в несколько километров. Следовательно, необходимо предположить, что имеется еще какая-то иная, глубинная, причина растяжения земной коры, а роль напряжений, вызываемых ее выгибанием, состоит главным образом в определении места и простираения рифта. Выгибание коры ведет к закладыванию рифта, а дальнейшее его растяжение вызывается другой причиной. Рассматривать вопрос о природе последней мы здесь не будем, поскольку он относится не к структурной геологии, а к общим проблемам геотектоники.

Применительно к большим рифтам часто обсуждается вопрос о том, как глубоко распространяются наблюдаемые на поверхности нормальные сбросы; доходят ли они до подошвы коры. Многие авторы предполагают, что сбросы, имеющие у поверхности угол падения около 60°, с глубиной выполаживаются и где-то на глубине 15—20 км переходят в горизонтальные срывы или зоны те-

чения. А более глубокие слои коры уже не разбиваются разрывами, а растягиваются пластично. Точных сведений о поведении сбросов на таких глубинах и о свойствах нижних слоев коры нет. Но можно отметить, что вулканизм явно глубинного, подкорового характера, наблюдаемый очень широко в рифтовых зонах, указывает скорее на то, что разрывы продолжают вплоть до подошвы коры и даже уходят в мантию, служа каналами для выхода мантийных магм.

Во многих других случаях, когда структуры растяжения образуются на поднятиях относительно малой площади — на сводах глыбовых складок (валов, куполов), в верхнем комплексе диапировых куполов, — такого расхождения между размером растяжения, связанного с выгибанием слоев, и амплитудой сбросов нет. Поэтому такие структуры можно считать полностью причинно связанными с выгибанием. Они будут рассмотрены ниже в разделе о структурных парагенезах, связанных с вертикально направленными сдвигами в земной коре.

Как уже говорилось выше, растяжение земной коры приводит также к возникновению раздвигов. К самому большому из известных на континентах раздвигов, образовавшихся в результате происшедшего в земной коре отрыва, приурочена Большая Дайка Южной Африки. Она имеет длину свыше 500 км, а ширина ее местами достигает 10 км. Канал, образовавшийся в результате отрыва, заполнен интрузией основных и ультраосновных пород. Большая Дайка имеет раннепротерозойский возраст и пересекает различные магматические и метаморфические породы докембрия. Там же, в Южной Африке, долеритовая дайка в Капской провинции имеет длину 24 км при ширине 1600 м.

Широко распространены дайки значительно меньшего размера: шириной в десятки метров и меньше, протяженностью в километры и сотни метров.

МЕХАНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СДВИГА

Насколько широко в земной коре континентов встречается такая обстановка? Ответить на этот вопрос не так просто. Дело в том, что относительные горизонтальные смещения в земной коре уславливаются значительно менее уверенно, чем вертикальные, из-за того, что часто отсутствуют бесспорные реперы, которые позволили бы судить о размере горизонтального смещения. Это в большей степени относится к наиболее крупным сдвигам. Если для сдвигов с малой амплитудой реперами могут быть смещенные в горизонтальном направлении дайки, другие интрузивные тела или круто залегающие слои, то при амплитуде смещения в десятки и сотни километров подобные реперы становятся крайне ненадежными, так как в таких случаях невозможно уверенно идентифицировать дайки, интрузии или слои, находящиеся по разные стороны от разрыва [30, 51].

Классическим примером крупного сдвига является разлом Сан-

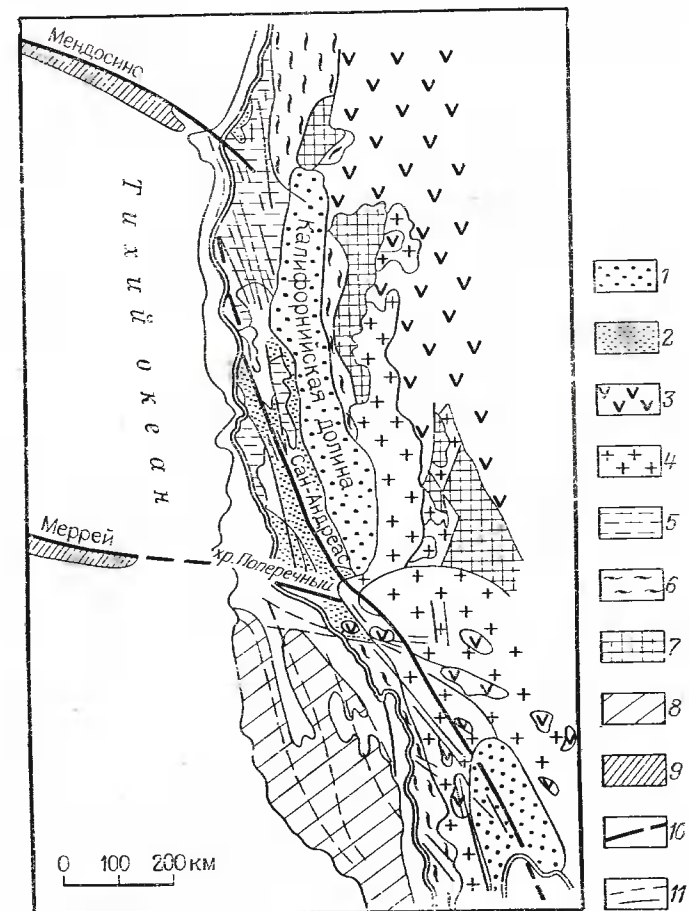


Рис. 95. Геологическая схема Калифорнии:

1, 2 — юрские, меловые и более молодые отложения (1 — тектонических депрессий, 2 — Берегового хребта); 3 — палеогеновые и неогеновые наземные вулканогенные породы; 4 — позднеюрский гранитный батолит Сьерра-Невады; 5 — юрская офиолитовая (Францискская) формация Берегового хребта; 6 — триасовая офиолитовая формация Сьерра-Невады; 7 — палеозойские породы; 8 — подводное краевое плато; 9 — подводные гряды; 10 — главные разломы; 11 — второстепенные разломы

Андреас в Калифорнии (США). Он протягивается почти параллельно берегу Тихого океана от г. Сан-Франциско на севере до Калифорнийского залива на юге. На суше его протяженность достигает 800 км. Под острым углом он пересекает крупные структуры Южной Калифорнии: поднятие Берегового хребта, прогиб Калифорнийской Долины и частично срединный массив Кордильер (рис. 95). Разлом выражен полосой раздробленных пород шириной до 1 км и хорошо выделяется в рельефе. Этот разлом привлек к себе внимание после катастрофического землетрясения 1906 г., разрушившего город Сан-Франциско. Землетрясение было связа-

но с правым горизонтальным смещением по разлому, причем в некоторых местах амплитуда мгновенного смещения достигла 7 м. Было установлено, что по этому разлому и раньше (в XIX и XX вв.) происходили сдвиговые смещения, вызывавшие землетрясения. Во всех случаях смещения по разрыву были правые. На некоторых участках того же разрыва сейчас отмечаются правые горизонтальные смещения, которые происходят не толчками, а путем медленного непрерывного движения со скоростью нескольких миллиметров в год.

Поиски более ранних смещений показали, что долины четвертичного возраста, пересекающие разлом, состоят обычно из двух отрезков, смещенных друг относительно друга вправо по разлому с амплитудой до 1 км. Это указывает на то, что уже с начала четвертичного времени смещения по разлому происходили и их суммарная амплитуда достигла 1 км. Обнаружение еще более древних смещений потребовало обращения к коренной геологии местности. Но именно тут реперы становятся мало надежными. Вокруг вопроса об амплитуде сдвига разгорелась дискуссия, во время которой назывались разные амплитуды и разные время начала движения. В конце концов было признано, что достаточно обоснованной является амплитуда в 240 км, а начало движения было отнесено на конец миоцена. Основным аргументом в пользу этого вывода служит наличие грубых конгломератов верхнего миоцена, развитых на одном участке к востоку от разлома. Они могли образоваться лишь в непосредственной близости от своего источника, а единственный подходящий источник находится в 240 км к северо-западу от этого участка по другую сторону разлома.

Однако есть исследователи, которые этот вывод оспаривают, указывая на то, что некоторые складчатые и разрывные структуры пересекают разлом Сан-Андреас без каких-либо крупных смещений. Так что указанная амплитуда сдвига остается все же спорной.

Крупный сдвиг, называемый Грейт Глен, обнаружен в каледонской складчатой зоне Шотландии. Здесь предполагается левое смещение на 100 км, а это основано на гипотезе, что два гранитных массива, находящиеся сейчас на указанном расстоянии друг от друга и по разные стороны от разлома, первоначально составляли единый массив, который был разрезан сдвигом на две части. Смещение должно было произойти в конце раннего палеозоя и закончиться к началу девона, красноцветные отложения которого перекрывают разлом и им не смещаются. Однако трудно доказать, что два гранитных массива не являются просто сходными по своим породам и не образовались независимо друг от друга.

В Советском Союзе самым большим считается Таласо-Ферганский сдвиг в Средней Азии. Длина его около 400 км. В северной части он разделяет каледонскую и герцинскую складчатые зоны Тянь-Шаня, а южнее косо пересекает широтные складчатые структуры и тектонические зоны Центрального Тянь-Шаня. Эти структуры через разлом не протягиваются. Однако имеются данные, что

продолжение их может быть найдено, но с правым горизонтальным смещением на 200 км. Сдвиг должен был произойти после ранней перми и до юры. В четвертичное время правое смещение возобновилось и привело к излому пересекающих ущелий с амплитудой смещения 30—50 м. И в этом случае могут быть высказаны сомнения в правильном определении палеозойского сдвигового смещения в 200 км. Например, на продолжении разлома к северу — в хр. Каратау — сдвиг не устанавливается. И тогда возникает вопрос: как на столь малом расстоянии — в несколько сотен километров — могла быть поглощена указанная амплитуда?

Все перечисленные тектонические сдвиги принадлежат к категории глубинных разломов. Аналогичные разрывы, в строении которых были отмечены признаки сдвиговых смещений с предполагаемой амплитудой в десятки километров, были специально исследованы в Казахстане и Средней Азии [52]. Их изучение показало, что по одному и тому же глубинному разлому смещения многократно возобновлялись и при этом направление их менялось. Обычно разлом начинал свою жизнь в виде взреза или сброса, т. е. вертикальные смещения на первых порах преобладали. Затем они сменялись преимущественно горизонтальными смещениями, причем правые и левые смещения могли неоднократно чередоваться. Больше того, направления одновременных смещений по одному и тому же разлому на разных отрезках его протяженности могли быть разными. Такое изменение кинематических характеристик во времени и пространстве, естественно, затрудняет определение типа разрывного смещения и его амплитуды, поскольку все разнонаправленные смещения оставляют свои структурные следы, которые перекрывают и затушевывают друг друга.

Широкое развитие имеют сдвиги малого масштаба, сопровождающие складчатые, надвиговые и другие дислокации.

Сдвиговые смещения по разломам сопровождаются сопутствующими деформациями, по которым они во многих случаях только и устанавливаются.

Например, поскольку каждый сдвиг где-то заканчивается по простиранию, горизонтальное смещение должно быть поглощено на протяжении разлома или у его концов соответствующими деформациями. В одну сторону должно происходить сжатие пород, в другую — растяжение (рис. 96). Первое может быть поглощено смятием слоев в складки продольного изгиба и образованием надвигов, второе — структурами растяжения (нормальными сбросами или раздвигами).

Любой сдвиг сопровождается полем вторичных напряжений, вызванных трением по поверхности разрыва. Это поле характеризуется косым по отношению к сдвигу направлением главных осей сжатия и растяжения. В связи с этим в качестве сопровождающих сдвиг деформаций могут возникнуть и складки (с надвигами или без них), и разрывы, сосредоточенные в той полосе, на которую распространяются напряжения, вызванные сдвигом. Возможное расположение деформаций, оперяющих сдвиг, показано на рис. 97.

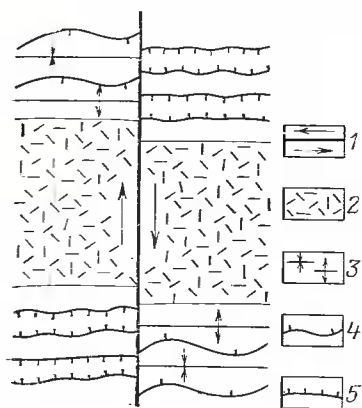
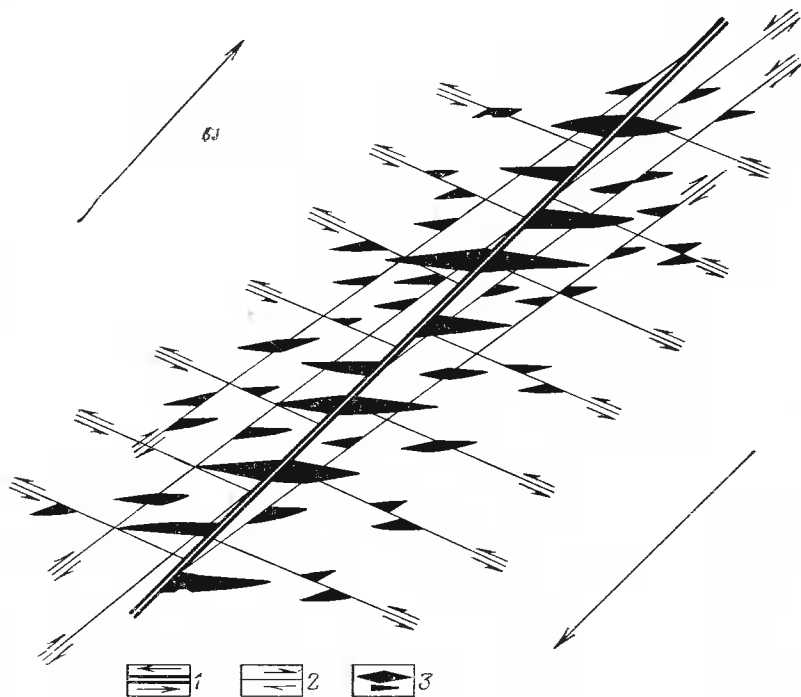


Рис. 96. Деформации, приуроченные к местам затухания сдвига:

1 — основной сдвиг; 2 — зона без деформаций; 3 — складчатые деформации; 4 — надвиги; 5 — нормальные сбросы (штрихи в сторону наклона сместителя)

Рис. 97. Трещинное оперение сдвига:

1 — сместитель основного сдвига с основной парой сил; 2 — оперяющие трещины скалывания и направление смещения по ним; 3 — трещины отрыва



МЕХАНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВЕРТИКАЛЬНЫХ СДВИГОВ

Эта обстановка возникает там, где слои находятся под действием перемежающихся на площади, направленных вверх и вниз сил. В этих условиях образуются антеклизы и синеклизы, антиклинории и синклинории, а также разнообразные складки поперечного изгиба — различные по размеру и форме купола, валы, сундучные

поднятия и другие складки, выполняющие ту или иную площадь и объединяющиеся в прерывистую или идиоморфную складчатость. В тех же условиях образуются разрывы, преимущественно взрезы, разделяющие поднятые и опущенные участки земной коры. Эти разрывы могут иметь разную глубину, протяженность и амплитуду в зависимости от ранга разделяемых ими структур.

В связи с тем, что прерывистая складчатость широко распространена на континентах и представляет практический интерес (главным образом в связи с залежами нефти и газа), рассмотрим структурный парагенез, свойственный данной обстановке, прежде всего на примере этой складчатости. Как известно, этому типу складчатости свойственно резкое преобладание антиклиналей, тогда как синклинали заменяются обычно участками спокойного залегания слоев. Поэтому ниже речь идет об антиклинальных складках [8, 9, 15].

В кинематической классификации складки поперечного изгиба именуется глыбовыми [4] или штамповыми [5], так как большая их часть образуется в осадочном чехле платформ под влиянием вертикальных движений глыб фундамента.

Поскольку складки этого типа формируются за счет локальных поднятий слоев, форма складки, очевидно, зависит от интенсивности и распределения вертикальных сил на площади. Если участок поднятия слоев резко ограничен от соседних участков, где слои остаются на прежнем уровне, то образуются массивные сундучные поднятия с крутыми флексурами на крыльях. Если силы, вызывающие поднятие слоев, плавно меняются на площади, то формируются пологие, расплывчатые прерывистые складки. Деформационные свойства пород обуславливают либо плавное изгибание слоев, либо их поднятие отдельными блоками, ограниченными разрывами. Изменение всех этих факторов от места к месту приводит к морфологическому разнообразию прерывистых складок.

Моделирование глыбовых складок на пластичных моделях показало, что если в глубине происходит поднятие жесткого блока по разрывам, то в слоях, непосредственно покрывающих блок, образуется складка сундучной формы, но выше наблюдается выполаживание изгиба, тем большее, чем выше мы поднимаемся над вершиной блока. При этом близко расположенные складки могут сливаться в единую структуру. Такое выполаживание складок этого типа вверх по разрезу нельзя путать с тем выполаживанием, которое является следствием конседиментационного характера развития складок (см. ниже).

Крылья антиклинальных складок поперечного изгиба находятся под действием пары сил, направленных вертикально вверх с внутренней стороны крыла и вниз с его внешней стороны. При достаточной величине и сближенности сил противоположных направлений крыло приобретает форму крутой флексуры.

Флексуры на крыльях складок находятся под действием скалывающих напряжений, направленных вертикально и вызываю-

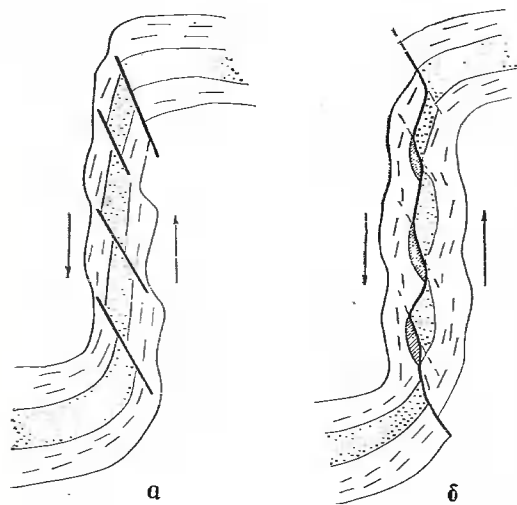
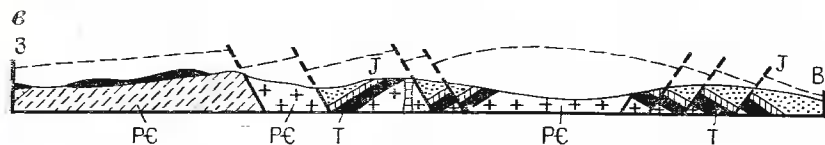
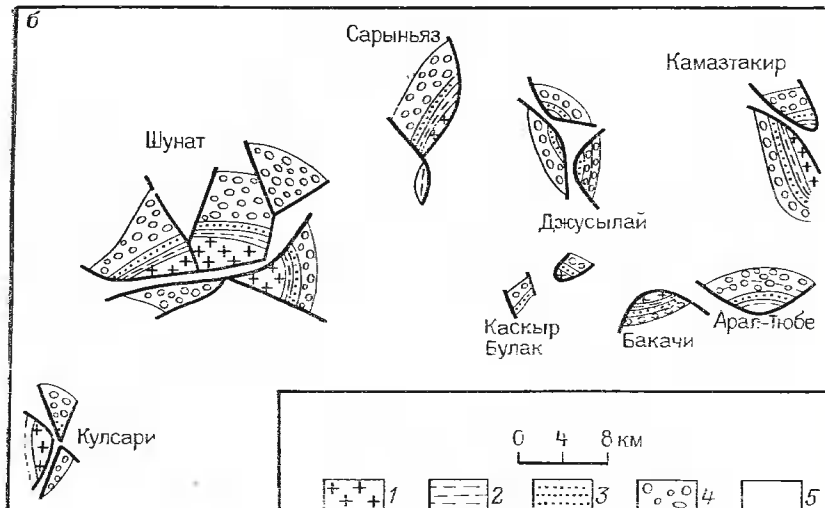
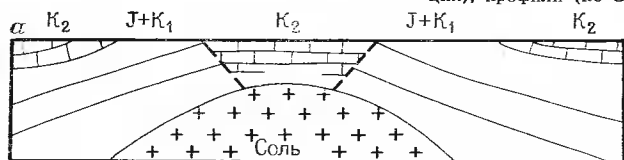


Рис. 98. Крутые надвиги на флекуре при угле скальвания менее 45°:

a — начало процесса, трещины скальвания при своем развитии становятся надвигами на флекуре; *b* — поверхности надвигов объединились в волнистый взрез, штриховка — полости, образовавшиеся при смещении крыльев взреза

Рис. 99. Сбросы, осложняющие своды складок:

a — срединный грабен в верхнем комплексе диапирового купола (по С. В. Шумилину); при растяжении юрских и нижнемеловых слоев образовался грабен, в который осели верхнемеловые слои; эрозия сохранила верхнемеловые слои в грабене и на крыльях купола; *b* — схема геологического строения участка Прикаспийской депрессии. Серия диапировых куполов: 1 — юра; 2 — неомом; 3 — апт; 4 — альб; 5 — турон-сеиоман и более молодые породы, купола расчленены осевыми грабенами; *в* — сбросы на поднятии Морван (Франция), профили (по С. Н. Бубнову)



щих образование трещин скальвания и отрыва. Они вызывают и дальнейшее перемещение по этим трещинам.

Если угол скальвания близок к 45°, то разрывы скальвания образуются параллельно флекуре и нормально к ней. Смещения по первой системе постепенно заменяют пластическую флектуру, которая уступает свое место взрезу. Крыло поднятия разделяется на уступы, отделенные друг от друга взрезами. Но если угол скальвания, как это часто бывает, больше или меньше 45°, трещины скальвания располагаются не параллельно или нормально к слою на флекуре, а наклонно (рис. 98, *a*). В этом случае смещения по системе трещин скальвания, приближающиеся по своей ориентировке к направлению вертикального сдвига, имеют характер крутых надвигов. В процессе дальнейшего развития вертикального сдвига такие трещины разрастаются в длину. У их окончаний концентрируются напряжения и это приводит к тому, что, когда две соседние трещины, разрастаясь в длину, сближаются, между ними происходит прорыв и они объединяются в единый разрыв, в целом вертикальный, но в то же время — волнистый, т. е. в волнистый взрез. Дальнейшее смещение по этому взрезу приводит к образованию около его изгибов с одной стороны полостей, с другой — сжатия пород (рис. 98, *b*). Такие полости нередко являются местом аккумуляции минерального вещества, приносимого водными растворами. Они могут содержать и скопления промышленно ценных минералов.

На флексурах образуются также и кулисообразные трещины отрыва. При вертикальной флекуре они располагаются первоначально под углом 45° к ней, т. е. много положе, чем одна из систем трещин скальвания, затем поворачиваются и приобретают S-образную форму (см. гл. 3). На следующем этапе смещения по флекуре может произойти прорыв и кулисообразные трещины превращаются в волнистый взрез, который, как и в предыдущем случае, сопровождается образованием полостей и сжатых участков.

Выгибание слоев на складках поперечного изгиба ведет к растяжению вдоль слоев. Растяжение наиболее пластичных слоев может компенсироваться уменьшением их мощности. Относительно твердые слои, залегающие среди более пластичных, подвергаются разлинзованию и будинажу. Растяжение ведет также к образованию трещин отрыва и скальвания. При дальнейшем растяжении такие трещины переходят в разрывы со смещением. Среди них на сводах складок поперечного изгиба преобладают, как уже указывалось выше, нормальные сбросы, объединяющиеся в грабены и горсты. Нормальные сбросы, осложняющие своды складок поперечного изгиба и разделяющие эти своды на грабены и горсты, являются типичными структурами второго порядка для складок этого типа (рис. 99).

Сбросы растяжения на складках поперечного изгиба обычно затухают с глубиной. Пример затухания можно видеть на рис. 100. Оно объясняется тем, что большее давление на глубине способст-

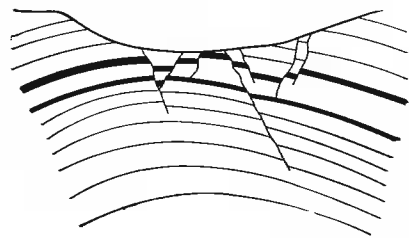


Рис. 100. Система сбросов на куполовидном поднятии, затухающих с глубиной. Апшеронский п-ов

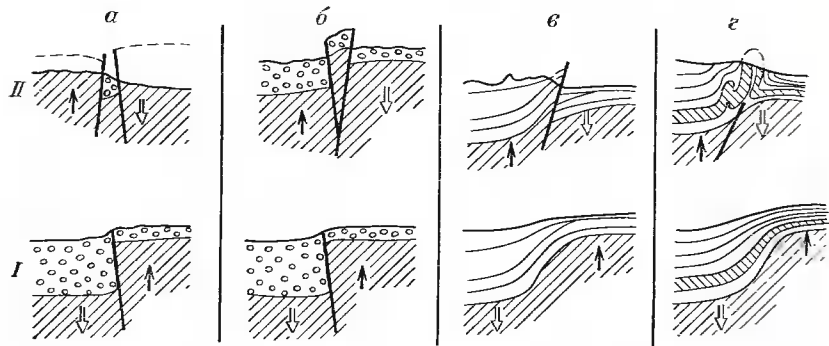
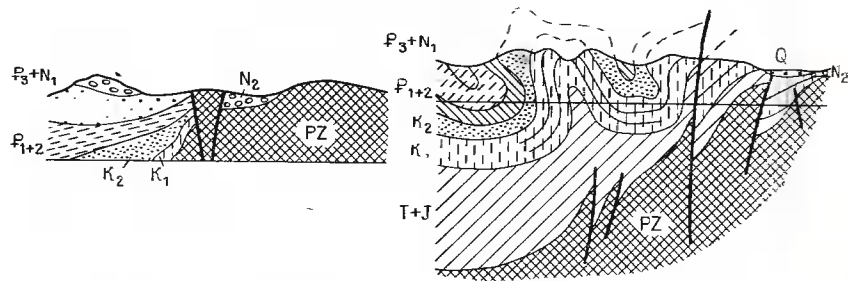


Рис. 101. Схема структурных осложнений на границе между складкой поперечного изгиба и соседней депрессией при изменении направлений их относительных вертикальных перемещений (по М. В. Гзовскому и др.):

a — грабен; *b* — горст; *v* — взброс; *z* — складки.
 I — первая стадия, опускание депрессии, расположенной слева, и поднятие складки поперечного изгиба; II — вторая стадия, последующее относительное поднятие депрессии. Вверху — природные примеры шовных горста, взбросов и складок

вует пластическому растяжению слоев с уменьшением их толщины в большей мере, чем образованию разрывов.

Особым типом структур, возникающих на крыльях складок поперечного изгиба, являются так называемые шовные складки, горсты и грабены [12]. Они образуются в результате изменения направления вертикального смещения на крыле складки. Если складка поперечного изгиба сначала поднималась относительно соседних участков, а затем несколько опустилась, то поверхность первоначально растянутых на крыле слоев уменьшается и они изгибаются в складку на перегибе от крыла к своду. При тех же знако-

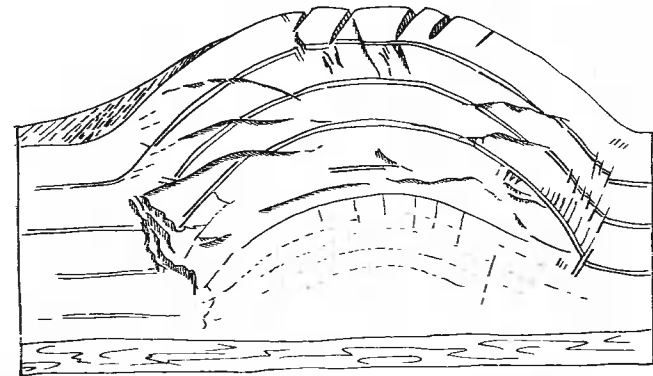


Рис. 102. Разрывы на складке поперечного изгиба. Глиняная модель (по М. В. Гзовскому)

переменных движениях могут возникать разрывы, высекающие крылья складки клинья в форме горстов и грабенов. Картина еще больше усложняется после нескольких повторных знакопеременных движений крыла относительно соседней депрессии. На рис. 101 изображена схема структурных осложнений, возникающих на границе двух участков и испытывающих относительные вертикальные перемещения меняющегося направления.

На рис. 102 изображена складка глыбового типа, воспроизведенная на глиняной модели. На этом рисунке можно видеть все типы описанных здесь разрывов, характерные для таких складок.

Тот же структурный парагенез, включающий флексуры, переходящие во взрезы, и структуры растяжения, состоящие из грабенов и горстов на вершинах, характерны и для антиклинорий. Последние представляют собой зоны интенсивного и контрастного поднятия, образующиеся в складчатых областях. Комплекс структур, связанный с поднятием антиклинория, независим от его ранее образовавшейся складчатой структуры. Он наложен на последнюю и является секущим по отношению к ней. Таким образом, в этом случае сочетаются два структурных парагенеза: первый связан с обстановкой горизонтального сжатия (складчатость), второй — с обстановкой вертикального сдвига (флексуры, взрезы, сбросы). Из взаимоотношения этих парагенезов следует, что механическая обстановка здесь с течением времени изменилась: горизонтальное сжатие сменилось вертикальным сдвигом.

На пологих антиклиналях в соответствии с малой контрастностью их поднятия относительно соседних синеклиз краевые флексуры и взрезы если и проявляются, то в малом масштабе. Флексуры обычно представлены прерывистыми полосами несколько более крутого залегания слоев. Взрезы имеют очень малую амплитуду. Остаются структуры растяжения на вершине антиклинория. Здесь мы возвращаемся к той структурной обстановке, которая была рассмотрена выше в разделе, посвященном механической обстановке горизонтального растяжения в земной коре и условиям образова-

ния рифтов. Эти две обстановки — горизонтального растяжения и вертикального сдвига — имеют общие черты, выраженные в образовании структур растяжения; к ним в обстановке вертикального сдвига прибавляются краевые флексуры и взрезы.

Значительные осложнения вносятся в рассматриваемую механическую обстановку вертикального сдвига тем, что в слоях, когда в них создаются уклоны, нарушается гравитационное равновесие и в результате в слоях может развиваться течение с поднятых участков в сторону депрессий. Эти случаи будут рассмотрены в следующем разделе.

В заключение отметим, что складки поперечного изгиба отличаются от складок продольного изгиба и течения не только морфологически, но и по своей истории: они развиваются длительно, одновременно с накоплением осадков, обычно на фоне общего погружения обширного участка земной коры, охватывающего целую систему таких складок, тогда как складки продольного изгиба, образующие полную или голоморфную складчатость, формируются путем сравнительно кратковременных фаз. Постепенность и конседиментационность образования складок поперечного изгиба ведет к зависимости распределения мощностей и фаций осадков от индивидуальных складок: мощности осадков уменьшаются, а фации становятся грубее по мере приближения к своду складки. Уменьшение мощностей к своду ведет к постепенному выполаживанию слоев вверх по разрезу независимо от выполаживания по механическим причинам, о котором упоминалось выше.

Связь распределения мощностей и фаций с отдельными антиклиналями поперечного изгиба создает сходство между антиклиналями и глыбово-волновыми медленными колебательными движениями земной коры [4]. Сходство это еще больше укрепляется тем, что антиклинали поперечного изгиба нередко перемещаются с течением времени, так что в разное время свод и соответственно область меньших мощностей осадков могут оказаться в стороне от того места, где они были раньше. Существуют «инверсионные» складки поперечного изгиба, в истории которых вначале происходило прогибание земной коры, а затем поднятие, что и фиксируется тем, что уменьшение мощности слоев с некоторого времени наблюдается там, где раньше, наоборот, было возрастание мощности.

Все это приводит некоторых исследователей к мнению, что структуры поперечного изгиба вообще не следует считать складками, а надо относить их к структурам особого класса. С. А. Захаров [23], например, называет их анакимами (выпуклые формы) и катакимами (вогнутые формы), однако этот подход к классификации складок поперечного изгиба не получил распространения, хотя ему нельзя отказать в логичности.

В этой обстановке основным деформирующим фактором является объемная сила тяжести. То обстоятельство, что сила прикладывается непосредственно к любой частице породы, создает принципиальные особенности процесса деформации, не похожие на условия, когда деформация вызвана поверхностными силами. При действии поверхностных сил объемы пород, находящиеся в отдалении от места приложения сил, могут быть деформированы только после того, как на них механически воздействуют блоки, расположенные ближе к источнику сил. Под действием объемной силы любой участок породы может деформироваться самостоятельно, в той или иной мере, независимо от деформаций в окружающих его блоках.

Деформации, вызываемые объемной силой тяжести, образуются при стекании пород (в силу их ползучести) под уклон, который мог образоваться в результате вертикальных движений земной коры. Такое стекание направлено со склонов поднятий в сторону соседних депрессий. Деформации по той же причине могут возникать при растекании пластичных масс горных пород по горизонтальной поверхности, если скопление этих пород образует слой или массив, не поддерживаемый сбоку другими массами. Наконец, они могут быть результатом движения пластичных масс вверх, вертикально или наклонно, что происходит при наличии инверсии плотностей [18, 43].

Рассмотрим некоторые особенности структурных форм, образующихся при стекании пород под уклон, при растекании и при подъеме в обстановке инверсии плотностей.

Наиболее простым результатом стекания слоев горных пород под уклон является смятие этих слоев там, где стекание тормозится и останавливается. В стекающем под уклон под действием силы тяжести массиве развиваются растягивающие напряжения, поскольку нижняя часть массива приходит в движение первой, а затем движение распространяется в верхние части массива. Но там, где эта стекающая масса встретит сопротивление (например, в связи с изменившимся уклоном), нижние части массива замедляют свое движение или вовсе останавливаются, и под продолжающимся давлением вышележащих частей в массиве происходит смена растяжения сжатием. Если склон был бы совершенно ровным, то слой, стекая с него, должны были бы смяться в складки только на подступах к соседней депрессии, где стекание должно остановиться, поскольку уклон кончается. Однако склоны тектонических поднятий, как правило, бывают ступенчатыми и каждая такая ступень состоит из крутого уступа, с которого может произойти стекание слоев, и пологой площадки, на которой это стекание тормозится. Поэтому гравитационная складчатость может покрывать весь склон, хотя в ней обязательно должна наблюдаться неравномерность: чередование полос усиления складчатости с более спокойными полосами. Зоны скупивания складок должны чередовать-

ся с зонами растяжения. Такая неравномерность в складчатых структурах наблюдается на склонах антиклинорий и во многих случаях она может быть объяснена именно этим механизмом (см. рис. 11). Гравитационные складки, подобно складкам продольно-го изгиба, сопровождаются чешуйчатыми надвигами.

Более сложными гравитационными структурами являются тектонические покровы, среди которых можно выделить покровы растекания, покровы-навесы, покровы скольжения и покровы стекания.

Понятие о покрове растекания было введено Х. Рамбергом [43]. Он имел в виду растекание пластичного массива пород по горизонтальной или близкой к горизонтальной поверхности, которое происходит в том случае, если этот массив не поддерживается с какой-либо стороны другими массивами пород. Такое растекание вполне аналогично течению равнинного ледника. Оно может происходить и в том случае, если к данному массиву примыкают другие массивы пород, но меньшей плотности. При растекании центр тяжести массива опускается, т. е. достигается энергетически более устойчивое состояние. Очевидно, что для растекания необходимо благоприятное сочетание плотностей участвующих в течении массивов пород, их толщины, пределов текучести и вязкостей. Х. Рамберг указывает на то, что такие покровы, растекающиеся как ледники, широко развиты в каледонидах Скандинавии. Но элементы процесса растекания проявляются при образовании и других типов покровов, описываемых ниже.

Покровы-навесы соответствуют начальной стадии образования покровов скольжения и стекания, когда движение массива пород на уклоне началось, а сам массив еще не отделился от своего корня. Такие структуры появляются в результате растекания верхней части блока пород, поднятого выше соседних блоков. Вначале это чисто пластическое растекание, подобное течению покрова предыдущего типа. Различие состоит в том, что поднятый блок продолжается в глубину, где он ограничен от окружающих пород вертикальными разрывами. О покрове можно говорить, когда разрыв, ограничивающий поднятый блок и являющийся на глубине вертикальным взрезом, становится вверх все более пологим, вплоть до горизонтального положения. По этому разрыву со стороны поднятого блока наволакивается на окружающие породы тектонический покров, образующий как бы навес или козырек.

Если мы будем двигаться вдоль разрыва по эрозионной поверхности, то сможем увидеть, как в одном месте поднятый блок ограничен вертикальным разрывом (взрезом), а в другом он имеет оторочку в виде тектонического покрова, потому что переход от вертикального разрыва к наклонному и горизонтальному происходит то на одном, то на другом высотном уровне.

На рис. 103 изображены три профиля через крыло Тюрингского поднятия, которое одновременно является крылом Тюрингской депрессии (ГДР). Поднятие и депрессия образовались в процессе вертикальных движений земной коры. На рис. 103, а видно, что граница между поднятием и депрессией выражена флексурой. На

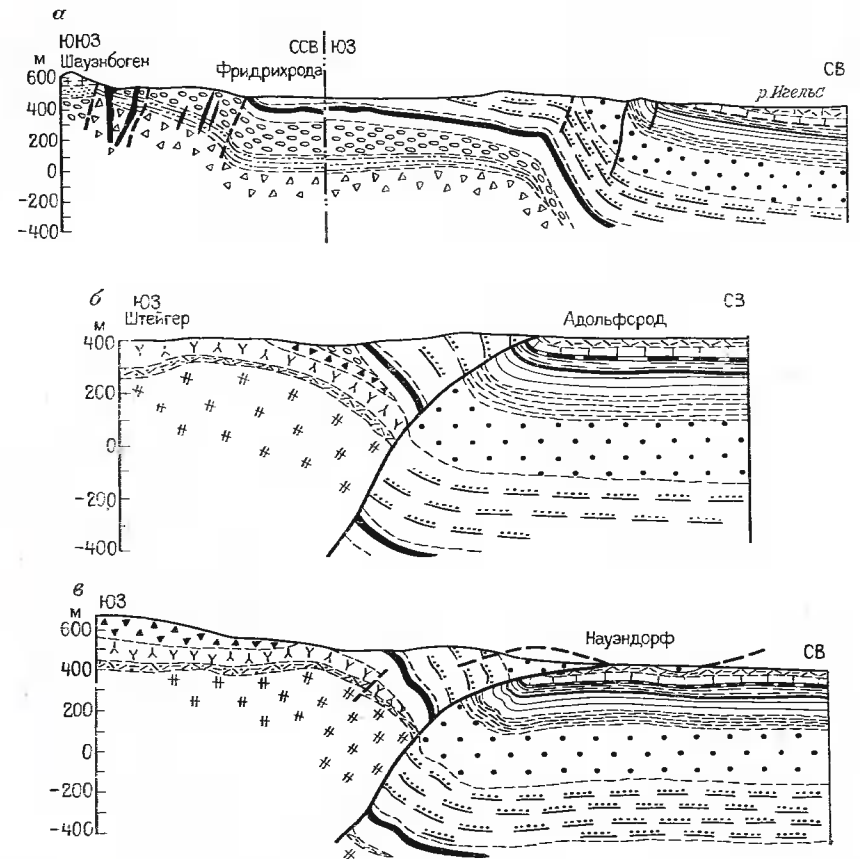


Рис. 103. Три параллельных профиля через границу между Тюрингским поднятием и Тюрингской депрессией, ГДР (по Э. Грумбту).

По простиранию флексура переходит во все более пологий надвиг в результате гравитационного развалывания поднятого блока: а — флексура; б — крутой надвиг; в — тектонический покров-навес

профиле на рис. 103, б, проведенном через ту же границу с некоторым смещением по простиранию, флексура сменилась крутым надвигом. Наконец, на профиле на рис. 103, в, проведенном еще дальше по простиранию, крутой надвиг сменился близ поверхности тектоническим покровом, перемещенным по волнистой поверхности на расстоянии свыше 1 км.

Аналогичные покровы-навесы наблюдаются в Северном Тянь-Шане на границах между поднятыми блоками и депрессиями. Амплитуда покровов этого типа может достигать 10 км и более.

Покровы скольжения образованы пачками слоев, соскользнувшими по пластичной «скользкой» подстилке, в роли которой выступают серии слоев, залегающие либо в подошве покрова, либо в кровле подстилающих пород. При этом слои внутри

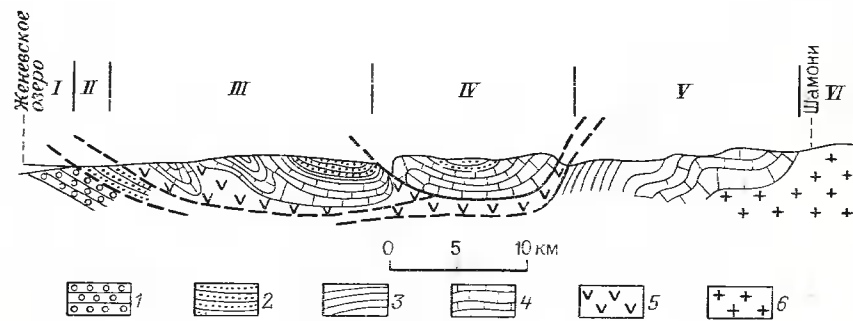


Рис. 104. Схематический профиль через Верхнесавойские Предальпы:

1 — верхнепалеогеновая моласса; 2 — нижнепалеогеновый флиш; 3 — меловые отложения; 4 — юрские отложения; 5 — гипсоносные отложения триаса; 6 — кристаллические породы докембрия. I — автохтон, II — Ультрагельветская зона, III — Средняя Предальпийская зона (покров «меднан»), IV — Верхняя Предальпийская зона (брекчиевый покров), V — зона Моркль, VI — зона Внешних кристаллических массивов

покрова деформированы слабо. На рис. 104 изображен пример покрова этого типа. Скольжение происходило по подстилке гипсоносных глин триаса. В покрове участвуют породы триаса, юры, мела и палеоцен-эоцена. Скольжению способствовало и то, что в кровле подстилающих пород залегают пластичные породы палеоцен-эоценового флиша. Внутри покрова слои почти не деформированы; они соскользнули цельными крупными блоками.

Покровы стекания называются также покровами гельветского типа.

Их внутреннее строение определяется «фигурами течения» слагающих пластичных пород. Последние расплываются в направлении уклона и их вертикальная мощность уменьшается. «Струи» потока набегает друг на друга и пачки слоев подворачиваются и

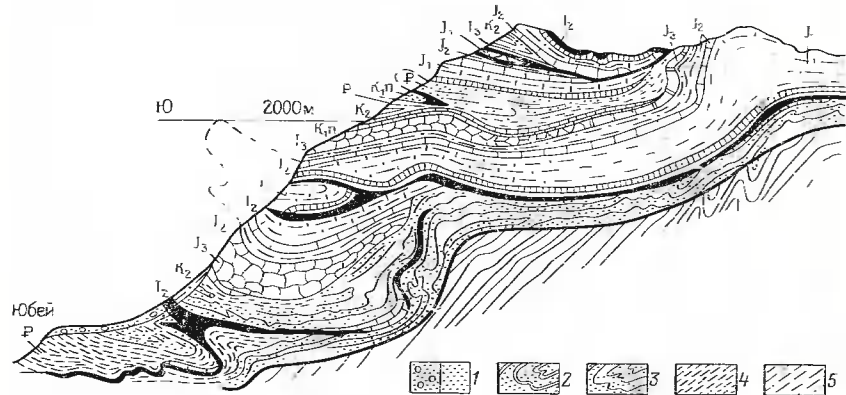


Рис. 105. Гравитационный покров Юбей-Амбрин (Альпы, Франция):

1 — морена, делювий. Покров: 2—4 — палеоцен-эоцен; 5 — верхний мел; 6 — неокон; 7 — нижний триас (гипсы); 8 — нижний триас. Автохтон: 14 — бат-оксфорд

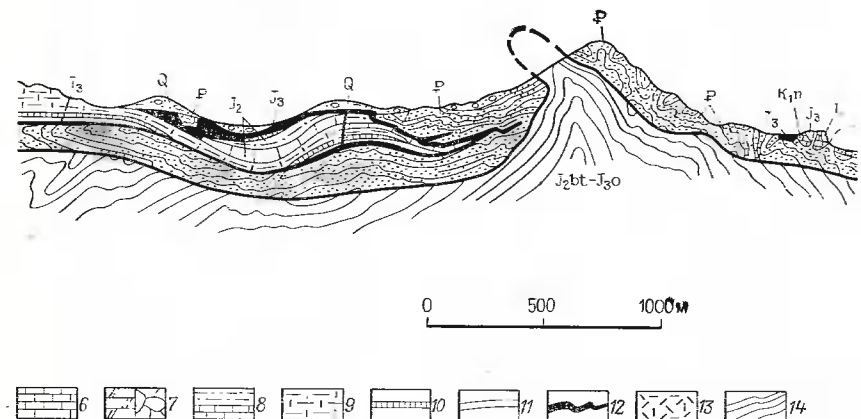
закручиваются. Это ведет к образованию лежачих, сплюснутых в вертикальном направлении изоклиналиных складок, нагроможденных друг на друга. Многие складки оказываются неполными, так как отдельные пачки слоев целиком пережимаются и развальцовываются. Поэтому в разрезе покрова сплошь и рядом наблюдается причудливая перемежаемость стратиграфических подразделений. Структура может еще больше усложниться, если образовавшийся покров подвергнется последующим складчатым или разрывным деформациям. На него может надвинуться другой покров и своей тяжестью частично его раздавить и выжать из-под себя. Подстилающие породы вжимаются по зияющим разрывам внутрь покрова (особенно если вышележащие породы тяжелее подстилающих).

Горизонтальные перемещения покровов «стекания» достигают десятков километров. Такие перемещения происходят не в один прием, а развиваются постепенно, многократно возобновляясь по мере расширения и усиления поднятия, с которого покров стекает. Уклоны, необходимые для образования покровов стекания, а также покровов скольжения, стекающих и соскальзывающих очень медленно — в течение миллионов лет, по-видимому, крайне малы и не превышают одного градуса.

На рис. 105 изображен типичный шарьяж гельветского типа, в котором можно разглядеть все те особенности внутренней структуры, о которых здесь шла речь.

В обстановке инверсии плотности в земной коре как в осадочных, так и в метаморфических и магматических породах образуются различные «структуры всплывания» («инъекционные дислокации», по Ю. А. Косыгину [26]).

Типичными структурами всплывания являются ядра соляных и других диапиров. Как было указано в гл. 1, наблюдаются разные



малым; 8 — оксфорд, келловей, доггер; 9 — лейас; 10 — рэт; 11 — верхний триас; 12 — сред-

степени нагнетания в таких ядрах: от пологого линзообразного утолщения пластичного и легкого слоя до высоких столбов, проникающих сквозь вышележащие породы. Возможно, что в настоящее время мы недооцениваем роль таких структур в строении земной коры. Так, например, Л. Н. Розанов [44] считает, что многие пологие куполовидные складки прерывистого типа, развитые на платформах и считающиеся обычно складками глыбового происхождения, на самом деле образованы в результате неравномерного горизонтального перетекания с одних мест в другие некоторых пачек слоев на глубине. При этом предполагается, что перетекание может происходить не только в соли или глинах, но и в известняках.

Эта точка зрения получила поддержку в некоторых результатах теоретических расчетов, которые показали, что при вертикальных движениях земной коры, сопровождаемых осадконакоплением в прогибах и денудацией на поднятиях, создаются такие разности вертикальных нагрузок, которые делают вполне возможными горизонтальные перемещения материала в земной коре [22]. При этих перемещениях образуются местные участки нагнетания и выжимания. Этот процесс находится в зависимости от ряда факторов: длительности процесса, вязкости слоев, их плотности, формы поднятий и прогибов, скорости осадконакопления и денудации и др. При некоторых сочетаниях перечисленных факторов горизонтальное течение слоев земной коры может приводить к сложным формам дисгармонии в земной коре и к образованию в ней на том или ином уровне бескорневых скоплений материала, которые в покрывающих слоях будут иметь вид складок прерывистого типа.

Эта рассеянная форма процессов выжимания, нагнетания и всплывания в земной коре пока еще не изучена. Типичными структурами всплывания все же остаются ядра соляных диапиров.

Если такие ядра достаточно высоки, то наблюдается тенденция к пережиманию их в нижней части и к капле- или грибообразному раздуванию вверх. Верхняя часть такой структуры может полностью отделиться от основания и двигаться вверх самостоятельно.

Внутри диапировых ядер при наличии слоистости наблюдаются узкие, сдавленные, растянутые в вертикальном направлении изоклинальные складки. Слои местами развальцовываются вплоть до полного выклинивания. Это — складки течения второго порядка внутри общей складки течения первого порядка, каковой является все диапировое ядро. Складками течения мы называем в отличие от складок продольного и поперечного изгиба, изгибы слоев, образующиеся под действием объемных напряжений. Эти изгибы представляют собой отражение неравномерного течения слоистого материала. Складки течения диапировых ядер образуются на фоне общего движения материала вверх как результат того, что движение это распадается на потоки, одни из которых идут вперед, другие отстают. По-видимому, именно такие складки Е. И. Паталаха [35] называет складками ламинарного течения,

хотя физический термин «ламинарный» здесь едва ли подходит. Своей растянутой формой эти складки второго порядка похожи на складки, осложняющие внутреннее строение покрова гельветского типа. Но в диапировых ядрах они растянуты не горизонтально, как в покровах, а вертикально.

Верхний комплекс диапировых складок, изгибающийся под давлением всплывающего ядра, образует структуру, которую уже нельзя отнести к складкам течения. Это складка поперечного изгиба с характерным растяжением на своде.

Адвективный механизм всплывания пластичных пород в условиях инверсии плотности был уже рассмотрен в гл. 3. Там было указано на связь размеров диапировых структур с мощностью питающего слоя, а также на роль вязкости участвующих в диапировом процессе пород. Обращалось внимание также на значение разломов в земной коре при локализации диапировых структур. Последнее мы хотели бы еще раз отметить. На окраинах складчатых зон, где обычно много диапиров, большая часть их вытягивается вдоль разломов, образуя не столько округлые купола, сколько узкие вытянутые гребневидные антиклинали, противопоставленные соседним широким и пологим синклиналям. Отсюда следует часто наблюдающаяся связь диапировых складок с глыбовой структурой жесткого фундамента: диапиры преимущественно располагаются как раз над швами между глыбами. Например, глыбовое поднятие фундамента может быть окаймлено сверху двумя диапировыми складками — «ушами» (рис. 106). Очевидно, что взрезы, разделяющие глыбы фундамента, продолжают вверх в осадочном чехле в форме в той или иной мере разрыхленных зон, по которым и происходит внедрение диапировых складок, если наличие инверсии плотности и пластичных пород создает к этому условия.

Интересное осложнение наблюдается на поверхности глубоко размытых глинистых ядер некоторых антиклиналей на Керченском полуострове. Сложенные крутозалегающими сильно развальцованными слоями майкопских (олигоценых-нижнемиоценовых) глин, эти ядра осложнены «вдавленными мульдами» — округлыми синклинальными впадинами, образованными песчаниками и известняками миоцена (рис. 107). Эти мульды возникли в связи с тем, что глины ядра выжимаются по периферии размытой части последнего под тяжестью вышележащих пород сильнее, чем в центре ядра, удаленного от покрывающих пород. В результате, середина ядра отстает, и здесь сохраняются миоценовые отложения, уже размытые по периферии. В дальнейшем относительно тяжелые миоценовые породы постепенно погружаются крупными глыбами в относительно легкие майкопские глины, которые отжимаются в стороны. При этом глыбы принимают форму округлых блюдец, обеспечивающую наименьшее трение при погружении в глины.

Гравитационные складки «всплывания» образуются не только в осадочных породах, но и в кристаллических интрузивных и метаморфических породах.

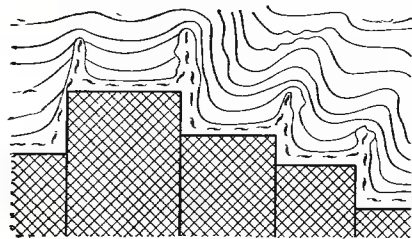


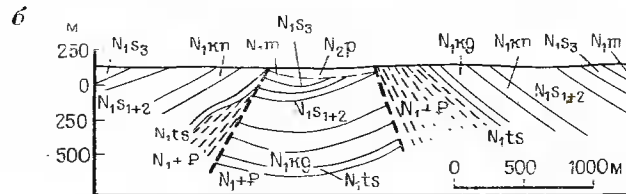
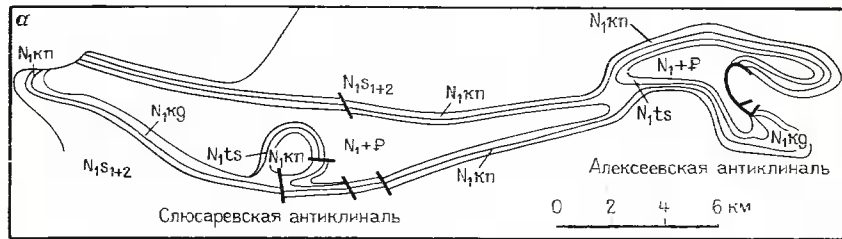
Рис. 106. Схема локализации диапировых складок над разломами в жестком фундаменте:

1 — осадочный чехол; 2 — пластичные породы низкой плотности; 3 — породы фундамента



Рис. 107. Вдавненные мульды в складках нагнетания:

а — вдавненные мульды на своде глиняной диапировой антиклинали. Керченский п-ов (по А. Д. Архангельскому и др.); б — то же, в разрезе (по Н. Б. Лебедевой)



На рис. 108 изображены гранито-гнейсовые купол и валы в штате Мэриленд (США). Часто такие купола состоят из гранита в средней части и окружающих его мигматитов и гнейсов во внешней. Для их периферической части характерна плоская текстура, параллельная границам массива. Размеры куполов колеблются от нескольких километров до десятков километров [47].

Очень важную роль в строении складчатых зон играют глубинные диапиры, сложенные метаморфическими сланцами низкой степени метаморфизма — от филлитов до зеленосланцевой фации. Инверсия плотностей в этом случае достигается в результате прогревания пород при метаморфизме и выделения воды и газов из минералов. Пока вода и газы остаются в порах породы, плотность последней значительно снижается (см. гл. 3).

Благодаря слоистости и сланцеватости в метаморфических породах особенно хорошо видны внутренние складки течения. Такие метаморфические диапиры обычно имеют линейную вытянутую форму. Это связано с тем, что их подъем приурочивается к глубинным разломам. Внедряясь в вышележащие породы, они раздвигают их в стороны и сминают в складки. Последние отно-

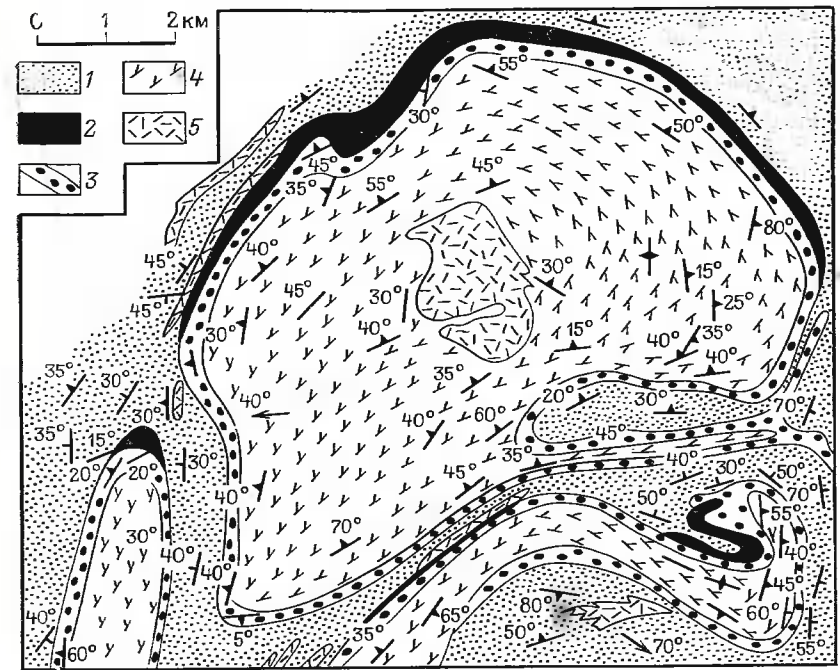


Рис. 108. Гнейсовый купол и валы в штате Мэриленд, США (по Г. Клоосу):

1—3 — нижнепалеозойские метаморфические породы; 4 — гнейс; 5 — гранит

сятся уже к типу складок продольного изгиба, поскольку они образовались под влиянием внешнего горизонтального давления.

В осевой части Большого Кавказского хребта (см. рис. 12) выделяется глубинный диапир, сложенный нижнеюрскими сланцами, находящимися в начальной стадии метаморфизма. Ядро диапира осложнено крутыми изоклинальными складками течения. По обе стороны от диапирового ядра в результате его расширяющего действия слои средней юры и более молодые отложения смяты в складки продольного изгиба, которые на южном склоне хребта осложнены надвигами и вместе с последними образуют чешуйчатую структуру.

С глубинным диапиром также связаны глубинные тектонические покровы, называемые покровами пеннинского типа. Они представляют собой осложнение глубинных диапиров. Верхняя часть диапира на некоторой стадии подъема наклоняется и надвигается на прилегающие породы. Надвигание может происходить в одну или разные стороны грибообразно. Примерно могут служить Пеннинские покровы Швейцарских Альп (рис. 109). Они сложены метаморфизованными и гранитизированными породами палеозоя и мезозоя. Покровы этого типа представлены, как и гельветские покровы, нагромождением лежащих сильно растяну-

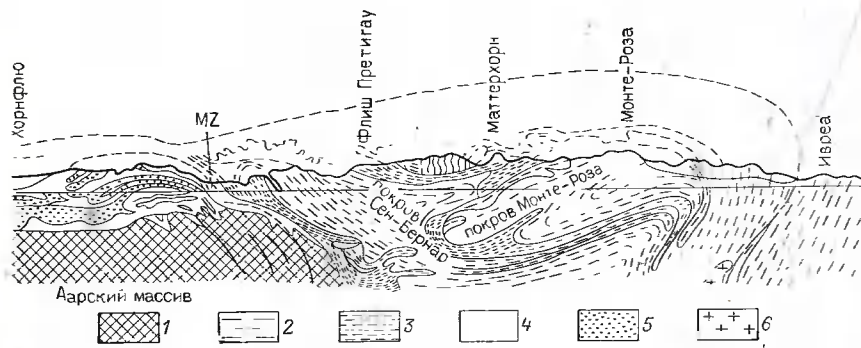


Рис. 109. Пеннинские покровы в Швейцарских Альпах (по Э. Аргану):

1 — палеозойские граниты и гнейсы; 2 — палеозойские метаморфические породы, активизированные альпийским метаморфизмом; 3 — нижнемезозойские метаморфизованные породы; 4 — мезозойские неметаморфизованные породы; 5 — эоценовый флиш; 6 — граниты палеогена-неогена

тых в горизонтальном направлении развальцованных складок. Амплитуда перемещения таких покровов измеряется несколькими десятками километров.

После всплывания, остывания и потери воды материал глубинных покровов становится все более тяжелым. Признаком этого является раздавливание вышележащими покровами пород автохтона или других покровов, залегающих ниже. Такое раздавливание верхним пеннинским покровом нижележащего покрова видно на рис. 109: покров Монте-Роза раздавил покров Сен-Бернар и выжал его из-под себя.

Каков же основной опознавательный признак структур течения? Если в складках продольного или поперечного изгиба все части складок механически тесно связаны друг с другом и антиклинальная складка растет, потому что ее «подталкивают» соседние участки пород, то в складке течения замковая часть антиклинали движется самостоятельно и может опережать в своем движении более глубокие части той же складки.

Отсюда — растянутость складок течения в горизонтальном или вертикальном направлении, пережимание их близ основания, возникновение веерообразных форм, полное развальцевание некоторых слоев. Фронтальная часть складки может при этом полностью отделиться от более глубоких частей и двигаться вниз или вверх (в зависимости от того, имеем ли мы дело со складками стекания или всплывания) самостоятельно.

Из этого механизма вытекают и особенности тех разрывов, которыми сопровождаются складки течения. Это — главным образом разрывы вязкого скалывания, образующиеся после очень значительных пластических деформаций и значительного растягивания и утонения слоев. Такие разрывы в своем положении близки к положению слоев: они почти параллельны последним и вместе с тем параллельны осевым поверхностям складок. При складках

стекания это — очень пологие или ныряющие надвиги, при складках всплывания — это крутые взбросы или взрезы. Основное значение имеют разрывы, отделяющие глубинный диапир от окружающих пород или тектонический покров от автохтона. С ними связаны разнообразные тектониты.

Здесь уместно будет вернуться к вопросу о сланцеватости. В литературе неоднократно отмечалось, что в метаморфических породах сланцеватость часто бывает параллельной слоям и изгибается в складки вместе с ними. Вероятно, далеко не во всех случаях это заключение обосновано: так называемая метаморфическая дифференциация приводит к развитию гнейсовидности, ошибочно принимаемой геологами за слоистость, но которая в действительности таковой не является и образуется по кливажу и полностью маскирует исходную слоистость.

Параллельность сланцеватости и слоев вполне закономерна на крыльях изоклинальных складок, и если замки складок раздавлены и плохо различимы, то секущий характер кливажа может ускользнуть от наблюдения. Обманчивая послойность последнего может быть связана также с повторным наложением друг на друга складчатых деформаций, когда кливаж осевой поверхности предыдущей генерации изгибается в складки последующей генерации (см. ниже).

Однако все же во многих других случаях параллельность сланцеватости и слоев устанавливается в метаморфических породах с достаточной уверенностью. Чтобы объяснить это, вспомним, что было сказано выше о первичной листоватости глин, которая обычно параллельна слоям. Если метаморфизм превратит эту листоватость в кристаллизационную сланцеватость, то последняя тоже будет параллельна слоям. В складках продольного изгиба такая текстура в дальнейшем, по-видимому, перестраивается, перекрываясь кливажем осевой поверхности. Но в складках течения сам механизм их образования может поддерживать параллельность сланцеватости и слоев. Складки течения образуются не в результате продольного сжатия, а за счет растяжения слоев. В этих условиях длинная ось деформации параллельна слою. Поэтому в слое образуется или поддерживается плоскопараллельная текстура, параллельная слою на всем протяжении складки, включая замки.

Необходимо отметить, что в проблеме образования сланцеватости пока еще не все ясно.

Опознавательным признаком структур течения может служить также явление, которое условно назовем «тектонической квазитурбулентностью».

Так как при образовании складок течения направляющее влияние со стороны поверхности, к которой приложены внешние силы, отсутствует, то в породах под действием объемной силы развивается свободное течение и оно, в связи с неоднородностью среды, может приобретать весьма сложные формы. В этом течении могут возникать завихрения, извилистая струйчатость и другие явления. В какой-то мере эти явления имеют сходство с тем, что в гидро-

динамике называется турбулентностью потока. Однако это — квазитурбулентность, поскольку в образовании настоящей турбулентности ведущую роль играют силы инерции, которые в тектонических деформациях, в силу их медленности практически не имеют никакого значения.

Такая «тектоническая квазитурбулентность» ведет к дисгармонии в складчатой структуре, когда в разных слоях и их пачках деформации различны по сложности, а также к тому, что ранее образовавшиеся складки (и вместе с ними разрывы) подвергаются повторному смятию в том или в другом направлении. Наложение новых складок на ранее образованные может повторяться несколько раз.

Подобные сложности структуры особенно характерны для метаморфических толщ, преимущественно древних (докембрийских). Это объясняется тем, что породы во время метаморфизма становятся особенно текучими и это способствует «турбулентности» при их деформациях, а также тем, что основную роль в деформациях метаморфических пород играет течение, вызванное объемными напряжениями.

При наложении складок нескольких генераций и разных нап-

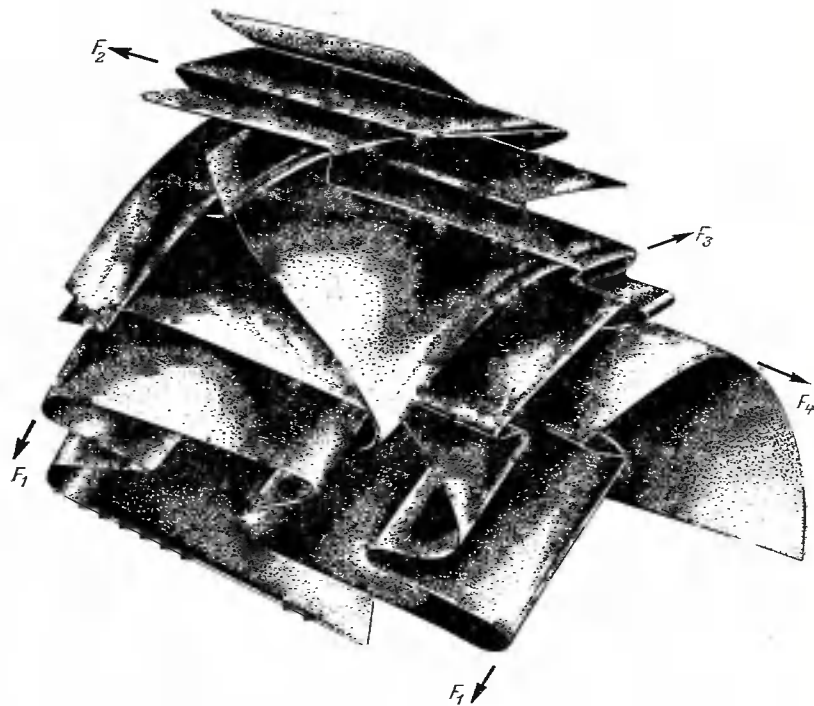


Рис. 110. Пространственная модель четырех генераций складок, наложенных друг на друга. Рифейские породы Макбальского антиклинория в Киргизском хребте

равлений геометрия структуры рисуемая по положению слоев может быть очень сложной [62].

Довольно часто распространены складки первой генерации — изоклинальные и лежачие, а также складки второй генерации — открытые с вертикальными осевыми поверхностями. На рис. 110 изображены складки четырех генераций. На рис. 111 виден горизонтальный срез через слоистую толщу, претерпевшую двойную деформацию, показанную на рис. 112. При движении с севера на юг мы обнаруживаем сначала антиклиналь, погружающуюся к югу, а затем на ее простираении синклинали с опрокинутым шарниром, погружающимся в том же южном направлении. Далее расположена поперечная антиклиналь. Но слои, ее окаймляющие залегают на поверхности синклинально.

Очевидно, что если стратиграфия района исследований недостаточно разработана (в метаморфических толщах это довольно частый случай), геолог, двигающийся с севера на юг вдоль оси упомянутых структур, предположит, что он находится в пределах одной погружающейся к югу антиклинали вплоть до второго выхода слоя, показанного черным цветом. При этом ему будет казаться, что черный слой повторяется в стратиграфическом

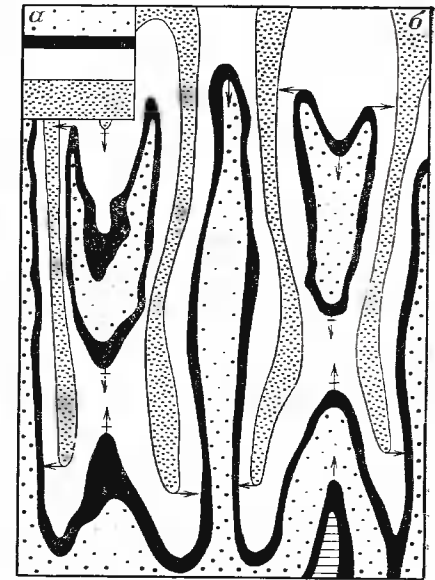


Рис. 111. Горизонтальные срезы через слоистую толщу, подвергшуюся двойной деформации, схема которой изображена на рис. 112:

a — стратиграфическая последовательность слоев; *b* — горизонтальный срез по плоскости *l*

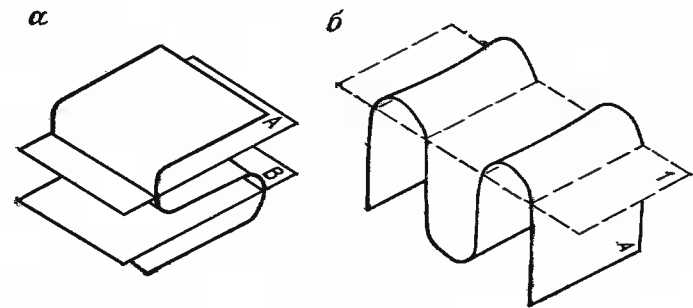


Рис. 112. Схема двойной деформации:

a — слой, смятый в лежачие изоклинальные складки с горизонтальными осевыми поверхностями *A* и *B*; *b* — осевые поверхности (показана одна поверхность *A*) смяты в складки с вертикальными осевыми поверхностями; пунктир — горизонтальный срез, изображенный на рис. 111

разрезах дважды. Южнее, по-видимому, будет предположен поперечный синклиальный перегиб и новый подъем шарнира антиклинали. На самом же деле перегиб является антиклинальным, а на крайнем юге мы попадаем в синклиналь с перевернутым, падающим к северу шарниром.

Отметим, что то, что нашему геологу казалось бы меридиональной антиклиналью, действительно является антиклиналью, но — второй генерации. В ней изогнуты уже не слои, а образовавшиеся ранее изоклинальные складки.

Каждая генерация складок может иметь свой кливаж течения, ориентированный параллельно осевой поверхности этих складок. Происходит взаимное наложение не только складок, но и кливажей разных генераций. Например, на рис. 113 первый кливаж (S_1), отвечающий I генерации складок (F_1), сминается в складки. Это — складки II генерации (F_2), они сопровождаются вторым кливажем (S_2). Последний, в свою очередь, может быть смят в складки III генерации (F_3), которая также сопровождается кливажем (S_3). В результате первая складчатая структура подвергается такому искажению, что найти ее в обнажениях или шлифах крайне трудно.

В подобных сложных структурных условиях часто развивается так называемый «кливаж пloyчатости». Предыдущий кливаж сминается в очень мелкие — миллиметровой и сантиметровой величины — складочки. Обычно эти складочки указывают на то, что в какую-то стадию деформации сжатие было направлено параллельно кливажу. А по крыльям этих мелких складочек развивается новый кливаж. Он и называется «кливажем пloyчатости» (рис. 114).

Образование разно ориентированных складок последовательных генераций можно объяснить механизмом адвективных движений в земной коре при образовании глубинных диапиров [18, 62]. На рис. 115 изображена кинематика этих движений, возникающих в условиях инверсии плотностей. Предполагается, что плотность слоев постепенно уменьшается с глубиной. На диаграмме изображены линии течения и разделов между слоями. В исходном положении на вертикальном разрезе они ограничивают квадратные ячейки (рис. 115, а). Но проследивая ячейки в процессе их дальнейшего движения, мы увидим, что они деформируются, превращаясь в трапеции и ромбы (см. изменение зачерченной ячейки на рис. 115, б—ж). При этом на разных уровнях адвектива ориентировка деформации различна: в нижней части потока ось сжатия направлена горизонтально, а ось удлинения — вертикально. В верхней же части потока, где адвектив расплывается грибообразно, ось сжатия становится вертикальной, а ось удлинения — горизонтальной.

Соответственно в глубине потока образуются складки с вертикальными осевыми поверхностями, которые, достигнув верхней части, осложняются складками II генерации с горизонтальными осевыми поверхностями (рис. 116).

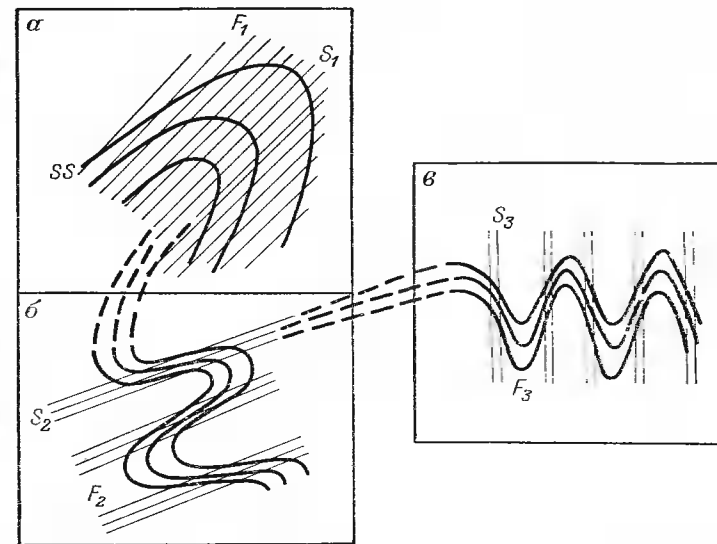


Рис. 113. Схема принципиальных взаимоотношений между тремя генерациями складок и кливажа:
а — складка (F_1) и кливаж (S_1) I генерации; б — складки (F_2) и кливаж (S_2) II генерации; в — складки (F_3) и кливаж (S_3) III генерации

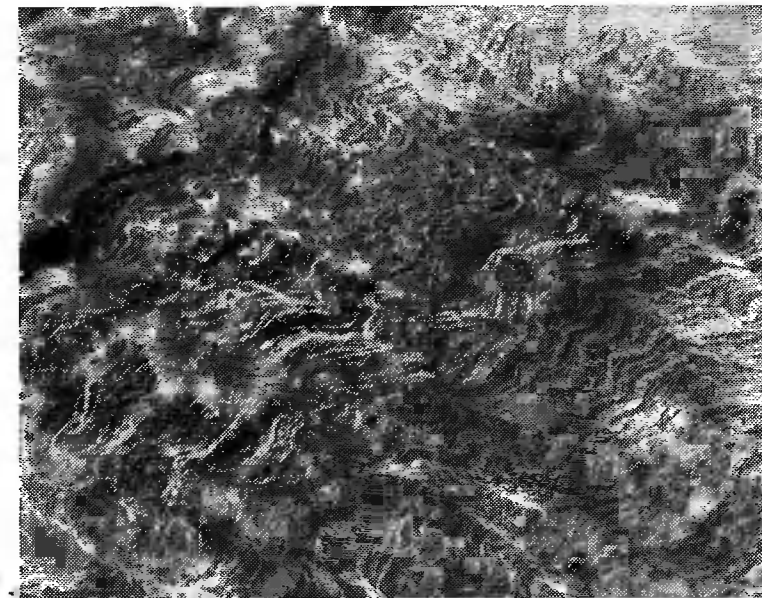


Рис. 114. Кливаж пloyчатости. Дорифейские сланцы. Киргизский хребет (фото В. Г. Талицкого)

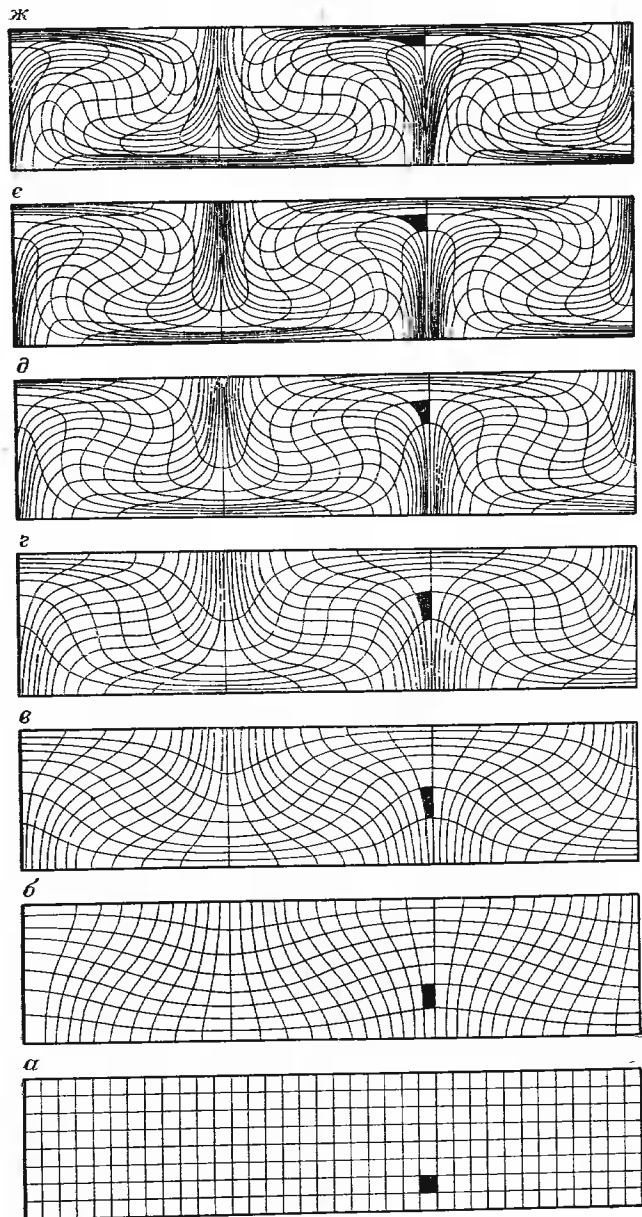


Рис. 115. Кинематика адвекции, вызванной инверсией плотности (по М. А. Гончарову).

Показаны стадии процесса. Линии изображают слои и направления течения. Одна ячейка зачернена, чтобы показать, как меняется ее форма в ходе адвекции

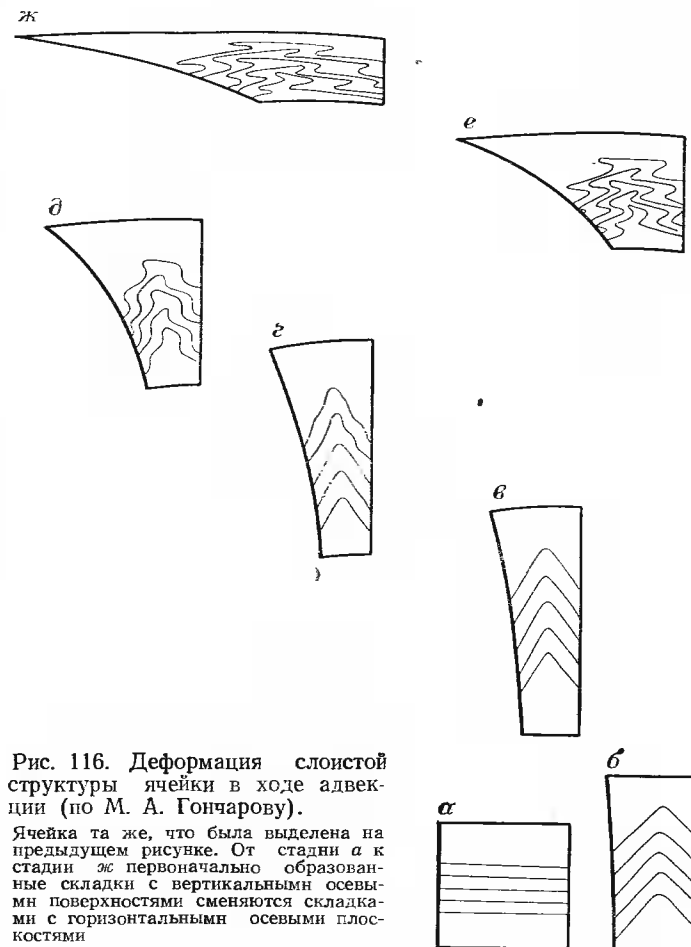


Рис. 116. Деформация слоистой структуры ячейки в ходе адвекции (по М. А. Гончарову).

Ячейка та же, что была выделена на предыдущем рисунке. От стадии а к стадии ж первоначально образованные складки с вертикальными осявыми поверхностями сменяются складками с горизонтальными осявыми плоскостями

СОВМЕСТИМЫЕ И НЕСОВМЕСТИМЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Выделения механических парагенезов структурных форм позволяет для каждой обстановки, характеризующейся сосуществованием различных структур, установить, какие из последних совместимые или «попутные», а какие несовместимые. Совместимыми, например, являются складки продольного изгиба, надвиги, кливаж, поскольку все эти структуры образуются в единой механической обстановке горизонтального сжатия слоев (при условии, конечно, что ориентировка главных осей не менялась). Совместимы между собой вертикальные флексуры, взрезы, нормальные сбросы: они характерны для обстановки вертикальных сдвигов и т. п. Эти структуры взаимозаменяемы. Например, образование складок продольного изгиба может быть заменено надвигами, так как склад-

ки и надвиги в равной мере связаны с сокращением поверхности земной коры. Известны случаи, когда складки продольного изгиба заменяются в соседних пачках слоев кливажем, причем в этих пачках слои остаются в горизонтальном положении, а все горизонтальное сокращение компенсируется вертикальным удлинением. Такая взаимная замена одних деформаций другими, совместимыми, представляет в земной коре обычное явление. В связи с этим на протяжении одной и той же структурной зоны относительная роль тех или иных деформаций (например, связанных и разрывных) меняется, хотя общая механическая обстановка сохраняется.

Но структуры, связанные с разными механическими обстановками, взаимно несовместимы. Например, несовместимы складки поперечного изгиба и кливаж параллельный осевой поверхности. Если такие несовместимые структуры все же обнаруживаются совместно, то это означает, что они образовались не одновременно, не в одной механической обстановке, и что последняя в этой зоне в разное время была различной. По взаимоотношению структур, принадлежащих к разным механическим обстановкам, можно восстановить и последовательность, с какой механические обстановки сменяли друг друга.

Выше был приведен пример сочетания горизонтального сжатия и структур вертикального сдвига в антиклинориях. И было указано, что структуры, связанные с вертикальным сдвигом, наложены несогласно на структуры горизонтального сжатия. Этим опре-

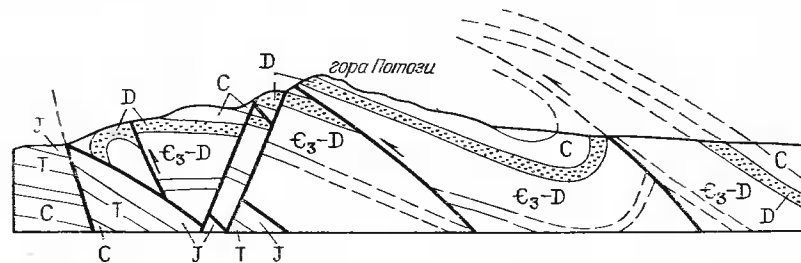


Рис. 117. Геологический профиль, показывающий две стадии разнотипных деформаций: образование складок и надвигов в обстановке горизонтального сжатия и позже — образование нормальных сбросов в условиях горизонтального растяжения. Скалистые горы, США (по А. Ирдли)



Рис. 118. Будинированные слои, смятые в складки и позже снова разбитые на куски разрывами

деляется последовательность, в какой сменялись механические обстановки.

На рис. 117 изображено строение участка Скалистых Гор в США, на котором проявилась смена механических обстановок. Вначале в условиях горизонтального сжатия образовались опрокинутые складки и чешуйчатые надвиги, а затем в обстановке растяжения возникли нормальные сбросы.

На рис. 118 изображены будинированные слои, смятые в складки и разорванные вместе с окружающими слоями на куски. В этом случае можно говорить о смене трех механических обстановок. Сначала была обстановка растяжения, в условиях которой слои подверглись будинированию. Затем наступила обстановка сжатия, параллельного слоям, и последние изогнулись в складки. И, наконец, снова произошло растяжение и толща, смятая в складки, разделилась на блоки. Осуществился новый будинаж, на этот раз охватывающий не отдельные слои, а целые пачки слоев.

В завершение сделаем несколько замечаний самого общего характера.

В земной коре возникают напряжения, которые приводят к различным деформациям. Значительные напряжения связаны с нарушением в земной коре гравитационного равновесия. Такие нарушения возникают при неравномерных вертикальных движениях участков земной коры, когда в последней образуются уступы или уклоны. Напряжения возникают при неравномерном прогреве земной коры, приводящем к плотностным неоднородностям — как вертикальным, так и латеральным, там, где вышележащие толщии пород оказывают своей тяжестью неравномерное давление на нижележащие толщии. Особенно эффективны вертикальные неоднородности, выраженные инверсией плотностей. Плотностные неоднородности могут быть первичного характера, связанные с распределением осадочных пород разной плотности.

Во всех случаях равновесие восстанавливается путем перемещений в материале земной коры. Эти перемещения, будучи неравномерными, и приводят к деформациям. Перемещения происходят в любых направлениях, и, только схематизируя действительность, мы говорим обычно либо о горизонтальных, либо о вертикальных перемещениях.

В том, как эти деформации развиваются, огромную роль играет неоднородность горных пород и их комплексов. Можно сказать, что если бы не было всей сложной неоднородности земной коры, не было бы всего того арсенала структурных форм, который так удивляет своим разнообразием. Например, если бы не было слоистости осадочных и вулканогенных пород, не было бы складок ни продольного, ни поперечного изгиба. Если бы не существовала неоднородность в деформационных свойствах зерен, не было бы кливажа. Хотя смена пластической деформации вязким разрывом является свойством, проявляющимся и в однородной среде, но только неоднородность ведет к тому, что эта смена происходит неравномерно во времени и пространстве: когда в одной части данной структуры уже образовался разрыв, в других ее частях может продолжаться еще пластическая деформация.

Неоднородности деформационных свойств минералов, зерен, пород в целом и их комплексов, плотностные и структурные неоднородности, несплошность среды могут быть исходными, связанными с образованием и размещением пород в их первичном залегании, но могут быть и вновь приобретенными уже в процессе деформаций. Кроме того, в ходе последних происходят постоянное дальнейшее изменение характера и размещения неоднородностей всех типов.

Неоднородность материала и хода деформации ведет к тому, что наиболее общее поле напряжений разбивается на множество полей меньших масштабов и разных порядков. Общее поле горизонтального сжатия и вертикального удлинения при образовании складок продольного изгиба и при их дальнейшем развитии разбивается на поля, охватывающие отдельные пачки слоев, отдельные слои в разных частях складки, отдельные зерна. Каждое поле ориентировано по-своему. И с каждым полем связаны свои деформации, пластические и разрывные. Только в сумме они соответствуют наиболее общим, средним планам напряжений и деформаций. Ориентировка полей разных порядков и их размещение в течение деформации меняются.

Огромную роль в тектонических деформациях играет длительность геологического времени и медленность деформаций. В этих условиях едва ли не самым важным свойством горных пород оказывается ползучесть — способность пластически деформироваться при очень малых напряжениях. Использование при моделировании таких маловязких материалов, как смазочные масла, дает хорошее представление о том, какими свойствами обладают породы при деформации их за период времени, измеряемого миллионами и десятками миллионов лет. При этом размеры деформаций чрезвычайно велики.

В целом земная кора — это интереснейший объект исследований не только для геолога, но и для механика и физика, желающих изучить, как деформируются большие массы неоднородного материала, подвергаемого небольшому, но очень длительному напряжению, распределение которых, как и свойства среды, меняются в процессе деформации.

Сложность обстановки, в которой происходят тектонические деформации, предопределяет то, что они поневоле могут рассматриваться лишь в очень схематизированном и даже идеализированном виде. Идеализированной является любая их классификация. Только в самых простейших своих проявлениях они совпадают с основными выделяемыми в структурной геологии типами. В большинстве случаев тектонические деформации бывают сложными, объединяющими в себе ряд наложенных друг на друга элементарных деформаций.

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966.
2. Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., Наука, 1977.
3. Белоусов В. В. Структурная геология. 2-е изд. М., Изд-во МГУ, 1971.
4. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
5. Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. М., Недра, 1967.
6. Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов их формирования М. В. Гзовский, А. С. Григорьев, О. И. Гущенко и др. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 12, с. 3—31.
7. Вопросы экспериментальной тектоники. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
8. Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 5, с. 390—410.
9. Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 6, с. 527—545.
10. Гзовский М. В. Механизм формирования крупных тектонических разрывов. — Разведка и охрана недр, 1956, № 7, с. 1—18.
11. Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Междун. Геол. Конгресс. XXI сессия, 1960. — Докл. советских геологов. Проблема 18, с. 17—31.
12. Гзовский М. В. Новое направление изучения складок. В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 289—305.
13. Гзовский М. В., Белоусов В. В. Экспериментальная тектоника. М., Недра, 1964.
14. Гзовский М. В. Развитие новых направлений в тектонофизике. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5, с. 51—84.
15. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
16. Гогель Ж. Основы тектоники. М., Мир, 1969.
17. Гончаров М. А. Кливаж. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., 1977, с. 93—119.
18. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре в складкообразовании. М., Недра, 1979.
19. Григорьев А. С., Ионкин В. П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (обзор). — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 1, с. 3—34.
20. Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., 1979, с. 7—25.
21. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953.
22. Занемонец В. Б., Михайлов В. О., Мясников В. П. Механическая модель глыбовой складчатости. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 10, с. 13—23.
23. Захаров С. А. Генезис покровной складчатости. Душанба, Изд-во ДОНИШ, 1979.
24. Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 78—109.
25. Кириллова И. В. О последних работах П. Фурмарье по кливажу (сланцеватости). — Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 2, 1960, с. 132—138.
26. Косыгин Ю. А. Тектоника. 2-е изд. М., Недра, 1983.
27. Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны. — Сов. геология, 1966, № 2, с. 70—77.
28. Лебедева Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 31—43.
29. Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., Наука, 1965.
30. Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., Наука, 1965.
31. Михайлов А. Е. Основы структурной геологии и геологического картирования. 2-е изд. М., Недра, 1967.
32. Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979, с. 139—162.
33. Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. 2-е изд. Под ред. В. В. Белоусова, В. В. Эза. М., Недра, 1977.
34. Павлинов В. Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. 1. Структурная геология. М., Недра, 1979.
35. Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, Наука, 1970.
36. Паталаха Е. И. О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонофизических позиций. — Труды ИГН АН Каз. ССР, т. 22, 1971, с. 109—130.
37. Паталаха Е. И. Классификация складок, кливажа и сланцеватости. — Труды ИГН АН Каз. ССР, т. 22, 1971, с. 131—147.
38. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Наука, 1981.
39. Поля напряжений и деформаций в литосфере. Под ред. А. С. Григорьева, Д. Н. Осокиной. М., Наука, 1976.
40. Потапов И. И. Геотектоника. Ростов н/Д, Изд-во Рост ун-та, 1964.
41. Проблемы разломной тектоники. Под ред. Н. А. Логачева и С. И. Шермана. Новосибирск, Наука, 1981.
42. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1939, 152 с.
43. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М., Недра, 1985.
44. Розанов Л. Н. Динамика формирования тектонических структур платформенных областей. Л., Недра, 1981.
45. Ситтер де Л. У. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
46. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Под ред. В. В. Белоусова, А. А. Сорского. М., Изд-во АН СССР, 1966.
47. Сорачев К. К. Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. М., Наука, 1978.
48. Спенсер Э. Введение в структурную геологию. Л., Недра, 1981.
49. Справочник физических констант горных пород. М., Мир, 1969.
50. Стоянов С. Ф. Механизм формирования разрывных зон. М., Недра, 1977.
51. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., Наука, 1968.
52. Сычева-Михайлова А. М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотностей горных пород. М., Недра, 1973.
53. Тектонофизика и механические свойства горных пород. Под ред. М. П. Волгаровича и М. В. Гзовского. М., Наука, 1971.
54. Теория складкообразования в земной коре/Ж. С. Ержанов, А. К. Егоров, И. А. Гарагаш и др. М., Наука, 1975.
55. Тетяев М. М. Основы геотектоники. 2-е изд. М. — Л., Гостехиздат, 1941.
56. Тохтуев Г. В. Структуры будинажа и их роль в локализации оруденения. Киев, Наукова Думка, 1967.
57. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М., Мир, 1981.
58. Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. М., Изд-во иностр. лит., 1949.
59. Фурмарье П. О развитии сланцеватости. — Труды XVII сессии Межд. Геол. Конгр., 1937, т. 1.

60. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973.
 61. Хиллс Е. Элементы структурной геологии. М., Недра, 1967.
 62. Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М., Недра, 1978.
 63. Becker G. F. Finite homogenous strain, flow and rupture of rocks. Bull. Geol. Soc. Am., IV, 1893.
 64. Biot M. A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Bull. Geol. Soc. Am., 1961, v. 72, N 11, pp. 1595—1620.
 65. Biot M. A., Ode H., Røeвер W. L. Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media. Bull. Geol. Soc. Am., 1961, v. 72, N 11, pp. 1621—1632.
 66. Cloos E. Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. Bull. Geol. Soc. Am., v. 58, N 9, 1947, pp. 843—918.
 67. Fourmarier P. F. J. Schistosité et phénomènes connexes dans les séries plissées. Congrès Géol. Intern. CR XIX sess. Alger 1952, fasc. III, Alger 1953, 117—131.
 68. Fourmarier P. F. J. Remarques au sujet de la schistosité en générale avec application aux terrains paléozoïques de l'Ardenne et du massif Schisteux Rhénan. Geol. Mijnbouw, Nw. Serie, N 2, 1956, 47—56.
 69. Fourmarier P. F. J. Essai sur le comportement et l'allure de la schistosité et de joints connexes dans la zone pennique des Alpes franco-italo-suissees et sees environnement. Archives des Sciences, Genève, v. 5, fasc. 6, 1952, 329—385.
 70. Hoeppeener R. Zur Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. Geol. Rundschau, 1956, Bd. 45, H 2, S. 247—283.
 71. Hubbert M., Rubey W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. Bull. Geol. Soc. Am., v. 70, 1959, N 2, pp. 115—205.
 72. Leith C. K. Rock cleavage. U. S. Geol. Surv., Bull. N 239, 1905.
 73. Maxwell J. C. Origin of slaty and fracture cleavage in the Delavare Water gaz area, New Jersey and Pennsylvania. Petrological Studies. Geol. Soc. Am. A volume to honour A. E. Buddington, 1962, pp. 281—311.
 74. Powell C. McA. A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics, 58, 1979, pp. 21—34.
 75. Ramberg H. Instability of layered systems in the field of gravity. I. Phys. Earth. Planet. Inter., 1, 1968, pp. 427—447; II. Phys. Earth. Planet. Inter. 1, 1968, pp. 448—474.
 76. Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. 1967, 568 pp.
 77. Siddans A. W. Slaty cleavage — a review of research since 1815. Earth Sci—Rev., 8, 1972, pp. 205—232.
 78. Wood D. S. Current views on the development of slaty cleavage. Rev. Earth Planet. Sci., 2, 1974, pp. 1—37.

Предметный указатель

- Алвекция 6, 7, 117
 Акмолиты 8
 Анизотропия среды 39
 Антеклиза и синеклиза 14, 15
 Антиклинорий и синклинорий 27
 Астроблемы 11
- Батолиты 9
 Бисмалиты 8
- Вергентность складок 25
 Взброс 35
 Взрез 34, 175, 177
 Вязкость 61, 62, 84
 Вязкопластичность 64
 Вязкоупругость 62, 63
- Генерации складок 192, 193
 Гидролакколиты 11
 Главные оси деформаций 130
 — напряжений 52
- Давление всестороннее 86
 — поровое 91
 Деформация внутризерновая 98
 — межзерновая 98
 — неоднородная 47, 127
 ≡ несовместимая и совместимая 197
 — нетектоническая 10, 11
 Деформация объемная 58
 — одноосная 44
 — однородная 30, 44, 94
 — осевая 44
 ≡ остаточная 74
 — пластическая 74, 80, 93
 — простого сдвига 46, 71
 — тектоническая 10, 12
 — чистого сдвига 45, 59, 71
 Диаклазы 31
 Диапиры глубинные 188, 189, 194
 — магматические 8
 — соляные 121, 186
 Дисгармония 17
- Замок складки 157
 Зеркала скольжения 35
- Изгиб поперечный 150
 — продольный 150
 Интрузивы несогласные (секущие) 8
- согласные 8
 — трещинные 8, 9
- Кливаж обратный веерообразный 20, 163
 — пloyчатости 24, 194
 — прямой веерообразный 20, 160
 Кдлваж раскола 22, 159
 — скольжения 23
 — течения 22, 23, 140, 159
 — s-образный 22
 Конвекция 117
- Лакколит 8
 «Лестничные жилы» 104
 Лополит 8
- Микролитоны 22
 «Миметическая кристаллизация» 140
 «Муллион-структура» 22
- Надвиг 163
 Напряжения касательные 50, 72, 90
 — нормальные 51
 — растягивающие 54
 — сжимающие 54
 Некки 7
- Олистолиты и олистостромы 36
 Ось складки 16
- Парагенез механический 151—153
 Параклазы 31
 Пластичность 60
 Покровы-навесы 182
 — пеннинского типа 189
 — растекания 182
 — скольжения 183
 — стекания (гельветского типа) 184
 Ползучесть 63, 90
 Поле деформации локальное 146
 — общее (фоновое) 130, 146
 Поле напряжений 125
 Прочность длительная 68, 75
- Раздвиг 170
 Разлинование 19, 135
 Разрушение вязкое 75
 — хрупкое 75
 Разрывы
 — отрыва 105
 — скалывания 105, 108, 109, 148
 Релаксация 74
 Рифт 166—169

Сброс 196, 114, 166
 Сдвиг 165, 170
 Сила тяжести 38, 115
 Силлы 8
 Складки антиклинальные и синкли-
 нальные 157, 175
 — антиформные и синформные 15
 — брахискладки 16
 — веерообразные 16
 Складки всплывания 187, 191
 — диапировые 17, 122
 — дисгармоничные 17
 — изоклинальные 16, 157
 — концентрические 16
 — коробчатые или сундучные 16
 — лежачие 16
 — наклонные 16
 — ныряющие (или перевернутые) 16
 — округлые 16
 — острые 16
 — опрокинутые 16
 — поперечного изгиба 151, 175, 179,
 180
 — 180
 — пигматитовые 161
 — течения 180, 186
 — шовные 178
 Складчатость дежективная 30
 — нагнетания 117, 186
 — полная (голоморфная) 25
 — общего смятия 163
 — прерывистая (идiomорфная) 25,
 175
 — промежуточного типа (гребневид-

ная и сундучная) 28
 — эжективная 29
 Сланцеватость 191
 Слоистость 153
 Скорость деформации 90
 Сплошная среда анизотропная 39
 — изотропная 39
 — неоднородная 39
 — однородная 39
 Сфенолиты 8

Тектонический меланж 35
 Тектоническая турбулентность 191
 Трещины диагональные 33
 — оперения 33
 — отрыва 67, 107, 141, 177
 — поперечные 33
 — продольные 33
 — скалывания 67, 141, 142, 177

Упругость 59, 73

Факолиты
 Формы залегания слоев вторичные
 5, 6
 — первичные 5, 6

Чешуйчатая структура 164
 Число Рэлея 118

Шарнир складки 16
 Штоки 8

Экзотические глыбы 35
 Этмолиты 8

Оглавление

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 3 |
| Глава 1. Типы структурных форм и принципы их классификации | 5 |
| Первичные и вторичные структурные формы | 5 |
| Вторичные формы залегания горных пород нетектонического и тектони- ческого происхождения | 10 |
| Связные тектонические деформации | 14 |
| Разрывные тектонические деформации | 31 |
| Глава 2. Основы механики деформирования и разрушения твердых тел | 38 |
| Понятие сплошной среды | 38 |
| Движения и деформации сплошной среды | 40 |
| Напряженное состояние сплошной среды | 49 |
| Механические свойства материалов | 57 |
| Прочность и разрушение твердых тел | 65 |
| Некоторые итоги | 70 |
| Глава 3. Особенности механизма тектонических деформаций | 76 |
| Методические замечания | 76 |
| Различие и изменчивость деформационных свойств горных пород | 82 |
| Неустойчивость пластической деформации | 93 |
| Влияние неоднородного строения горных пород и их толщ | 98 |
| Распределенное приложение сил | 102 |
| Неоднородность больших деформаций | 105 |
| Перераспределение напряжений в процессе деформации | 109 |
| Влияние силы тяжести | 114 |
| Глава 4. Поля тектонических деформаций и напряжений | 124 |
| Определение главных осей деформаций по связным дислокациям | 128 |
| Восстановление полей деформаций и напряжений по разрывам | 141 |
| Кинематический метод восстановления тектонических полей деформаций и напряжений | 144 |
| Поля деформаций разных порядков | 146 |
| Примеры восстановления тектонических напряжений | 148 |
| Глава 5. Механические парагенезы структурных форм | 151 |
| Механическая обстановка горизонтального сжатия | 154 |
| Механическая обстановка горизонтального растяжения | 166 |
| Механическая обстановка горизонтального сдвига | 170 |
| Механическая обстановка вертикальных сдвигов | 174 |
| Механическая обстановка течения | 181 |
| Совместимые и несовместимые деформации | 197 |
| Заключение | 200 |
| Список литературы | 202 |
| Предметный указатель | 205 |

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Редактор издательства *А. П. Хупова*
Переплет художника *Н. А. Князькова*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *Н. А. Громова*

Сброс 196
Сдвиг 166
Сила тяж
Силлы 8
Складки
нальные
— антифс
— брахис
— веероо
Складки
— диапир
— дисгар
— изоклг
— концев
— коробч
— лежач
— наклон
— ныряк
— округ
— острый
— опрок
— попере
180
180
— пигма
— течени
— шовни
Складча
— нагне
— полне
— обще
— прере
175
175
— пром

ИБ 6332

Сдано в набор 11.11.84. Подписано в печать 17.05.85. Т-10944.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура
«Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 13,0.
Усл. кр.-отт. 13,0. Уч.-изд. л. 14,71. Тираж 6200 экз.
Заказ 1957/462-1. Цена 2 р. 10 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.