

Ч. К. Лизс

Структурная Геология



ОНТИ НКТП СССР
1935

Ч. К. ЛИЗС

Профессор Висконсинского университета (США)

551:553(071.1)
Л55



551.24
Л-55

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Перевод со второго переработанного
английского издания Т. С. Шатской

Под ред. Н. С. Шатского

*ГУУЗ'ом НКТП СССР рекомендована в качестве
учебного пособия для геологоразведочных вузов*

*Наркомпросом РСФСР допущена в качестве
пособия для университетов*

8/19

8/19

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Академии Наук СССР



Объединенное научно-техническое издательство НКТП СССР
Главная редакция геологоразведочной и геодезической литературы

Москва

1935

Ленинград

STRUCTURAL GEOLOGY

REVISED EDITION

by C. K. LEITH

University of Wisconsin

Аннотация

Книга Лизса, принадлежащая перу крупнейшего американского геолога, является лучшим кратким курсом структурной геологии для учащихся вузов и втузов геологической специальности. Эта книга представляет также значительный интерес и для широких кругов геологов и инженеро-разведчиков.

В отличие от курсов структурной геологии и тектоники других авторов (Willis, Wilkens, и Тетяева) в этой книге предмет излагается достаточно объективно и критически. Вместе с тем этот курс — одно из наиболее полных руководств: в нем уделяется большое внимание описанию дислокационного метаморфизма, трещин и кливажа, физических свойств горных пород и так называемым „тектоническим нарушениям“; в этом отношении книга Лизса является классической.



ВВЕДЕНИЕ

Основной задачей структурной геологии, излагаемой в этой книге, является объяснение структур, обязанных своим происхождением движениям земной коры. Трудно наметить границы этого предмета, так как он тесно связан тем или иным образом со всеми другими отделами геологии, а также и с другими науками, например физикой и астрономией. Некоторые авторы толкуют структурную геологию очень широко, включая в нее учение о первичных структурах, происшедших благодаря отложению осадков и вулканизму, учение о формах рельефа, рудных тел — словом, всех структур и форм, участвующих в строении земной коры. Следовательно, этот отдел расширяется ими почти до объема всей геологии. В этой книге автор будет обращаться к физико-математическим наукам лишь в тех случаях, когда это будет необходимо для более ясного понимания проблемы деформации горных пород. Автор полагает, что лица, изучающие структурную геологию, могут почерпнуть из различных элементарных курсов некоторые знания о первоначальных структурах и о формах горных пород, вызванных не деформацией, а другими причинами.

Структурная геология занимается не только описанием и объяснением структур как таковых, но и оказывает помощь при разрешении стратиграфических проблем, задач экономической геологии, проблем общей геотектоники и истории земли.

Литосфера, или твердая земная кора, арена нашей повседневной деятельности, обычно считается символом твердости и постоянства, однако, геолог имеет достаточно доказательств непрерывного воздействия на нее сил природы как в прошлом, так и в настоящем. Земная кора податлива и недостаточно устойчива: она сгибается, сжимается, разламывается и раздавливается, она претерпевает структурные закономерные изменения; в настоящее время в значительной своей части земная кора — комплекс сильно разрушенных структур. Мы имеем многочисленные доказательства все еще продолжающихся движений земной коры. Так например, установлены наблюдения изменения уровня моря, поднятия и опускания берегов, обвалы и оползни, землетрясения.

Задача геолога-тектониста заключается в восстановлении структур и определении условий и причин нарушений в земной коре. Эта задача осложняется тем, что геологу редко удается видеть структуру в трех измерениях и, следовательно, ему приходится судить о ней на основании того, что он видит на поверхности

земли или же в шахтах и рудниках; или же он должен составить себе представление о структуре не по ней самой, а вывести ее из изучения окружающих условий. Кроме того, геологу редко удается видеть процесс нарушения. Он не замечает тех или иных процессов вследствие их медленности. Он видит нарушения лишь после их образования и уже из следствий выводит заключение о природе действовавших сил и происходивших процессов. На основании немногих крупных фактов геолог должен прийти к целому ряду выводов, чтобы представить условия залегания пород в недоступных для наблюдения глубоких зонах земли.

Изучение структурной геологии, естественно, начинается с нанесения на карту и описания отдельных структур, таких, например, как складки, сбросы, трещины и кливаж. Слишком часто геологи смотрят на это дело как на конечную цель исследования, а не как на ступень к пониманию структурных условий в целом; а для этого необходимо знание взаимоотношений всех структур, объединение их в большие группы, характерные для данной местности или для данных горных пород.

При составлении этой книги автор пользовался прежним изданием, страдающим некоторыми погрешностями; автор надеется, что в настоящем издании, почти заново составленном и значительно дополненном, они исправлены, хотя бы отчасти. Так, например, студенты с большим трудом научаются отличать в поле кливаж без указаний опытных преподавателей. В этом издании автор пытается изложить этот отдел наиболее полно и надеется, что его указания будут с успехом использованы при полевой работе. Равным образом, в старом издании, как и в большинстве работ по структурной геологии, изложение ограничивается главным образом описанием деформации твердых пород, в настоящем же издании уделено относительно большое внимание описанию деформации мягких пород и незатвердевших осадков.

Автор также старался избегать спекулятивных рассуждений. Первую часть этой книги составляет несколько расширенное описание структур в области наблюдения. Последние главы знакомят читателя с причинами деформации, с общими вопросами структурной геологии и с зоной, недоступной нашему наблюдению.

С целью сохранить перспективу и последовательность, автор старался свести к минимуму определения, детали описаний, и слишком подробное изложение общих мест. Из своего преподавательского опыта он вынес убеждение, что изложение предмета в коротких, более или менее не связанных друг с другом, параграфах, дающих главным образом представление об определенных и деталях, не дает студенту достаточной перспективы, которая так необходима для основательного понимания сложных полевых условий.

ОБЩИЙ ОБЗОР СТРУКТУРНЫХ НАРУШЕНИЙ В ЗОНЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Прежде всего мы должны обратить наше внимание на структурное нарушение горных пород на сравнительно небольшой глубине от поверхности земли. Эта область характеризуется деформированными горными породами, из которых некоторые были когда-то гораздо глубже от земной поверхности, чем теперь, но очутились в области нашего наблюдения вследствие денудации вышележащих образований или были вскрыты горными работами. Все последние нарушения, несомненно, следует отнести к зоне наблюдения.

НЕОДНОРОДНЫЙ ХАРАКТЕР ДВИЖЕНИЯ

В указанной зоне одни горные породы были деформированы благодаря течению, другие — разлому. Как тот, так и другой тип деформации сопровождался образованием складок, сдвигов, горообразованием, поднятием и опусканием. Слоистые или пластинчатые структуры горных пород, известные под именем сланцев и гнейсов, являются характерным результатом течения пород, но в некоторых породах, подвергавшихся течению, незаметно ни этих структур, ни какого-нибудь иного внутреннего признака течения. Трещины, сбросы, кливаж разлома и брекчии образуются вследствие разлома пород.

Под «течением» горных пород мы подразумеваем «плотное», «пластичное», «массивное» или «вязкое» движение консолидированных, отвердевших или неотвердевших горных пород, находящихся под давлением. О течении в расплавленных массах обыкновенно говорят особо, как о вулканическом явлении, а не как о нарушении горных пород. Ни один из вышеупомянутых описательных терминов не отличается точностью и полнотой в техническом отношении: движение в каждом отдельном случае обычно обладает своими характерными чертами.

Движение не всегда бывает медленным и постоянным; геологические данные показывают, что в некоторых случаях оно периодично. Течение в связанных породах, собственно говоря, характеризуется параллельным расположением таких минералов, как слюда и роговая обманка, образующихся при перекристаллиза-

ции в продолжение процесса течения. Эти минералы появляются в большом количестве уже после течения, а не до него. Течение горной породы находится в тесной связи с разломом породы — незначительная грануляция, срезание частиц минералов и даже более значительные нарушения, особенно типа скалывания, часто включаются в понятие течения. Хотя течение и разлом породы представляют деформации двух различных типов, однако, эти два типа незаметно переходят один в другой, и по большей части мы не можем точно определить деформацию тем или другим термином. Смещение может иметь место вдоль чистого разлома или вдоль разлома с местным течением породы, или вдоль зоны густо расположенных параллельных разломов с течением, захватывающим все промежуточные массы, или же вдоль зоны течения, в которой плоскости разлома не различимы или же совершенно отсутствуют. Одна и та же зона скалывания может обнаруживать все эти особенности. С широкой точки зрения значительную зону течения в ее отношениях к смещению и действию стрессов часто можно рассматривать как своего рода плоскость разлома.

Одним словом, в зоне наблюдения горные породы отличаются друг от друга как по своему составу, так и по своему поведению под действием стрессов.

ПРИЧИНЫ ДВИЖЕНИЯ

Нарушение горной породы указывает на наличие очень сильных стрессов, но не дает нам ясного представления о причинах и направлениях этих стрессов. Нарушения крупного масштаба горной зоны или континента указывают на присутствие в земной коре больших стрессов, которые можно приписать различным воздействиям: влиянию тяготения, уравновешивающего массы различной плотности, находящиеся на различных уровнях (изостатическое равновесие), приспособлению под действием силы тяжести плотной оболочки к сжимающейся центросфере; их можно также обосновать концепцией, основанной на предполагаемом перемещении тепла и магмы от центросферы наружу, приливным напряжением, изменяющимся центробежным давлением под влиянием изменения скорости вращения земли, вулканической интрузией или же комбинацией этих причин.

Действие крупных факторов этого рода в земной коре настолько очевидно, что при изучении местных нарушений другие причины движения или недооценивались или совершенно упускались из виду. К таким причинам относятся давления и изменения температуры, сопровождающие экструзии и интрузии вулканических пород, в соседстве с которыми часто видны признаки местного нарушения, перекристаллизация горных пород в течение долгих периодов, следствием чего является местное изменение объема, выщелачивание веществ близ поверхности земли и, как следствие этого, образование пустот и последующие обвалы под действием тяжести и другие изменения объема вследствие выветривания. Местные стрессы действуют особенно сильно на породы, находящиеся в мягком или несвязанном состоянии. Пласты ила, мер-

геля, песка и соли раздробляются и соскальзывают вниз в процессе отложения материала. Этот процесс наблюдается как на земной поверхности, так и под водой. Местные нагрузки льда, воды и горных пород могут быть причиной этих нарушений. Разнообразные трещины, сбросы и складки присущи неотвердевшим ледниковым отложениям. Во время отложения, отвердевания и высыхания этих мягких отложений возникают стрессы, результатом которых является также местное нарушение. Если мы видим эти мягкие отложения уже в виде твердых горных пород, то нам трудно определить, в какой степени можно отнести эти нарушения к этим ранним и местным причинам, действующим в периоды образования мягких отложений, в какой степени они являются результатом региональной деформации после отвердевания горных пород.

До сих пор недостаточно выяснено значение сил кристаллизации в образовании земных стрессов. Доказано экспериментальным путем, что растущие кристаллы проявляют значительные линейные силы, повидимому, достаточные для того, чтобы расширять пустоты или растягивать массу горной породы. Равным образом кристаллизация может сжимать породу. Одним из самых поразительных фактов, наблюдавшихся геологами, является способность кристалла сохранять свое строение даже в самых крайних условиях метаморфизма. Обыкновенно эти факты объясняют приспособляемостью к среде и считают, что такое объяснение достаточно для разрешения этого вопроса. Однако ясно, что эти условия в развитии кристаллов не могут ни преодолеть, ни изменить способности кристаллов принимать формы, наиболее соответствующие их атомной структуре, иными словами — приобретать свойственную им форму. Сущность точных соотношений между силой, присущей кристаллизации, и окружающими силами неясна, но наши знания достаточны, чтобы предполагать, что накопленные в течение веков действия кристаллизационных сил способны дать начало земным стрессам высшего порядка и величины.

Необходимы более надежные критерии для того, чтобы отличать структуры, происшедшие под действием местных стрессов указанных типов, от нарушений вследствие более значительных региональных стрессов. Собственно говоря, строгого различия между ними не существует. Незначительные и местные причины, накапливаясь, могут дать начало сравнительно большим движениям земной коры, и обратно, более значительные движения ее часто разрешаются в комплексе относительно небольших структурных явлений.

УГЛОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ СТРУКТУРАМИ И ВЫЗВАВШИМИ ИХ СТРЕССАМИ

Структуры горных пород сами по себе не дают ясного представления о всех причинах нарушения, а равным образом и ясного понятия о направлении стресса. Попытка геологов связать особенности структур с особенностями систем стрессов вообще не имела большого успеха. Различные структуры, являющиеся продуктами нарушений земной коры, обыкновенно объясняются на

основании простой концепции о приложении невращательного стресса или натяжением, дающим удлинение в направлении воздействия, или же простым сжатием, вызывающим сокращение, параллельное главному стрессу, и удлинение под прямым углом к нему. Существует, например, предположение, что складка указывает на стресс, приложенный перпендикулярно к ее осевой плоскости, что расположение трещин сжатия указывает на приложение стресса под углом в 45° к разломам; кливаж, как предполагают, указывает на давление, направленное нормально к его плоскости. Эксперименты по деформации горных пород производились главным образом с теми же самыми ограниченными предположениями; результаты их широко известны, и к ним прибегают для объяснения структур горных пород в полевых условиях. Эти представления могут быть правильными только для частных структур, но такие предполагаемые стрессы могут являться лишь второстепенными составляющими более значительного основного стресса и поэтому не решают вопроса о направлении последнего.

Гораздо меньше внимания уделяется тому представлению, что силы сжатия, возможно, являются вращательными, т. е. что они могут быть приложены в виде пары сил. По этому представлению, действительным результатом приложения этих сил является скалывание между массивами разнородных пород вдоль плоскостей, начиная от почти параллельных и кончая наклонными под углом в 45° к главной оси стресса. Скалывание обычно сопровождается местным натяжением, т. е. дело не в том, каково происхождение стрессов сжатия и каков угол их приложения, а в том, что, будучи приложены к разнородной массе пород, образующих земную кору, они в общем имеют тенденцию действовать в виде пары сил, и слагающие их действуют в направлении, наклонном к возникшим плоскостям движения. По этой концепции горообразующее движение представляет скалывание некоторых лежащих выше масс горных пород, вследствие чего образуются сбросы, трещины, складки и кливаж. Стрессы натяжения могут быть менее значительными следствиями такого скалывания. Накопленный опыт полевых наблюдений говорит в пользу той точки зрения, что в движениях земли скалывание играет главную роль. Любопытно также, что геологи не уделяют достаточного внимания этому при изучении местных структур, доступных наблюдению, хотя обычно именно с этой точки зрения смотрят на движение тонкой и хрупкой земной коры над нижерасположенной зоной.

В следующих главах, посвященных разломам, течению пород и складкам, будут указываться признаки скалывания.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДВИЖЕНИЯ

В зоне наблюдения структурное нарушение вследствие разлома не ограничивается какой-либо отдельной плоскостью или формой; распределение его указывает на то, что уравнивание масс горных пород под действующими стрессами совершается движениями по многим плоскостям и зонам, во многих формациях, во всех направлениях и со всеми наклонами. Породы в этой зоне

в общем поддаются действию стрессов не как однородная масса. В самом деле, разнородность является правилом даже для сравнительно незначительных единиц объема. Несмотря на кажущуюся однородность формации, движение пород всегда обнаруживает особенно податливые зоны, вдоль которых и концентрируется движение.

В зоне наблюдения трудно вывести индуктивным путем, увеличиваются или уменьшаются движения с глубиной. Мы не можем сколько-нибудь удовлетворительно отличить господствующие положения или формы в комплексе зон движения. Зоны имеют все положения — от вертикального до горизонтального, они могут быть параллельны или же пересекаться друг с другом. Первоначальное горизонтальное положение слоистых пород естественно предопределяет преобладание горизонтальной составляющей, образующейся от разложения воздействующих сил и передачи их вдоль плоскостей напластования; но после деформации горизонтальные слои вскоре принимают наклонное или вертикальное положение, и нарушенные зоны могут принимать любое, но не горизонтальное положение. Менее деформированные промежуточные массы могут иметь почти любую форму. Местами они могут быть чечевицеобразными, овальными, иметь вид пластины, быть стебельчатыми или ромбоидальными. Делались интересные попытки выделить какую-то главную форму как среди больших, так и малых структурных единиц, но субъективные предположения играли при этом такую большую роль, что во многих случаях можно оспаривать правильность выбранной формы.

ВОЗМОЖНОЕ УВЕЛИЧЕНИЕ ТЕЧЕНИЯ ПОРОД С ГЛУБИНОЙ

В нескольких сотнях или самое большее тысячах метров от поверхности земли образование разломов, большую часть открытых, представляет, несомненно, господствующий процесс, хотя даже здесь мягкие породы могут проявлять свою способность к течению. Комбинация разлома и течения является правилом для более глубокой части зоны наблюдения. Разломы здесь относятся чаще к скрытым разломам типа скалывания. Нетрудно предположить, что эта комбинация разлома и течения является просто-напросто переходной стадией к зоне течения, находящейся ниже. Горные породы, погребенные под массой других пород, часто обнаруживают сильную сланцеватость, которая является следствием течения пород; на этот факт ссылаются как на доказательство того, что с глубиной в земной коре течение горных пород возрастает. Автор не вполне разделяет этот взгляд. Изучение древних и давно и глубоко погребенных образований не убедило его в этом, а тщательное индуктивное исследование полевых разрезов указывает, по его мнению, на необходимость сделать очень значительные поправки к этому обобщающему представлению. Можно привести много примеров, когда в верхних частях геологического разреза находили признаки течения горных пород и, наоборот, в нижних — признаки разлома. Как правило, самые древние горные породы несут следы течения,

но даже в этих породах признаки приурочены сравнительно к узким, хотя и многочисленным зонам. Не следует забывать, что по сравнению с более молодыми породами эти образования подвергались более длительной деформации, некоторые — близ поверхности земли, а другие — глубоко под землей. Исследование этих пород доказывает, что течение может происходить на различной глубине. Можно отметить, что глубинные интрузии больших масс магмы служат причиной течения в прилежащих формациях, и что с глубиной течение может усиливаться, так как там интрузии более многочисленны. С другой стороны, внедренные плутонических интрузий в более молодые слои, некогда не залегавшие глубоко, точно так же вызывает течение. Известно также, что скалывающие движения, которые производят смещения (так называемые надвиги), уходят из зоны наблюдения далеко в глубь земной коры. Эти движения имеют характер разломов горных пород как по месту своего распространения, так и по отношению к стрессам, хотя, определяя их, можно назвать эти процессы и течением и разломом.

В заключение надо указать, что и разлом и течение можно заметить всюду в области наблюдения. Существование только зоны течения в нижних, недоступных наблюдению зонах еще не доказано (см. гл. VI и XIII).

ДВИЖЕНИЯ, ПРОДОЛЖАЮЩИЕСЯ ДО СЕГО ВРЕМЕНИ

Мы пришли к заключению, что причиной движения горных пород в прошлом являлось напряжение; в большинстве случаев мы можем наблюдать только следствия движения, так как сами движения совершались задолго до нашего времени. Однако, эти движения продолжают и в настоящее время, на что указывают изменения уровня моря и береговой линии, нарушения в связи с землетрясениями, оползание больших масс и другие признаки.

Есть много геологических доказательств того, что движения в прошлом не происходили непрерывно, а отличались периодичностью. За периодами деятельности следовали, видимо, и более продолжительные периоды покоя. Мы не знаем, живем ли мы в период деятельности или в период покоя, совершаются ли эти движения в настоящее время более медленно или же более быстро, чем в прошедшие периоды. Существует предположение, что мы живем в период относительного покоя, что доказывается медленностью и ограниченностью распространения движений, известных в историческое время. С другой стороны, эти медленные движения в общей сложности приводят к значительным последствиям, и если мы сквозь призму прошедшего бросим взгляд в даль будущих веков, то наше время покажется нам периодом бурной деятельности. Так например, существует мнение, что в Голландской Восточной Индии еще теперь происходит горообразование в альпийском масштабе.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНОВ

Структурная геология изучает расположение горных пород или архитектонику земной коры. Как следует из этого определения, в ее задачу входит также изучение структур, связанных с осадкообразованием, вулканизмом и даже эрозией. Объем этой науки трудно определить; различные авторы понимают ее то в широком, то в более узком смысле. Практически же, однако, все уделяют особое внимание тем структурам, которые возникли вследствие движений земной коры. Автор этой книги будет следовать этому примеру; он лишь попутно будет касаться структур, возникших от других причин.

Тектоническую геологию или геотектонику обычно отождествляют в той или иной степени со структурной геологией. «Тектонический» в энциклопедическом словаре «Century Dictionary» определяется как «имеющий отношение к строению или сооружению». В общем тектоническая геология ограничивает более узкую область своих исследований, а именно она изучает деформации горных пород, происшедшие вследствие движений земной коры; но даже и в этом случае не всегда строго проводится граница между первичными и вторичными деформациями. Так, Гейки¹ называет тектоническими горами не только те, которые возникли при нарушениях земной коры, но и горы, обязанные своим происхождением аккумуляции, например вулканические конусы. В настоящей книге этот термин употребляется как учение о деформациях.

*Динамическая геология*² рассматривает главным образом причины, агенты и процессы, но более или менее часто имеет дело с движениями земной коры и в этом случае ее можно отождествить со структурной, или орогенической геологией или с учением о диастрофизме.

Диастрофизм, по определению Чемберлена (Chamberlin)³, «охватывает все движения земной коры, медленные и быстрые, спокойные и бурные, слабые и сильные». Диастрофизм есть главным образом учение о движениях и процессах, создающих нарушение

¹ Geikie James. Structural and Field Geology. D. Van Nostrand. Co New York, 4th ed., 1920, p. 402.

² Chamberlin T. C. and Salisbury R. D. Geology. Vol. 1, Henry Holtland Co, 1904, p. 1.

³ L. c., p. 2.

ния, и вместе с тем о структурных изменениях в результате этих процессов. Термин *мегадиастрофизм* употребляется для обозначения таких крупных движений земной коры, которые создают материки и горы.

Орогеническая геология, *орогения* или *орогенезис*, является частью диастрофизма, изучающего те движения, которые образуют горные цепи. Но так как эти движения и силы примерно те же самые, как и силы деформирующие горные породы вообще, то в этом смысле орогенезис можно отождествлять с деформацией горных пород. В этой книге указанный термин граничивается понятием о горообразующих движениях.

Эпейрогеническая геология представляет ту часть диастрофизма, которая изучает движения континентов.

Деформация (нарушение) есть изменение формы горной породы под влиянием стресса. Более техническим термином подобного изменения является *искривление* (*distortion*). При изучении деформаций рассматривают главным образом результаты движений или диастрофизма, но вместе с тем включают в это изучение и самые движения. Нарушения, которые вызываются внутренними причинами, как, например, изменением химического состава, перекристаллизацией и т. д., называются *эндогенными*. *Экзогенными* называются деформации, вызванные внешними силами, теми силами, которые принимают участие в тектонических нарушениях. Изменение объема называется *расширением* (*dilatation*), которое может быть положительным или отрицательным, смотря по тому, увеличивается или уменьшается объем. Деформация редко не сопровождается расширением, и обычно термин *деформация* включает понятие о расширении.

Из вышесказанного мы видим, что более или менее общие термины в структурной геологии страдают неточностью и не всегда употребляются однообразно. Возможно, что самый предмет с его неясными границами делает это неизбежным. Каждый из этих терминов, однако, выражает известный взгляд на движения земной коры и их структурные результаты. Конечно, были бы желательны более точные определения, но старые термины так укоренились в литературе, что им во всяком случае обеспечено долгое существование даже в том случае, если когда-нибудь войдут в употребление более точные выражения.

Термины, употребляющиеся при описании самих движений горных пород, несколько более точны, хотя и они часто толкуются различно. Механика движений горных масс — это сложный технический предмет, изобилующий трудными математическими и физическими проблемами. Немногие геологи имеют необходимое знание механики, чтобы применять ее законы для объяснения геологических явлений, и, к несчастью, немногие математики, физики или инженеры настолько сведущи в геологии, чтобы с успехом применять к геологическим явлениям основы механики. Некоторые отрасли этой науки находятся пока в зачаточном состоянии. В элементарном курсе, подобном настоящему, нельзя достаточно подробно изложить предмет с точки зрения механики, если бы даже автор имел такую возможность. Однако, для понимания

и объяснения геологических структур необходимо знание некоторых основ механики. Чтобы избежать путаницы, необходимо дать несколько простейших определений.

Силу, стремящуюся деформировать горные массы, в геологии обычно называют *стрессом*. Деформация, т. е. изменение формы или объема, происходящее от приложения стресса, называется *напряжением*. То существенное, что мы видим в деформации породы, есть напряжение. Стресса мы видеть не можем, но должны признавать его существование. В геологических описаниях очень часто смешивают эти два понятия.

Более правильно с технической точки зрения вышесказанное можно изложить следующим образом: если внешние силы будут действовать на горную породу и будут стремиться изменить ее форму или размер, то они встретят сопротивление внутренних сил, действующих между частицами массы.

«*Стресс* — это действие и противодействие между двумя смежными частями тела. Если предположить, что две такие части разделены плоскостью, то силы, действующие между ними, должны иметь какое-либо направление по отношению к этой плоскости. Принято рассматривать такие силы как равнодействующие двух слагающих — нормальной¹ и тангенциальной — к данной плоскости. Стресс, представляющий тангенциальную слагающую, называется *стрессом скальвания*; он может быть любого направления по отношению к данной плоскости. Нормальный стресс называется или *натяжением*, если он выражается сопротивлением, которое испытывают две части тела, стремящиеся разделиться, или *сжатием*, если, наоборот, он представляет сопротивление двух частей, стремящихся приблизиться друг к другу.

Какое бы положение ни занимал стресс в данной точке тела, всегда есть три взаимно перпендикулярных плоскости, на каждой из которых равнодействующий стресс является нормальным. Три взаимно пересекающиеся линии, соответственно перпендикулярные к трем указанным плоскостям, называются *главными осями стресса*.

На плоскости, не перпендикулярной к главной оси, стресс имеет, как правило, тангенциальную составляющую. Можно доказать, что для плоскостей, параллельных одной главной оси стресса, тангенциальный стресс, или стресс скальвания, обладает наибольшей интенсивностью на плоскостях, наклоненных на 45° к другим двум главным осям².

В направлениях, представленных тремя главными осями стресса, все стрессы могут быть или одной и той же интенсивности, или два стресса будут равной интенсивности, а третий большей или меньшей, или же, что бывает наиболее часто, все три стресса различны. В этом последнем случае окажется, что стресс, параллельный одной из трех осей, есть наибольший стресс в породе в любом направлении, что стресс, параллельный одной из двух других

¹ Термин „нормальный“ здесь употребляется в смысле „перпендикулярный“.

² Hosking L. M. Flow and fracture of rocks as related to structure. 16th Ann. Rept. U. S. Geol. Survey. Ft. 1, 1896, p. 867.

осей, есть наименьший стресс в любом направлении, и что стресс, параллельный третьей оси, имеет некоторую промежуточную величину. Согласно этому соответствующие оси называются *наибольшей, наименьшей и средней осями стресса*. Различие между наибольшим и наименьшим стрессами называется *разностью стресса* (stress difference).

Горная порода отличается некоторой упругостью, и при действии незначительных стрессов она принимает свою первоначальную форму после того, как прекратилось действие деформирующей силы. Так, когда глыба горной породы подвергается воздействию нормального стресса только в одном направлении, то она остается совершенно упругой до тех пор, пока сила нормального стресса не достигнет известной предельной величины, называемой *пределом упругости*¹. Если стресс будет больше этого предела, то деформация будет отчасти постоянной; это значит, что горная порода уже не примет своей первоначальной формы после того как воздействующая сила будет устранена. Если деформирующая сила увеличится, то горная порода окончательно раздробится. *Излом* или *предельная прочность* вещества определяется наибольшим напряжением нормального стресса перед разламыванием. В тех случаях, когда горные породы подчиняются влиянию своих стрессов в нескольких направлениях, как обыкновенно и бывает, то эти определения требуют незначительного изменения. В таком случае можно, пожалуй, сказать, что предел упругости и предельная прочность являются теми величинами *разности стресса*, при которых соответственно будут образовываться постоянные деформации и изломы.

Повторное действие стрессов делает породу более податливой. Эта потеря прочности называется *утомлением*.

По Госкинсу (Hoskins), тело считается в состоянии *напряжения* в том случае, если относительные положения частиц испытывают какое-нибудь изменение. Термин *напряжение* употребляется и при изменении объема и при изменении формы тела, и вследствие этого ему присущи и расширение и искривление. Вращение или перемещение тела, как целого, может сопровождать напряжение, но не оказывать воздействия на его форму. Напряжение можно выразить в условных терминах трех главных взаимно перпендикулярных осей напряжения. Однако, следует подчеркнуть, что напряжение является простым геометрическим выражением изменения формы или величины, и не дает хотя бы приблизительного представления о стрессах, которым оно обязано своим происхождением. В следующей главе мы узнаем, что главные оси напряжения могут быть параллельны, но могут и не быть параллельны главным осям стресса.

В направлениях, представленных тремя осями напряжения, напряжения или изменения длины могут иметь одну и ту же или же различную величину. В последнем случае направление, при котором имеет место наибольшее сокращение, называется *наименьшей осью*, направление наибольшего удлинения называется *наи-*

¹ L. c., p. 845.

большой осью (greatest axis) и третье направление, перпендикулярное к двум остальным, называется *средней осью напряжения*. В этом случае получается изменение формы, и напряжение поэтому носит название *искривления* (distortion).

Если по всем трем осям натяжение одинаково, то это значит, что имеется объемное сжатие или расширение, т. е., что масса сжимается или расширяется в одинаковой степени по всем направлениям. Такое изменение только одного объема называется *расширением* (стр. 12). При деформации породы искривление и расширение обычно комбинируются, но искривление более заметно и имеет большее значение для большинства тех структур, с которыми встречается геолог.

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ СТРЕССОМ И НАПРЯЖЕНИЕМ

Стрессы могут быть приложены таким образом, что нормальные слагающие равны по всем направлениям, или, другими словами, они могут быть приложены таким образом, что разница стресса равна нулю. При этом происходит не изменение формы, а изменение объема, которое мы называем расширением. Если такие стрессы являются стрессами сжатия, то они называются часто всесторонним или *гидростатическим давлением*.

Стрессы могут быть приложены неодинаково, — они будут производить искривление. Такое воздействие иногда называют *неоднородным или односторонним давлением* (non-uniform pressure).

Неоднородный сжимающий стресс может быть приложен таким образом, что наибольшая ось стресса, иногда называемая геологами наибольшим давлением, остается все время параллельной малой оси напряжения или направлению наибольшего сокращения. Следствием этого будет простое сокращение массы горной породы в этом направлении и удлинение под прямыми углами к нему. Безотносительно к стадии деформации наименьшая, средняя и наибольшая оси напряжения могут быть соответственно параллельны наибольшей, средней и наименьшей осям стресса. Это называется *чистым или невращательным напряжением* (pure или non-rotational, или irrotational strain). «Невращательное» — значит не обладающее достаточным угловым несоответствием, например, между наибольшей осью стресса и наименьшей осью напряжения. Мы видим нечто вроде соотношения между стрессом и напряжением, когда вертикальным давлением прижимаем к столу резиновый мяч или когда каменный кубик раздавливается давлением, перпендикулярным к одной из его сторон. Натяжением, параллельным столу, мы можем добиться почти такого же удлинения мяча.

Односторонний стресс может быть приложен таким образом, что тело, находящееся в состоянии напряжения, под действием его окажется в состоянии длительного вращения. В данном случае наибольшая ось напряжения находится в постоянном угловом соотношении с наименьшей осью напряжения. Это называется *вращательным напряжением, скальванием, напряжением скаль-*

зания, разделением, тангенциальным напряжением, дифференциальным движением или скольжением (см. рис. 1, 3, 6). Отношения

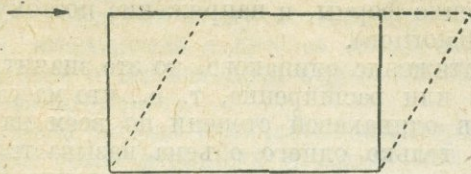


Рис. 1. Схема простого скалывания.

между стрессом и напряжением в этом случае можно представить следующим образом: в колоде карт, лежащей на столе, карты скользят друг по другу вследствие давления, параллельного поверхности стола. Действие приложенных сил

есть действие пары сил, или же оно подобно действию пары скалывания. В теле эти силы разлагаются таким образом, что там будут и нормальные слагающие, и слагающие скалывания, причем наибольшие нормальные слагающие или главные оси стресса будут наклонны к приложенным силам скалывания. Проекции отсюда удлинения и сокращения могут быть точно такими же, как и удлинение, образовавшееся невращательным движением, и они могут быть, также описаны по отношению к главным осям напряжения; действительно, точно такой же результат получится при комбинации невращательного (non-rotational) напряжения и вращения тела, как целого. Однако, во вращательном напряжении соотношение между стрессом и напряжением (the stress-strain relationships) может резко отличаться от такого же соотношения в невращательном напряжении таким образом: хотя в любое мгновение наибольшее стремление к сокращению проявляется в направлении наибольшего нормального стресса, однако, неизбежное при этом вращение может нарушить в дальнейшем такое отношение осей стресса и напряжения, и ось наибольшего *общего* (total) сокращения может в любой момент оказаться под значительным углом к наибольшему нормальному стрессу и к оси сокращения, совершающегося в это время. Направление сокращения всегда проходит под углом к приложенному стрессу скалывания. То, что мы видим в горных породах, есть удлинение и сокращение, и обыкновенно мы не можем даже сказать, приписать ли их действию вращательного или невращательного стресса.

ПЛОСКОСТИ МАКСИМАЛЬНОГО СКАЛЫВАНИЯ

В любой деформации, как вращательной, так и невращательной, в деформации натяжения или деформации сжатия, исключая только те случаи, когда стрессы равны по всем направлениям, наблюдаются (как указано на стр. 17) слагающие стрессы, действующие параллельно или тангенциально к большинству плоскостей внутри массы. Поверхности или плоскости, вдоль которых эти стрессы достигают максимальной величины, называются плоскостями максимального скалывания, и они являются плоскостями, вдоль которых горная порода проявляет наибольшую способность к разламыванию под действием скалывания. В невращательном напряжении плоскости максимального скалывания теоретически располагаются под углом в 45° к направлению наибольшего давления, которое является также осью наибольшего сокращения или наи-

меньшей осью напряжения; в действительности, вследствие внутреннего трения (стр. 28) эти плоскости обыкновенно проходят под меньшими углами к этому направлению. В чисто вращательном напряжении плоскости располагаются опять-таки под углом в 45° к сокращению или к наименьшей оси напряжений, но положение наиболее значительной из них будет почти параллельно наибольшему приложенному давлению (или силе скалывания), тогда как другая будет наклонена к ней под углом в 90° или более. Имеются также всевозможные комбинации этих двух случаев, когда плоскости максимума скалывания занимают промежуточные положения.

888
85/19

Употребление терминов *скалывание* или *плоскости скалывания* вносит большую путаницу: эту путаницу в терминологии геологии значения. Приложение внешних сил к телу, вызывающее такие частью заимствованные в механике, сами же не уяснили их истинного вращательные или дифференциальные движения скольжения, как скольжение одного осадочного пласта по другому или как в скольжении вдоль надвиговой плоскости, во всех случаях называют скалыванием, предполагая при этом, что деформирующие стрессы тангенциальны к плоскости движения и что масса, как целое, подвергается влиянию сил, действующих как пара. Но внутри массы внешние силы, выполняющие эту деформацию, настолько разложены, что почти по всем возможным плоскостям находятся стрессы и нормальные, и тангенциальные, и стрессы скалывания, отличающиеся друг от друга своей напряженностью в зависимости от углового положения плоскости. Подобным же образом в простом удлинении или сокращении при невращательном натяжении или сжатии внутри массы породы по всем плоскостям, за исключением только плоскостей, перпендикулярных к главным осям, проходят тангенциальные слагающие стрессов; здесь появляются плоскости скалывания и плоскости максимального скалывания. Горные породы могут и не поддаваться изменениям вдоль этих плоскостей скалывания, но они все же существуют. Словом, плоскости скалывания и стрессы, выражающиеся или не выражающиеся действительным нарушением, существуют независимо от того, как приложены стрессы, действующие на массу как целое: приложены ли они невращательно как при простом натяжении или сжатии, или вращательно — как при скалывании. Госкинс¹ говорит об этом так: «только в исключительных условиях может существовать напряжение без вызванного им скольжения вдоль известных плоскостей, или стресс, без существования тангенциального стресса на известных плоскостях. Стрессы скалывания отсутствуют только в том случае, когда нормальный стресс отличается одинаковой напряженностью на всех плоскостях и по всем направлениям. Только при простом расширении или сжатии отсутствует тангенциальное напряжение или скольжение, и удлинения или сокращения во всех направлениях равны».

¹ Л. с., р. 868.

ЭЛЛИпсоИД НАПРЯЖЕНИЯ

Иногда приходится описывать напряжение и соотношение между напряжением и стрессом в терминах условной формы, известной под именем *эллипсоида напряжения* (рис. 2 и 3). Всякое воображаемое сферическое твердое тело, деформированное при любом простом однородном¹ напряжении, получают форму эллипсоида напряжения. Этот эллипсоид имеет три главных и взаимно перпендикулярных оси — наибольшую, среднюю и наименьшую, соответствующие трем главным осям напряжения. Если мы знаем в горной породе направления удлинения и сокращения, мы можем приложить к ним термины эллипсоида напряжения, и это даст нам возможность лучше распознать ту деформацию, которую претерпела порода. Надо сказать, что в самом эллипсоиде напряжения

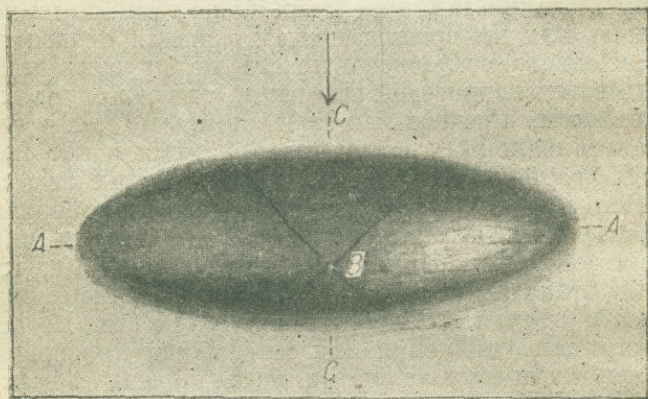


Рис. 2. Эллипсоид напряжения, образованный деформацией шара под действием сжатия при неврашательном напряжении. Три главные стресса различны по величине и всегда параллельны трем главным осям напряжения AA , BB , CC . Черные линии обозначают плоскости отсутствия искривления или плоскости максимального скалывания. Следует заметить, что подобный эллипсоид может образоваться под действием натяжения в результате удлинения вдоль оси AA и неравного сокращения вдоль BB и CC .

нельзя обнаружить направления приложенных сил. Он указывает только на результат деформации. Приложенные силы могут быть или силами натяжения, или сжатия без вращения, являющимися причиной простого удлинения и сокращения, или же силами вращения, как в скалывании. Одна из самых распространенных ошибок в геологической полевой работе заключается в предположении, что расплющивание (уплощение) перпендикулярно наибольшему давлению или наибольшей оси стресса, т. е., что напря-

¹ По Госкинсу, напряжение называется гомогенным, однородным, «если какие-нибудь две части тела, которые были подобны по форме и подобно ориентированы до напряжения, остались такими же подобными и также подобно ориентированными и после напряжения».

жение является невращательным. В некоторых случаях полевые наблюдения доказывают правильность этого предположения, но в громадном большинстве случаев вопрос остается открытым — получилось ли это таким именно образом или же при скалывании.

Эллипсоид напряжения дает в руки готовый эмпирический метод определения приблизительного расположения плоскостей максимального скалывания, как во вращательных, так и в невращательных напряжениях, без необходимости прибегать к детальным математическим вычислениям. В эллипсоиде напряжения с тремя

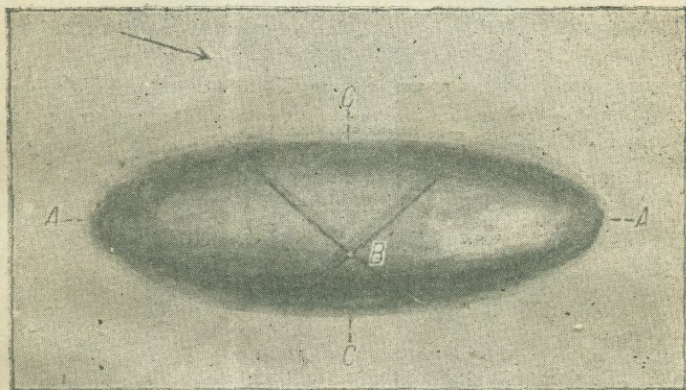


Рис. 3. Эллипсоид напряжения, образованный деформацией шара при вращательном напряжении, т. е. при скалывании. Три главных стресса различны по величине, наклонены к скалывающим стрессам и все время изменяют свое направление. Оси напряжения также наклонены и все время вращаются относительно приложенных стрессов скалывания; оси общего удлинения и укорочения AA и CC могут отличаться от осей, вдоль которых в каждый данный момент существует тенденция к удлинению и укорочению. Черные линии обозначают плоскости отсутствия искривления или плоскости максимума скалывания. Следует отметить, что этот эллипсоид напряжения имеет ту же самую форму, как и эллипсоид, образованный невращательным напряжением (рис. 2), но отличается от него иными угловыми отношениями к стрессам.

неравными главными осями есть только поперечные сечения, контуры которых имеют вид круга (рис. 2). Если учащийся возьмет в руки модель эллипсоида напряжения, он скоро сам убедится, что это именно так. Эти плоскости, называемые *плоскостями отсутствия искривления* (planes of no distortion), так как в них сохраняются поперечные круглые сечения исходной сферы, они являются также плоскостями максимального скалывания.

В данной структуре горной породы, в которой известно направление удлинения и сокращения, выражаясь иначе, положение эллипсоида напряжения, возможно определить положение плоскостей максимального скалывания независимо от характера стрессов: будут ли они стрессами натяжения или сжатия, вращатель-

ными или же невращательными. Относительно же последних по обыкновению мы ничего не можем сказать. В следующих главах мы будем базироваться на этом принципе при изучении структур, обязанных своим просхождением разлому.

Простой способ иллюстрации положения эллипсоида напряжения в двух измерениях и плоскостей скалывания при вращательном и невращательном напряжении показан на рис. 4, 5 и 6. Картон с начерченным кругом помещен между двумя листами проволоочной сетки, они скрепляются все вместе в центре круга. Свободно вращающаяся деревянная рама, прикрепленная к сетке, позволяет последней свободно искривляться и выпрямляться, в то время как внутренний лист картона остается не искривленным.

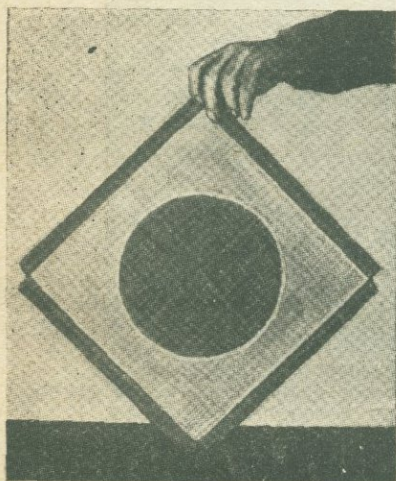


Рис. 4. Модель из проволоочной сетки, недеформированная. (см. рис. 5 и 6).

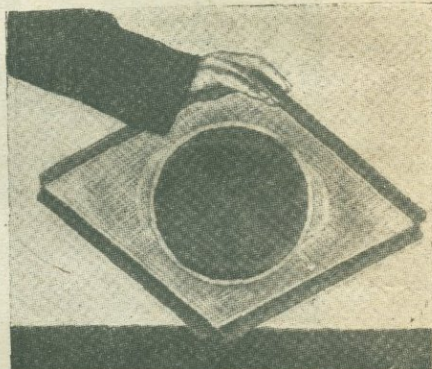


Рис. 5. Модель из проволоочной сетки, деформированная невращательным напряжением. Прямые линии, соединяющие точки пересечения круга и эллипса, показывают расположение „плоскостей отсутствия искривления“ или плоскостей максимального скалывания.

Круг и диаметры, нанесенные на сетке, совпадают с кругом центрального листа. Когда сетка искривляется, то круг на сетке превращается в эллипс, т. е. в поперечное сечение эллипсоида напряжения через наибольшую и наименьшую его оси, — наложенный на недеформированный круг картона.

На рис. 5 изображено невращательное напряжение, известное под названием «чистого сокращения и удлинения». Круг удлиняется перпендикулярно к давлению. Плоскости отсутствия искривления (planes of no distortion), которые являются плоскостями максимума скалывания, перпендикулярны к поверхности сетки. Пересечения их с плоскостью сетки располагаются по отношению к давлению почти под углом в 45° . Следует заметить, что плоскости, представляющие плоскости скалывания, параллельны прутьям проволоки. Искривление проволоочной сетки в действительности достигается наклонением, скалыванием проволоочных петель. Из этого становится ясным, что начерченные линии отсут-

ствия искривления представляют действительные плоскости скальвания.

На рис. 6 изображено вращательное напряжение. Эллипс напряжения получается скальванием верхней части модели над нижней частью, повидимому, от движения вдоль плоскостей скальвания проволочных ячеек сетки. Плоскости отсутствия искривления обозначены так же, как и на предыдущих рисунках. Следует заметить, что они имеют одинаковые отношения к эллипсу,

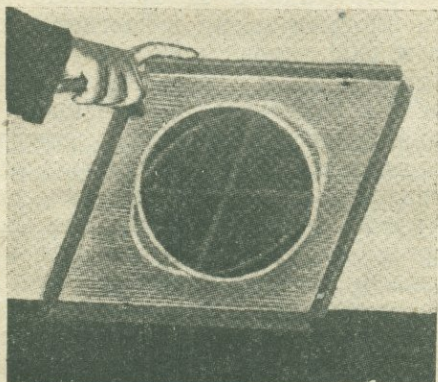


Рис. 6. Модель из проволочной сетки, деформированная вращательным напряжением или скальванием. Прямые линии, соединяющие точки пересечения круга и эллипса, обозначают положение „плоскостей отсутствия искривления“ или плоскостей максимального скальвания.

хотя давление прилагается под различным и все время меняющимся углом. Ясно, что как во вращательном, так и в невращательном напряжении результат будет один и тот же, поскольку идет речь о форме эллипса напряжения. Вращение одной фигуры в пространстве заставит ее совпасть с другой.

Модель показывает, конечно, только поперечное сечение эллипсоида через наибольшую и наименьшую оси напряжения. Она не дает представления о положении средней оси. На нее следует обратить такое же внимание, как и на две другие оси, чтобы ясно представить себе соотношение между двумя осями, изображенными на рисунке, и третьей — воображаемой осью.

ВЫВОДЫ

Когда горные породы поддаются действию стрессов, то при этом они претерпевают расширение или сжатие (dilatation), комбинарованное с простым удлинением или сокращением и скальванием. Во всех случаях, кроме расширения, происходит скальвание внутри массы. Искривление, скручивание и сгибание являются только особыми случаями, происходящими от различных

комбинаций таких более простых натяжений. Расширение в деформации горных пород не легко заметить, и о нем мы знаем очень мало. Структурная геология имеет дело главным образом с деформацией под действием односторонних стрессов и поэтому с изменениями формы. Эти деформации, или напряжения, можно отличить очень легко, но обычно мы мало знаем об их отношениях к разнообразным возможным комбинациям вызывающих их стрессов.

Данные выше определения и механические принципы можно применить ко всем плотным телам, в частности и к горным породам. Деформацию всякой горной породы можно описывать, основываясь на этих принципах и определениях, независимо от того, деформирована ли она разломом, или течением, или же какой-либо комбинацией этих процессов. Однако, следует помнить, что горная порода не является идеально однородным веществом, но имеет свои особенности, которые иногда не дают возможности определить все стрессы, действующие на нее. Так, хотя теоретически горная порода под действием сжатия проявляет склонность к разлому вдоль плоскостей наибольшего скалывания, однако, вследствие первоначальной текстуры или разнородности породы структура, являющаяся результатом этого скалывания, будет более или менее не соответствовать этим теоретическим положениям.

Последующие главы посвящены изучению отдельных структур на основе общих положений.

Глава III

ОБЩЕЕ ОПИСАНИЕ ТРЕЩИНЫ

Трещины — это разломы (fractures or fissures) горных пород, вдоль которых либо не происходило никакого перемещения, либо оно весьма незначительно. Узкие, незаметные трещины называются иногда слепыми (slip rift blind joint). В термин «скол» (rift) включают также понятие о скрытых (зародышевых) трещинах или поверхностях, вдоль которых горная порода не испытала действительного нарушения, но под влиянием напряжения сделалась наиболее податливой. Если вследствие многочисленных, тесно расположенных трещин порода приобретает способность распадаться вдоль параллельных поверхностей, то такую структуру можно назвать *квиважем разлома* (см. главу VI).

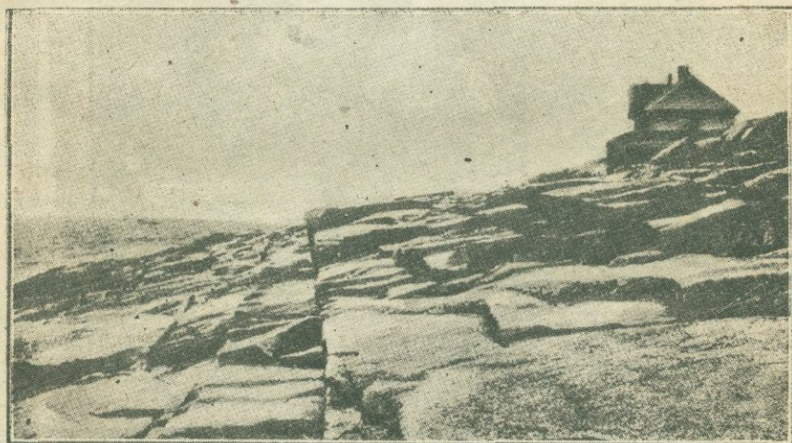


Рис. 7. Трещины в граните, Кэп Энн, Массачузетс.

Трещины, в которых заметно значительное перемещение вдоль поверхности разлома, обыкновенно называют *сбросами*. Если движение очень незначительно и незаметно, то такую структуру можно еще называть трещиной, в данном случае нельзя провести резкой границы между трещиной и сбросом. Если впоследствии,

после их образования, трещины или сбросы заполняются минеральной массой, они превращаются в жилу (vein) или же в рудную жилу (lode), если выполняющие трещину минералы являются ценными с промышленной точки зрения. Назвать ли данную структуру в подобных случаях трещиной, жилой или же рудной жилой зависит от того, выступает ли на первый план в данном случае структура или же выполняющее ее вещество.



Рис. 8. Пересекающиеся ряды вертикальных трещин в горизонтальных осадочных пластах. По Киндлю (Kindle, U. S. Geol. Survey).

Трещины обыкновенно представляют «почти плоскости», но в иных случаях они могут быть также искривленными или изогнутыми. Самое обычное положение трещин — вертикальное, хотя часто наблюдаются также наклонные или же горизонтальные трещины.

Трещины распространены и в мягких и в твердых горных породах, они наблюдаются и на поверхности и в глубоких зонах земли. Глава VIII специально посвящена трещинам в неуплотненных поверхностных породах.

Трещины чаще встречаются близ поверхности, реже — в глубоких зонах земной коры. Это объясняется тем, что породы у зем-

ной поверхности находятся в наиболее благоприятных для выветривания условиях. В поверхностных условиях трещины начинают расширяться и делаются поэтому легко различимыми, хотя на глубине они продолжают нередко в виде узких и едва заметных структур.

Трещины имеют такое широкое распространение, что их часто не отмечают при геологическом картировании. Самое число трещин и разнообразие их положения почти не дают возможности наносить их на карту, за исключением лишь самого подробного картирования. Однако, детальное изучение трещин представляется очень желательным, потому что оно помогает выяснить, каким образом деформировалась горная порода или же вся область в целом. Приуроченность трещин, или по крайней мере некоторых типов трещин, только к определенным геологическим формациям или областям может быть связана с некоторыми особенностями геологической истории последних.

Отношение трещин к рельефу и к речной и овражной сети часто очень резко выражено, потому что трещины представляют поверхности, наиболее легко поддающиеся эрозии. Необходимость тщательного наблюдения положения трещин и их структурных соотношений приобретает особенно важное значение в тех случаях, когда они заполнены минеральным веществом, имеющим большое промышленное значение.

По числу и распределению трещин в каменоломнях можно решить вопрос, удастся ли добыть глыбы такой величины и формы, которые удовлетворяли бы требованиям строительства или другим целям.

Далее, трещины имеют очень большое значение для выяснения вопроса о сопротивляемости горных пород при рудничных разработках и для составления проектов каналов и плотин.

ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЕЩИН

Причиной возникновения трещин являются, во-первых, те стрессы, которые связаны с крупными перемещениями в земной коре (см. гл. VIII), во-вторых, они образуются также при расширении и сжатии горных пород под влиянием изменения температуры, влажности и изменений химического состава. В особенности следует отметить изменение объема при охлаждении и сжатии вулканических масс, при высыхании, оседании и сжатии осадочных пород, а также изменение объема всех горных пород при изменении климатических условий. Трещины, которые образовались вследствие изменений объема, обычно разделяются на трещины расширения и трещины сжатия. Трещины расширения образуются во время расширения горной породы; стресс в точке разрыва является стрессом сжатия. Трещины сжатия образовались вследствие сжатия горной породы; стресс в точке разрыва является стрессом натяжения. Непосредственной причиной образования трещин являются также удары при сотрясениях, хотя есть предположение, что эти явления представляют только импульсы, возбуждающие уже существующие стрессы.



Как вулканические, так и осадочные породы с самого начала своего образования подвергаются объемному расширению и сжатию во все фазы диагенетического и метаморфического циклов. Эти изменения близ поверхности земли чередуются чаще, чем на глубине, поэтому у поверхности особенно велико количество трещин. Но, вероятно, немногие из глубоко залежавших горных пород выходят на земную поверхность без ранее существовавших трещин или плоскостей «слабости», и те трещины, которые несомненно представляют поверхностные образования, чаще приурочиваются к указанным существовавшим ранее структурам, так что различать их не легко. Некогда существовала тенденция приписывать деформирующие стрессы общим силам земли, действующим извне, это относится особенно к длинным непрерывным трещинам, которые иногда называются «главными трещинами» и которые пересекают одинаково все породы, независимо от их типа. Однако, более ясное представление о той роли, которую играет изменение объема во всех стадиях развития и метаморфизма горных пород, заставляет нас более правильно оценить значение этого фактора образования трещин.

Причину образования трещин иногда можно вывести из полевых наблюдений. Так, встречаются трещины в недавно остывшей лаве, которая не подвергалась воздействию внешних сил. Распределены они могут быть неправильно или давать отдельности, подобные базальтовым, или могут обнаруживать общее радиальное или концентрическое расположение. Очевидно, что подобные трещины связаны с сжатием кристаллизующейся и охлаждающейся массы наряду с оседанием; в некоторых случаях они обязаны своим происхождением устранению поддержки (*removal of support*) во время экструзии (см. главу IV). Точно так же очень многочисленными могут быть трещины в таких спокойной лежащих, частично отвердевших слоях осадочных пород, которые очевидно не были нарушены крупными внешними силами. В этом случае одной из причин трещиноватости несомненно является изменение объема, связанное с высыханием и оседанием слоев. Об этом процессе свидетельствуют трещины высыхания в илах. Образовавшиеся таким путем трещины должны ограничиваться отдельными слоями и быстро исчезать вверх или вниз; этот факт может служить ясным признаком того, что образование трещин в данном слое закончилось до отложения следующего слоя осадочной породы. Повидимому, трещины должны быть особенно многочисленными близ контактов различных слоев или формаций (это явление часто наблюдается при бурении на воду). Трещины этого обычного типа имеют различные направления и положения. Они могут пересекаться, но гораздо чаще одна трещина кончается раньше, чем достигнет другой, или же обрывается совершенно другой трещиной, пересекающей ее под некоторым углом.

Разрезы в каменоломнях или же в естественных обнажениях обычно позволяют обнаружить очень большое участие процессов выветривания в образовании трещин. Близ поверхности выветривания в породах можно обнаружить многочисленные более или

менее открытые трещины, тогда как ниже поверхности трещины обыкновенно менее многочисленны и менее заметны. Очевидно изменения температуры, замерзание, корни растений и изменение объема, обязанные своим происхождением химическим и минералогическим изменениям, принимают деятельное участие в нарушении поверхностных пород. Порода, представляющая конечный продукт выветривания, настолько разрушена, что трещины как таковых уже нельзя различить в беспорядочной массе обломков выветрелого материала.

Причина появления трещин незначительной протяженности может заключаться в изменении давления под влиянием местных изменений нагрузки на породу, вызванных эрозией или отложением.

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ПОЛОЖЕНИЕМ ТРЕЩИН И ВЫЗВАВШИМИ ИХ СТРЕССАМИ

Ясное представление о положении трещин в зависимости от деформирующих стрессов иногда оказывает большую помощь при

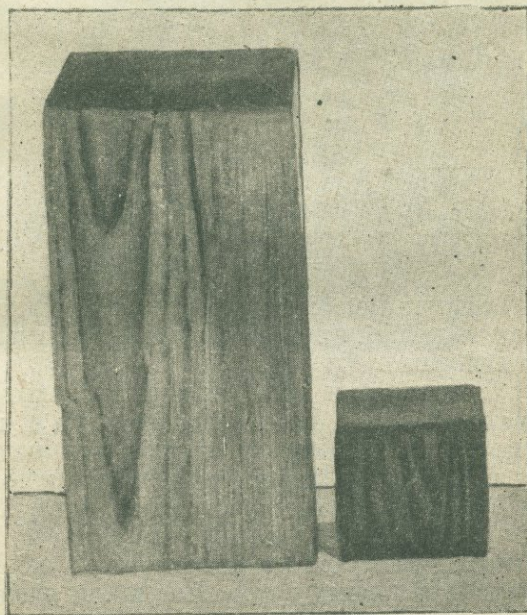


Рис. 9. Раздавливание деревянных брусков вращательным стрессом. Заметна склонность разломов следовать плоскостям скалывания под углом 45° к давлению, а не вдоль слоев древесины.

анализе структуры дислоцированной области, особенно при определении невидимой на поверхности протяженности трещин или жил и при анализе складок.

Трещины появляются в результате натяжения или сжатия или же в результате этих обоих стрессов вместе, как это бывает при скручивании или при поперечном сгибании (torsion или cross-bending).

Под действием натяжения плоскость трещины располагается обычно перпендикулярно напряжению; как при натяжении, так и при сжатии действуют также и наклонные стрессы скалывания, но обычно последние не проявляются, потому что породы при своей незначительной способности к растяжению легче разламываются натяжением, чем срезаются вдоль наклонных плоскостей. Однако, в исключительных случаях разлом будет следовать по плоскостям скалывания.

Трещины, образующиеся от сжатия, имеют склонность возникать вдоль плоскостей максимального скалывания, наклонных к глав-

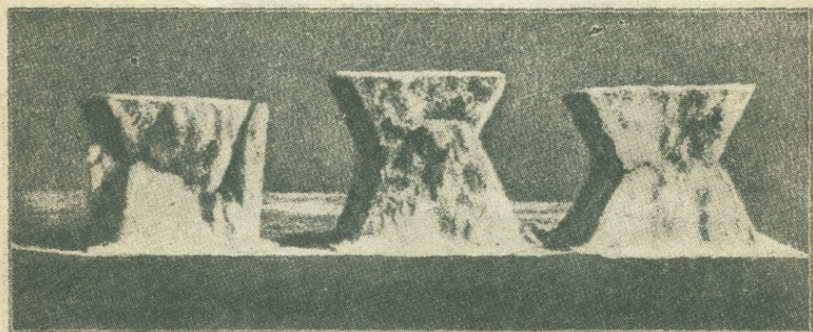


Рис. 10. Разломы в строительном камне (бурый песчаник) вдоль плоскостей скалывания. По Бекли (Buckley).

ному стрессу. Растягивание массы перпендикулярно к направлению сжатия, может местами вызвать трещины натяжения, поперечные этому растягиванию.

Угол между плоскостями максимального скалывания и осью приложенного стресса может изменяться от 90 до 0° в зависимости от того, имеет ли сжатие вращательный или невращательный характер, или же оно представляет комбинацию и того и другого.

Обыкновенно в лабораторных условиях пользуются простым, невращательным сжатием (стр. 15), и геологи по большей части предполагают присутствие именно этого движения в изучаемых ими разломах горных пород. Под таким давлением порода разламывается вдоль одной или многих плоскостей под углами, несколько меньшими 45° к главной оси стресса. Причина появления плоскостей с углом менее 45° к главной оси стресса объясняется явлением внутреннего трения¹, но этот вопрос не может еще считаться вполне разрешенным. Этот факт эмпирически определя-

¹ Для краткого ознакомления с этим, еще не вполне изученным, предметом см. Merriman. Mansfield. Mechanics of materials. Wiley and Sons, 1916, стр. 375—382.

ется в конце концов свойствами той или иной породы. Если порода может двигаться по всем направлениям под прямым углом к главному стрессу, то она может получить разлом вдоль нескольких пересекающихся плоскостей скалывания, при этом следует сделать одну оговорку, а именно, что эти плоскости обыкновенно проходят под углом в 45° или менее к главной оси стресса. Если порода может двигаться только в одну сторону, то разлом произойдет только по плоскостям скалывания, наклоненным в свободную сторону.

Вероятно, вращательные напряжения так же распространены в земной коре, как и невращательные. При вращательном напря-

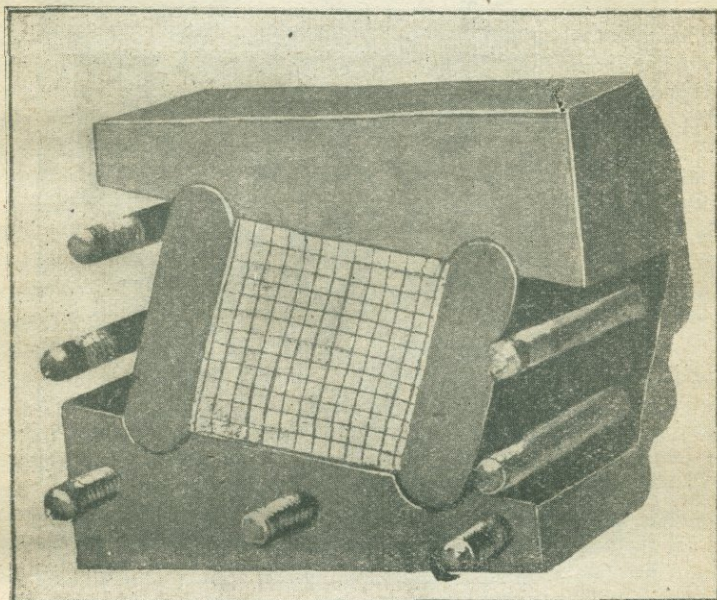


Рис. 11а. Кубик из бедфордского известняка, деформированный скалыванием или вращательным стрессом. Стрелка указывает направление давления; последнее разлагается вдоль наклонных плоскостей скалывания вращением верхней плиты над нижней. (Геологическая лаборатория Висконсинского университета).

жении плоскости максимального скалывания могут варьировать от параллельных стрессу до перпендикулярных к нему (стр. 16); в большинстве случаев встречаются углы от 0 до 45° . Если сжатие является предполагаемой причиной образования трещин, то в таком случае нельзя допустить предположения об образовании трещин под углом к давлению, составляющим 45° или около того. Это могло бы случиться, если напряжение случайно было бы невращательным, но самая возможность такого случая вообще является только предположением.

Одна главная ось стресса еще не определяет возможных отношений разломов сжатия к стрессу. Должно рассматривать

три главные оси стресса или, другими словами, деформацию следует изучать в трех измерениях. Это можно сделать весьма легко и точно, если пользоваться в качестве условной единицы соотношением между осями, а именно эллипсоидом напряжения (стр. 18—21). Не следует забывать, что плоскости неискривления в эллипсоиде напряжения являются плоскостями максимального скалывания. Следовательно, всякую трещину, если она обязана своим происхождением сжатию, можно, примерно, считать плоскостью неискривления и мысленно представить себе отношение между ней и гипотетическим эллипсоидом напряжения. Эллипсоид напряжения мож-

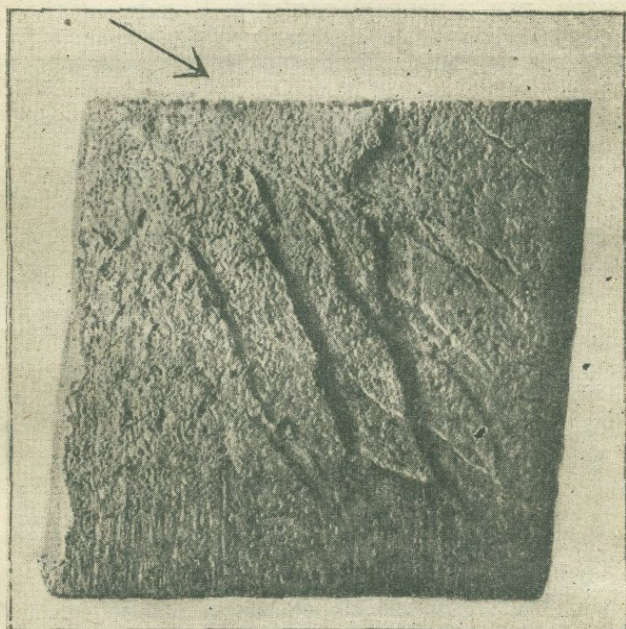


Рис. 11 б. Разломы в бедфордском известняке, развившиеся под действием скалывания, как на рис. 11 а. Теоретические плоскости максимального скалывания параллельны сторонам глыбы, а действительные разломы расположены под более острым углом к главному стрессу, чем это обычно бывает в хрупких материалах без большой нагрузки (стр. 28). (Геологическая лаборатория Виконсинского университета).

но представить во многих положениях, но плоскость отсутствия искривления должна быть параллельна данной трещине. В эллипсоиде напряжения две плоскости отсутствия искривления находятся почти под прямым углом друг к другу; следовательно, его можно поставить так, что каждая плоскость будет параллельна трещине. Кроме, того, в обоих положениях эллипсоид напряжения может вращаться на 360° около оси, перпендикулярной к плоскости отсутствия искривления, что, следовательно, будет удовлетворять указанному условию в любой точке при вращении. Эллипсоид напряжения может находиться в самых различных положе-

ниях относительно плоскости трещины, но не следует забывать, что этот эллипсоид напряжения является результатом либо вращательного, либо невращательного напряжения, или же какой-нибудь комбинации их обоих, в результате мы будем иметь еще более разнообразные отношения эллипсоида напряжения к действительному направлению стресса.

Однако, полевыми наблюдениями можно узнать направления сокращения и удлинения горной породы, и тогда будет возможно определить положение эллипсоида напряжения. Даже, однако, и в этом случае нельзя установить, является ли эллипсоид напряжения следствием вращательного или же невращательного напряжения и, следовательно, находится ли разлом под углом приблизительно в 45° к главному давлению или же под углом значительно меньшим или большим. Об угловых отношениях трещины к данному стрессу сжатия можно судить с некоторой точностью тогда, когда полевые условия показывают не только положение всех трех осей эллипсоида напряжения, но и характер стресса (является ли он вращательным или невращательным).

Вообще трещины могут образоваться при каком-либо одном стрессе-натяжении или же при совокупном действии всех стрессов натяжений, которые мы описывали выше как натяжение, невращательное сжатие и вращательное сжатие. Только в этих случаях и происходят разломы горных пород. Сгибание и вращение, как указывалось ранее, представляют лишь различные комбинации этих отношений в различных частях массы.

Иногда при полевых наблюдениях трещин можно определить отношения между стрессом и напряжением, но в большинстве случаев это не представляется возможным. При всякой попытке установить соотношение между появлением трещин и специфическими условиями стрессов следует особенно остерегаться ограниченного толкования данной проблемы на основе непроверенных предположений. Равным образом необходимо исключить из номенклатуры трещин все трещины, которые требуют более специфических знаний об условиях стрессов, чем те, которыми мы обладаем. Мы видим результаты этого процесса, а не самый механизм в действии.

Сгибание или складкообразование, похожее на изгиб балки или колонны, может заключать в себе натяжение на выпуклой и сжатие на вогнутой стороне, или же всюду натяжение или всюду сжатие, что зависит от условий, описываемых ниже (глава VII). В этом типе деформации трещины образовались натяжением или сжатием обычно невращательного характера по законам, о которых мы уже упоминали.

Искривление скручиванием. Этот вид деформации, характеризующийся скручивающим движением около оси, вероятно, представляет очень распространенное, но практически очень трудно отличимое явление в деформации земной коры. Образование складок, трещин и сбросов местами, вероятно, находится в связи с каким-то скручивающим движением, но обычно это предположение с трудом поддается доказательству. Если даже трещины образуются при скручивающем искривлении, то и в таком случае их можно под-

вергнуть анализу тех ограниченных соотношений между стрессами и напряжениями, которые ранее были сведены к натяжению, к сжатию без вращения или к чистому сокращению, к сжатию с вращением, или скалыванию, точно так же как и в случаях с трещинами, связанными с сгибанием или складкообразованием. Искривление скручиванием можно определить как отдельность со сложной системой трещин, но каждая из них тем не менее представляет непосредственный результат натяжения или сжатия.

Условия напряжения при описанном искривлении отличаются сложностью. Они, вероятно, заключают в себе или расширение или сжатие деформированной массы, или сжатие в некоторых частях массы и расширение в других, в результате чего образовывалась чрезвычайно сложная трещиноватость. При таком искривлении точно так же имеет место двойное поперечное сгибание в двух направлениях под прямыми углами, причем в каждом из них в результате этих движений могут иметь место условия стресса натяжения на одной стороне и условия сжатия на противоположной стороне; могут иметь место точно такие же натяжения и сжатия, какие образуются на выпуклой и вогнутой сторонах простого коромысла при действии на него силы тяжести. Добре подвергал кручению узкую стеклянную пластинку и получал правильные ряды разломов приблизительно под углом 45° к оси кручения (рис. 12). Эти разломы, очевидно, обязаны своим происхождением стрессам натяжения при поперечном сгибании: на одной стороне мы видим ряд трещин натяжения поперек сгибания, а на другой стороне другой ряд трещин натяжения под прямым углом к первым. В тонких объектах трещины, образовавшиеся таким путем, могут пронизывать весь слой, но если бы мы захотели увидеть подтверждение опытов Добре в полевых условиях, то увидели бы только один ряд параллельных трещин натяжения¹.

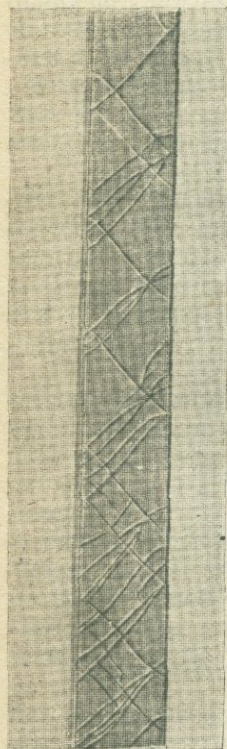


Рис. 12. Искривление стекла кручением, вызывающим стрессы поперечного сгибания и разломы натяжения. (Геологическая лаборатория Висконсинского университета).

горных пород, по всем вероятностям, в структурах проявляется

¹ Mead W. J. Notes on the mechanics of geologic structures. „Jour. Geol.“ Vol. 28, 1920, p. 520.

склонность к отклонению от выведенных теоретических положений.

При невращательном сжатии или чистом сокращении плоскости максимального скалывания располагаются теоретически под углом в 45° к главной оси стресса. Если горные породы представляют хрупкий, легко разламываемый материал, что и бывает в большинстве случаев, то этот угол может быть значительно меньше 45° . Это было доказано экспериментальным путем. Если материал мягкий или гибкий, то угол может быть значительно больше 45° . Увеличение гидростатического сжатия (hoop) или постепенно возрастающее давление на горные породы (условия, встречающиеся в глубоких зонах земной коры) могут придать горным породам относительно большую гибкость и тем самым увеличить угол между разломом и главной осью стресса. Те же самые изменения можно заметить при вращательном напряжении.

Горные породы, обладающие слоистой, сланцеватой структурой или флюидалным сложением (в изверженных массах), под действием деформирующих стрессов наиболее легко подвергаются нарушению вдоль ранее существовавших плоскостей слабости (surface of weakness). Эти разломы не будут точно совпадать с тем теоретическим расположением трещин, которое должно было бы возникнуть при данных стрессах. Однако, факты говорят за то, что эти плоскости слабости не так уж сильно влияют на положение плоскостей нарушения. При действии стрессов скалывания деревянный брус дает трещину не по волокнам древесины, хотя в некоторых местах трещины без сомнения совпадают с ними.

РЯДЫ И СИСТЕМЫ ТРЕЩИН

Мы главным образом рассматривали до сих пор отдельные трещины. В полевых условиях обыкновенно встречаются целые системы трещин, и определить их отношение к стрессу является задачей гораздо более сложной.

Каждую группу параллельных трещин обыкновенно относят к одному ряду трещин. Термин *ряд* нельзя назвать очень точным и определенным, но выше мы уже указали на обычное его значение. Группа из двух или нескольких пересекающихся рядов трещин составляет систему. И, опять-таки, этот термин отличается недостаточной точностью. Системы трещин могут разбивать горную породу симметрично или несимметрично. Система может образоваться целиком в отдельный этап деформации или же в нескольких последовательных и не связанных друг с другом этапах; нередко трудно определить, с каким из этих двух явлений мы имеем дело. Нет надобности повторять той общеизвестной истины, что в условиях опыта системы трещин развиваются чаще, чем отдельные, единичные разломы, и геологам в поле приходится постоянно отыскивать представителей этих систем. Можно определенно сказать, что до сих пор такие попытки не увенчались большим успехом и что от успешности этих попыток главным образом зависит будущий прогресс в деле толкования генезиса трещин. Вопрос этот представляется чрезвычайно сложным, и мы постара-

емя здесь дать лишь некоторые возможные объяснения, касающиеся нескольких простых систем трещин.

Принято думать, что система с двумя рядами трещин, пересекающихся под прямыми углами, представляет невращательное напряжение и что главный стресс будет делить пополам одну из двух пар углов пересечения. Однако, тот же самый результат можно получить вращательным напряжением, что легко можно видеть при сравнении плоскостей трещин с эллипсоидом напряжения; при этом не следует забывать, что эллипсоид напряжения в отдельных случаях можно получить и при комбинации вращательного и невращательного напряжений.

Восбще в большинстве случаев пересекающиеся ряды вертикальных трещин приписывают невращательному сжатию. Это предположение означает, что самая длинная и самая короткая оси эллипсоида напряжения горизонтальны, что средняя ось вертикальна, что направления минимального сопротивления и максимального растяжения скорее боковые, чем вертикальные. При этом предположении нельзя ставить эллипсоид напряжения в какое-либо другое положение. С другой стороны, ряды наклонных трещин, пересекающиеся друг друга под углом в 90° и горизонтальную поверхность под углом в 45° , точно так же приписывают невращательному сжатию. В этом случае самая длинная ось эллипсоида напряжения должна быть вертикальной: направления расширения и минимального сопротивления должны быть направлены вверх. Следовательно, повидимому, горизонтальное невращательное сжатие может давать начало или вертикальным пересекающимся трещинам или наклонным пересекающимся трещинам в зависимости от того, в каком направлении имеется минимум сопротивления и, как следствие этого, растяжение массы в горизонтальном или вертикальном направлении.

Уже давно Беккер¹ обратил внимание на тот факт, что развитие пересекающихся вертикальных или круто наклонных сбросов и трещин только в том случае механически возможно при горизонтальных невращательных стрессах сжатия, если боковое сопротивление меньше вертикального, и что подобные условия преобладают в некоторых областях. Очевидно, другие геологи не проанализировали этого вопроса и отнеслись поверхностно к выводу Беккера, так как они, предполагая, что факт пересечения в рядах подразумевает наличие стрессов сжатия, не разбирают других возможностей, главным образом натяжения. Возможное превышение вертикального сопротивления над горизонтальным боковым очень трудно определить в полевых условиях. Древняя поверхность, например долина, образует в смежных с ней гребнях небольшое боковое расширение, давая этим возможность развиться вертикальным пересекающимся сбросам или трещинам под действием стрессов сжатия, но, может быть, в большинстве случаев вертикальное, направленное вверх сопротивление будет менее бокового, горизонтального.

¹ Becker George F. Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 4, 1893, p. 50.

Существует предположение, что вертикальные или круто наклонные трещины и сбросы появляются при натяжении, и на основании этого были даны различные объяснения трещин в пересекающихся рядах или системах. По мнению одних они образовались одновременно и под действием скручивания (стр. 31—32), по предположению других они обязаны своим происхождением последовательным толчкам в различных направлениях. Есть еще другое объяснение, а именно, что они появляются в результате

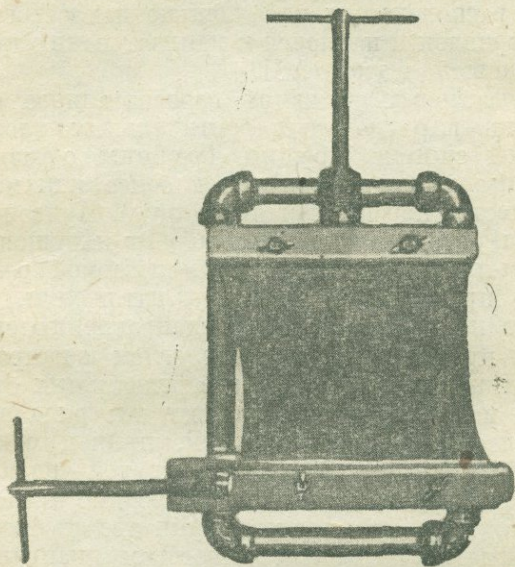


Рис. 13. Трещины и сбросы, развившиеся под действием скалывания или вращательного стресса. Массивная резиновая пластина была тесно сдавлена в тисках посредством верхнего винта и затем была покрыта слоем парафина; при охлаждении парафин становится хрупким. После этого пластина подвергалась деформации посредством бокового винта. Разломы, развившиеся под влиянием этого скалывающего движения, хорошо видны на рис. 14. (По Миду).

последовательных ударов землетрясений в различных направлениях, образуясь под действием растягивающих компонентов сейсмических волн (глава X). Возможны еще и другие объяснения. В более или менее правильные ряды располагаются те трещины и сбросы, которые образовались при охлаждении вулканической массы или при оседании и высыхании осадка. Оседание при ослаблении стрессов после периода образования взбросов или складок может повлечь за собой образование вертикальных или круто падающих трещин и сбросов, собранных в пересекающиеся ряды. Вероятно, в этих случаях системы не должны отличаться однообразием, и только на небольших площадях будет наблюдаться значительная правильность в их расположении.

Параллельные и горизонтальные трещины (вместе с подчиненными, добавочными вертикальными) образуют так называемую *пластовую структуру* (sheet structure), обычно наблюдаемую в каменоломнях близ поверхности земли; существует предположение, что такие трещины обязаны своим происхождением главным образом вращательному или скалывающему движению вдоль горизонтальных плоскостей, как будет показано на стр. 44.

Вращательными или скалывающими движениями объясняют также некоторые трещины на крыльях складок, причем один ряд таких трещин располагается параллельно напластованию, а другой обычно искривлен и наклонен к напластованию таким образом, как это будет описано в главе VII.

В экспериментальных условиях горизонтальное скалывающее движение вдоль параллельных вертикальных плоскостей дает начало сложной системе трещин. Трещины образуются не все сразу; различные ряды появляются в более или менее быстрой последовательности, перекрывая друг друга. Приведем выдержки из статьи Мида¹ по этому поводу: «первые нарушения, образующиеся в каком-либо одном месте испытываемой резиновой пластины, обычно представляют трещины натяжения, наклоненные приблизительно под углом в 45° к направлению скалывающего движения. Они проходят под прямым углом к направлению максимального удлинения и имеют вид вертикальных открытых трещин. За ними непосредственно следуют два ряда вертикальных сбросов с горизонтальным смещением, причем один ряд идет параллельно направлению движения, а другой—параллельно свободным краям резиновой пластинки. Последние представляют два направления отсутствия искривления или две плоскости скалывания, образованные скалыванием, в котором направление минимального сопротивления лежит в плоскости парафинового слоя. Другой ряд сбросов (только два из них видны на рис. 14) представляет сбросы давления (thrust fault), простирающиеся приблизительно под прямыми углами к трещине натяжения и падающие примерно под углом в 45° в другом направлении. Они обязаны своим происхождением сжатию, идущему под прямым углом к направлению максимального удлинения».

В последующих опытах Мид комбинирует скалывание с невращательным сжатием, создавая условия, вероятно, очень распространенные в деформации горных пород. Первоначально образовавшиеся в этих условиях трещины натяжения являются гораздо менее многочисленными и заметными, а оба ряда трещин сжатия или скалывания поворачивались в направлении скалывания. В общем случае скалывания вдоль плоскостей напластования осадочных пород, повидимому, имеет место подобное незначительное вращение трещин параллельно напластованию, вероятно, потому, что нарушение легче происходит вдоль ранее существовавших плоскостей слабости, обязанных своим происхождением напластованию, чем в направлении, в точности обусловленном стрессами.

¹ Mead W. J. Notes on the mechanics of geologic structures. „Journ. Geol.“, vol. 28, 1920, pp. 512—513.

С другой стороны, ряд трещин, наклонных к напластованию, обнаруживает ясные признаки вращения.

Подробное изучение сложной системы жил и сбросов в однородном гранитном массиве Butte наводит на мысль, что эта структура

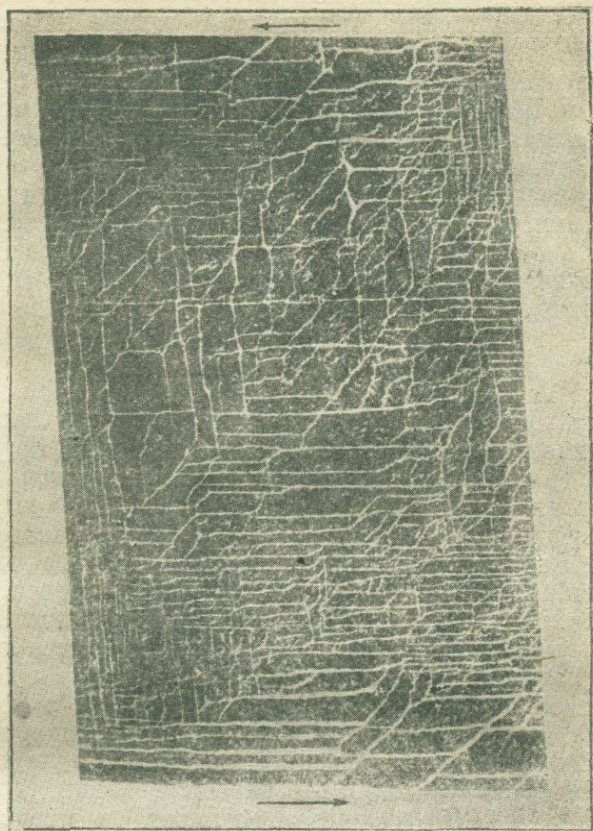


Рис. 14. Трещины и сбросы на парафиновом слое резиновой пластины, произведенные скалыванием. Стрелка указывает на направление движения, а форма пластины на степень искривления. (По Миду).

может быть обязана своим происхождением некоторому поступательному скалывающему движению, вроде того, о котором мы уже упоминали (стр. 36). В конце отдела «Полевая классификация трещин» мы найдем упоминание о взаимоотношении между системами трещин и деформирующими стрессами.

ВИДИМЫЕ И ДЕЙСТВИТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ТРЕЩИН

Наиболее характерной чертой трещин является отсутствие непрерывности как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Трещины не пересекаются, они кончатся около других трещин. Трещины, наблюдаемые в природе, отличаются

часто гораздо большей неправильностью и сложностью, чем те идеальные системы трещин, которые строятся на основании предположений о распространении разломов вдоль простирания и падения пород. Действительно, во многих случаях описывались пересекающиеся ряды трещин, которые разбивают горную породу на более или менее правильные многогранники и которые при ближайшем рассмотрении оказываются совсем не такими уж правильными. Это можно объяснить тем, что отдельные трещины в природе на самом деле не протягиваются очень далеко и часто скрещиваются. Всегда подвергаешься искушению попытаться подчинить явления природы известному порядку, отыскать в системе трещин правильность, не существующую на самом деле. Когда на основании какой-нибудь построенной системы трещин делают выводы о деформирующих стрессах, то особенно внимательно необходимо изучить основные факты, для того чтобы определить, возможно ли существование такой системы в природе или же она страдает некоторой теоретичностью.

ПОЛЕВАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТРЕЩИН

Иногда приходится классифицировать трещины как трещины простирания (strike joints) или трещины падения (dip joints) для того, чтобы точно отметить их параллелизм с направлениями простирания или падения пластов. С другой стороны, трещины можно классифицировать по их происхождению — таковы трещины охлаждения или трещины выветривания. Для того чтобы выразить отношение трещин к стрессам, их обычно относят к классу трещин натяжения и трещин сжатия. Однако, в девяти случаях из десяти изучающий не может определить, является ли трещина следствием натяжения или же сжатия, и если он попытается воспользоваться этой классификацией, то придет к необоснованным выводам или же окажется в весьма неприятном положении человека, обязанного дать решение, для которого не дано достаточного количества фактов. Спрашивается, какие условия данной отдельной системы трещин определяют ее происхождение: действием стрессов натяжения или же сжатия. Эти условия отчасти указаны на предыдущих страницах, здесь они будут изложены с другой точки зрения.

Трещины, которые могут быть трещинами натяжения.

а) Сбросы могут возникать при растяжении поверхности земли (глава IV), и поэтому связь трещин с такими сбросами заставляет предполагать и их образование под действием стрессов натяжения. Но это заключение нельзя считать убедительным, потому что сбросы натяжения могут возникать вдоль плоскостей слабости, образовавшихся ранее их действием сжатия.

б) Открытые трещины указывают на натяжение, но при этом трудно установить, было ли натяжение во время образования трещин или же оно появилось уже после их возникновения.

в) Трещины натяжения находят в сводах антиклиналей; развитие их показано на диаграмме (рис. 15). Но они обыкновенно

незначительны по своему масштабу. Автор не знает ни одного случая для США, чтобы региональный ряд трещин находился бы в определенном положительном соотношении к стрессам натяжения, действовавшим вдоль больших антиклиналей, но наличие такого соотношения весьма возможно в том случае, когда

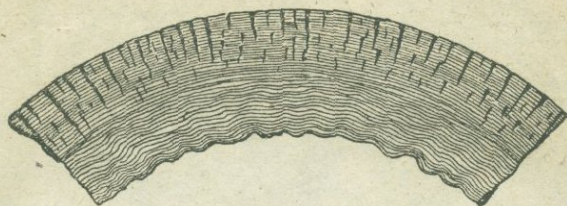


Рис. 15. Трещины натяжения в антиклинали.
(По Ван-Хайзу).

трещины расположены вдоль осевых плоскостей антиклиналей (глава VII).

d) Стрессы натяжения возникают в вулканических породах в процессе их охлаждения; следствием этих стрессов является образование трещин, и при этом не только в самих вулканических массах, но и в прилегающих к ним породах. На основании изучения металлоносных районов Великобритании в настоящее время можно утверждать, что возникновение большинства сложных разломов в вулканических массах можно вполне точно объяснить их охлаждением¹ (глава IV). Такие трещины отличаются непостоянством и не образуют правильных систем. Местами разломы образуют искривленные или концентрические формы около фокуса охлаждения, таковы, например, трещины в габбро в районе Кобальт, Онтарио, или в сланцах, с которыми габбро пришло в контакт (рис. 16). Эти сланцы нагрелись и расширились под влиянием интрузива и затем покрылись трещинами вследствие охлаждения.

Базальтовая отдельность представляет особый тип трещин натяжения, развившихся при охлаждении. Горизонтальные трещины, которые разбивают вертикальные призмы, вероятно, произошли от скалывания, которое возникло при дифференциальном горизонтальном сжатии различных частей столбов породы во время их остывания. Радиальные и периферические разломы могли произойти в некоторых случаях вследствие охлаждения лакколлитов и батолитов.

Существует предположение, что иногда лакколлиты отрываются от стен наподобие отставания охлаждающегося расплава от формы; такие явления наблюдаются, например, в районе Iron Springs, в штате Юта.

e) Другой тип местной трещиноватости натяжения происходит при высыхании осадка, приводящем к образованию в большом

¹ Sosman R. B. Types of prismatic structures in igneous rocks. „Journ. Geol.“, vol. 24, 1916, p. 215.

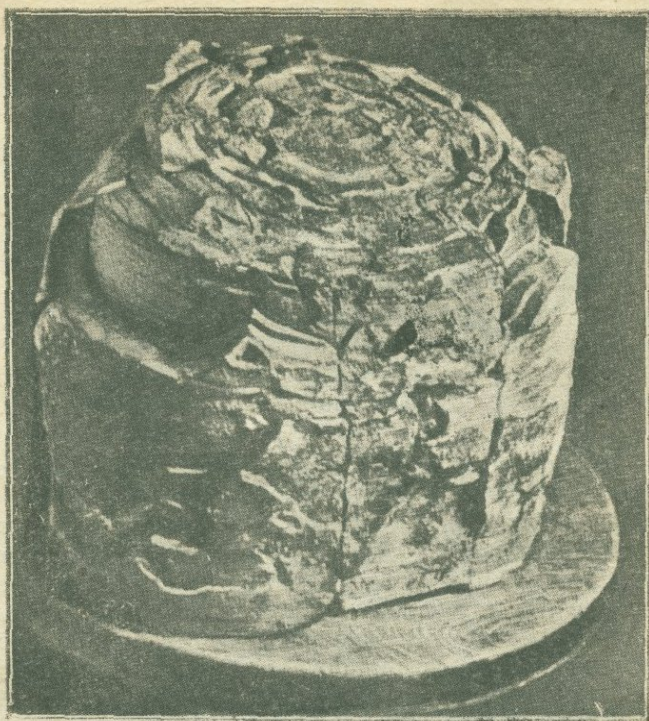


Рис. 16. Трещиноватость гуронских сланцев около контакта их с габбро.

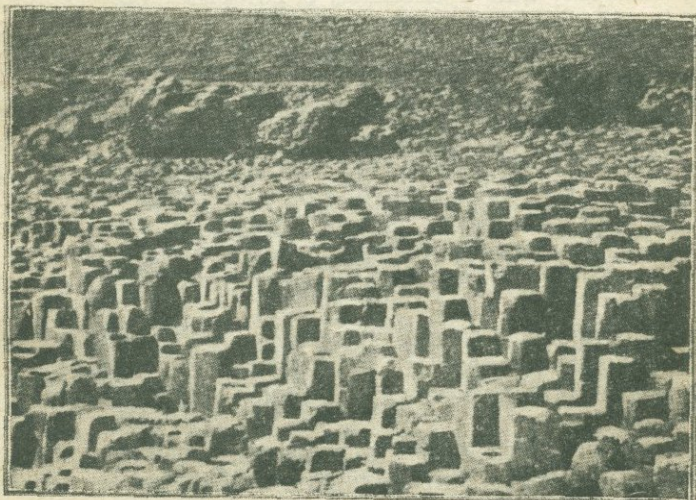


Рис. 17. Столбчатый базальт. Дорога Гигантов, Ирландия.

масштабе трещин усыхания и трещин оседания. Трещины такого рода бывают вертикальными и горизонтальными и не обнаруживают правильности и постоянства. Вероятно, некоторые трещины в горизонтальных осадочных слоях, например в палеозое долины Миссисипи, обязаны своим происхождением высыханию и оседанию формаций. Рельеф основания до некоторой степени влияет на оседание, а поэтому и на распределение зависящих от него трещин. Вертикальные трещины, возникшие от натяжения, сопровождаются горизонтальными трещинами от скалывания, возникшего при дифференциальных растяжении и сжатии различных

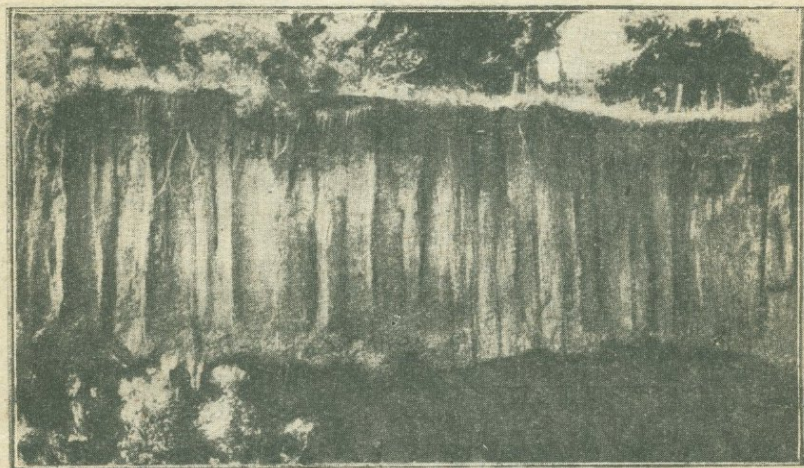


Рис. 18. Обрыв, сложенный лёссом; видна характерная столбчатая отдельность и неясная горизонтальная полосчатость. Железнодорожная выемка около Beverby, Монтана. (По Гайндеу и Гриву).

слоев. Трещины усыхания часто соединяются с поперечными разрывами, что способствует отделению верхнего слоя и искривлению его.

Очень мелкозернистые однородные породы, как например лёсс, обнаруживают иногда замечательно правильную структуру. Примером может служить столбчатая структура, сходная с базальтовой отдельностью (рис. 18).

f) Если горная порода подвергается эрозии, то она разбивается на более или менее горизонтальные (sheets) плиты вследствие растяжения под влиянием выветривания (weathering); можно предполагать, что в этом случае главную роль играет вращательный стресс или стресс скалывания. Затем происходит оседание и сплющивание тонких слоев горной породы, и под тяжестью этого оседания и сплющивания возникают трещины натяжения. Они часто появляются вслед за трещинами сжатия, которые в свою очередь появляются одновременно с горизонтальными трещинами. В складчатых областях и в районах, осложненных надвигами, часто наблюдаются трещины и сбросы более позднего происхождения, имеющие характер трещин натяжения, что указывает на оседа-

ние и на движение под действием силы тяжести, которые следуют за сжатием вследствие его ослабления.

г) Неправильные открытые разломы (gash cracks) и жилы, расположенные рядами, нередко дают ясные указания на растяжение горной породы, перпендикулярное к трещинам. В тех случаях, когда преобладающие трещины образуются в результате стрессов скалывания, как например в слое сланца, деформированном скалыванием между двумя твердыми слоями кварцита, небольшие открытые трещины являются побочными образованиями (см. рис. 57).

Если в лаборатории горные породы и другие твердые тела претерпевают разрыв вследствие натяжения или если на цементном полотне дороги или тротуаре появляются трещины от натяжения, то в таких случаях разрывы, вероятно, возникают вдоль уже искривленных или даже несколько надорванных (jagged) поверхностей. Такие разломы редко сохраняют на значительном расстоянии чистую, ровную поверхность разрыва, но трещины, встречающиеся в поле, образованные по всем данным также от натяжения, в большинстве случаев обнаруживают чистые разрывы (breaks) вдоль ровных поверхностей. Даже в таком разнородном материале, как конгломерат, нередко можно наблюдать чистую, ровную, открытую трещину, одинаково прорезающую и гальки, и цемент. Если натяжение совсем разорвет конгломерат, то на поверхности трещин можно видеть проекции галек. Если здесь не действует какой-либо фактор, еще не выясненный нами, то можно подозревать, что в этих случаях трещина или плоскость слабости были образованы скалыванием от сжатия и что натяжение лишь вскрыло эту структуру.

Не следует, однако, думать, что все трещины с чистыми, ровными поверхностями возникают от скалывания при сжатии и что натяжение может дать только неправильные и разорванные зияющие щели; известно, например, что образование трещин в остывающих вулканических породах дает (по крайней мере местами) гладкие, ровные поверхности, как например в базальтовой столбчатой отдельности. Можно предположить, что мелкозернистые однородные по текстуре горные породы по сравнению с грубыми разнородными породами более склонны к образованию чистых трещин с гладкими поверхностями.

Трещины, происхождение которых можно связать с сжатием.

а) Трещины сжатия иногда можно отличить по признакам скольжения — плоскостям скольжения, развивающимся на поверхностях трещин. Но этот признак не является бесспорным доказательством того, что действовали именно стрессы сжатия во время образования трещин.

б) К трещинам сжатия, вероятно, можно отнести такие, которые переходят в надвиги и складки, как например в южных Аппалачах.

в) Трещины сжатия могут развиваться на вогнутой стороне складки дополнительно к трещинам натяжения на выпуклой ее стороне в тех случаях, где есть нейтральный слой, разделяющий зону растяжения от зоны сжатия. Трещины натяжения могут

пронизывать слой целиком в тех горных породах, которые обладают низким сопротивлением на разрыв.

В горных породах, обладающих значительным сопротивлением на разрыв или находящихся под большой нагрузкой, разломы сжатия могут разбивать весь слой. Теоретически описанные явления представляются очень обычными, однако, в природе они редко проявляются в совсем идеальной типичной форме. Это зависит от положения нейтральной плоскости (глава VII).

d) К трещинам сжатия можно относить также те, которые часто располагаются на крыльях складок и направление которых вполне совпадает с тем теоретическим направлением скалывания от сжатия, которое существовало в данных местах. Например, в кварцитах Борабу, в Висконсине (рис. 57 и 59), одни трещины, вдоль которых происходило небольшое скольжение, идут параллельно напластованию, другой ряд трещин располагается под некоторым углом к напластованию; этот последний ряд проходит непрерывно только через однородные слои и переходит к другим слоям посредством гофрировки или изгибания вдоль плоскостей напластования. В более мягких слоях трещины так изобильны, что дают кливаж разлома. Основываясь на расположении трещин, можно предполагать, что они были образованы скалыванием при сжатии, которое в свою очередь явилось результатом скольжения между слоями. Короткие открытые трещины или щели также появились здесь вследствие натяжения, как указано на рис. 57.

Хорошую иллюстрацию этой структуры представляют S-образные трещины и сбросы в наклонной свите пластов кварцита и известняка в Бингэме (Bingham), медном районе штата Юта, описанные в главе IV.

e) Пластовая (матрацевидная или плитчатая) отдельность, которая так часто наблюдается у поверхности выветривания в граните и песчанике, представляет систему трещин, которая по крайней мере отчасти обязана своим происхождением стрессам сжатия (рис. 19, 20 и 21). Близ поверхности располагаются самые тонкие плиты, которые быстро утолщаются с глубиной. Они иногда бывают изогнуты — и трещины, располагающиеся параллельно поверхности горной породы, могут быть горизонтальными или наклонными. Плиты имеют чечевицеобразную форму, выклиниваясь на некотором расстоянии. Можно привести много примеров, указывающих на удлинение таких добытых из каменоломен глыб, что происходит иногда с сильным взрывом, свидетельствующим о том, что в залежи они находились под влиянием стрессов сжатия. На сжатие указывают также явления сплющивания и образования сбросов, случающиеся при бурении скважин и в горных выработках¹.

Описанные стрессы сжатия могут быть объяснены различными причинами — солнечным теплом, выветриванием (или каолинизацией), расширением поверхности, освобожденной эрозией от да-

¹ Dale, T. Nelson. The granites of Vermont. „Bull.“ 404 U. S. Geol. Survey, 1909, pp. 17—18.

вящих верхних слоев, а также и более значительными движениями земной коры¹.

Пластовую структуру можно получить искусственно, применяя взрывы, нагретый воздух или нагревание поверхности. Так, если нагреть гранитную плиту, то поверхностный слой ее оторвется от нижележащей породы с большим треском, но разрыв может и не произойти до тех пор, пока расширенная верхняя часть не

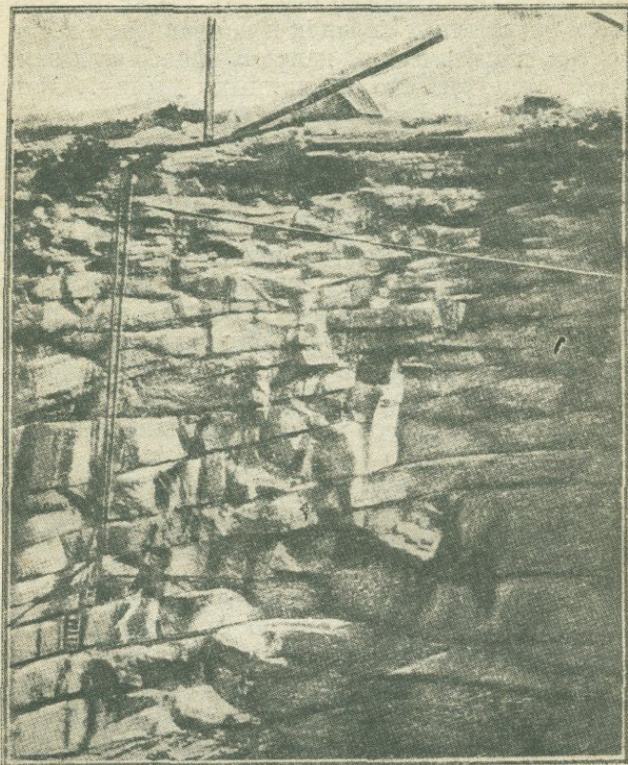


Рис. 19. Пластовая структура в граните. (По Дели).

начнет охлаждаться и ломаться. Если в ведро холодной воды погрузить кусок с горячим, расширенным поверхностным слоем, то последний может так быстро сжаться, что оторвется от подстилающей его породы. В обоих случаях горизонтальная плоскость отдельности является плоскостью скалывания. В то же самое время плиты обычно покрываются вертикальными трещинами, которые могут развиваться по плоскостям скалывания дополнительно к горизонтальным плоскостям, или же они могут быть трещинами натяжения или сгибания, образованными от оседания плоских плит.

¹ Dale, T. Nelson. The chief commercial granites of Massachusetts, New Hampshire and Rhode Island. „Bull.“ 354 U. S. Geol. Survey, 1908, and Dale, T. Nelson and Gregory. The granites of Connecticut. „Bull.“ 484 U. S. Geol. Survey, 1911.

Появление пластовой отдельности можно также приписать натяжению, происходящему от охлаждения вулканической массы еще под налегающими на нее осадочными породами, при этом плиты будут приблизительно параллельны первоначальному контактовому поверхностям интрузивов. Однако, если принять во внимание расположение плит параллельно поверхности современного рельефа и что они с глубиной уменьшаются в числе, то объяснить натяжение охлаждением можно лишь в том случае, если предположить, что современная поверхность эрозии почти тождественна первоначальной контактовой поверхности, что, конечно, не всегда бывает. В слоях таких спокойно лежащих осадков, как песчаники, горизонтальные трещины отдельности близ земной поверхности могут иметь вид настоящей слоистости, и действительно, многие трещины развиваются по первоначальным плоскостям напластования. При детальном изучении, однако, оказывается, что эти разломы часто секут слоистость под небольшим углом, и этот угол обыкновенно увеличивается по мере приближения к эрозионному склону. Многие замеры падения и простирания, сделанные на естественных выходах осадочных пластов, страдают большой неточностью, так как иногда бывает трудно отличить горизонтальную трещиноватость от первоначальной слоистости.

Отдельности пересекаются вертикальными трещинами, которые отчасти являются следствием натяжения, происходящего от давления на тонкие параллелепипедальные пластины. Некоторые трещины могут быть также трещинами сжатия. Применяя изложенные выше основные закономерности раздробления горной породы под влиянием вращательного напряжения или скалывания, можно показать, что дополнительный ряд разломов сжатия будет проходить приблизительно под прямым углом к плоскостям плит. В каменоломнях эти вертикальные трещины располагаются в виде одного или нескольких пересекающихся рядов. Они характерно прерываются, пересекая данный ряд плит и сменяясь другими в следующих верхних и нижних рядах. Нередко они искривляются. На поверхности земли они часто имеют вид обыкновенных вертикальных трещин, простирającychся в одном или нескольких направлениях, смотря по тому, отсутствовал ли боковой упор преимущественно в одном или же в нескольких направлениях. Почти

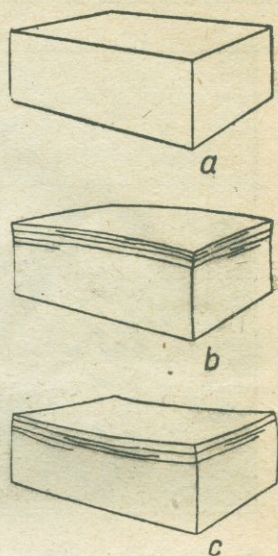


Рис. 20. Отщепление поверхности под действием скалывания, вызванного нагреванием и охлаждением. (По Ван-Хайзу). *a*—вид глыбы до изменения температуры. *b*—на рисунке указано, как расширяется верхняя часть породы, если нагреть ее выше средней температуры; если нагревание достаточно велико, то происходит отщепление верхних слоев. *c*—на рисунке видно сжатие поверхности при охлаждении ее ниже средней температуры; если охлаждение достаточно велико, то тоже происходит отщепление верхних пластов.

езде поверхность горных пород подвергается выветриванию и расширению; это способствует появлению горизонтальных скалываний и, следовательно, появлению большинства вертикальных трещин, которые на поверхности земли действительно связаны со скалываниями вдоль горизонтальных, а не вертикальных плоско-

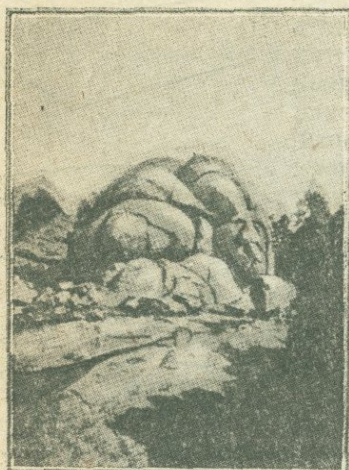


Рис. 21. Распадение андезита в естественных выветрелых выходах под действием чередующихся нагревания и охлаждения.

стей. На самом деле, автор склонен считать это одной из самых обычных причин образования вертикальных трещин на земной поверхности.

ф) Искривленные и концентрические структуры тесно связаны с пластовой структурой и характерны для поверхности выветривания, особенно эти структуры присущи таким однородным изверженным породам, как гранит (рис. 21). Порода распадается на поверхности на концентрические слои, образующие в твердой породе искривленные и куполообразные поверхности. Этот процесс происходит не только на эрозионной поверхности, но и на поверхностях ранее существовавших трещин, что ведет к образованию чашеобразных форм выветривания. Такого рода трещины, повидимому, являются следствием стрессов скалывания, действовавших точно так же, как и при образовании пластовой структуры, описанной в предыдущем параграфе.

г) Горизонтальное скалывание, параллельное вертикальным плоскостям, может образовывать трещины сжатия обыкновенно в виде сложных систем; процесс этот описан на стр. 29—30.

ГЛУБИНА ТРЕЩИН

Вообще говоря, самое большое количество трещин наблюдается близ земной поверхности, и с глубиной их число быстро уменьшается. В одних случаях число их может резко сократиться на расстоянии нескольких метров от поверхности земли, в других

это уменьшение произойдет на расстоянии нескольких десятков или сотен метров ниже поверхности. Градация обыкновенно не отличается однообразием, особенно в разнородных породах.

Трещины могут быть сосредоточены на некотором расстоянии от земной поверхности в одних формациях, особенно податливых для их образования, а в других формациях — выше и ниже первой — они могут быть относительно незначительными. Так, трещины, образовавшиеся ранее на поверхности, могут в настоящее время оказаться глубоко погребенными под несогласно или с перерывом лежащими осадками, менее трещиноватыми. В самых глубоких рудниках, на глубине более километра от земной поверхности, еще наблюдаются трещины, хотя они сравнительно немногочисленны и отличаются меньшей шириной по сравнению с трещинами, расположенными ближе к поверхности.

Если трещины заполнены ценными для промышленности минералами, то проблема определения глубины трещиноватости приобретает важное практическое значение. Из опыта горных разработок известно, что огромное большинство рудных жил отличается сравнительно небольшой глубиной, не достигающей часто 350—600 м. Однако, в виде исключения, рудные жилы прослеживаются в глубочайших рудниках до самого их основания, и никто еще не взял на себя смелость определить их конечную глубину. И все же, все данные о рудных жилах говорят в пользу сравнительно незначительной глубины трещин.

К вопросу о глубине трещиноватости можно подойти и другими путями — именно экспериментальным определением прочности горных пород и на основании выводов о господствующих условиях в глубоких зонах земли (гл. XII и XIII).

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЕЩИН

Попытка определить время образования трещин часто способствует выяснению их стрессов. Если на поверхности земли обнаруживаются многочисленные трещины, которые ниже исчезают более или менее независимо от рода горной породы или типа деформации, то в таком случае можно предполагать, что трещины появились как поверхностные структуры во время современного цикла эрозии, и на основании этого предположения можно вывести заключения относительно условий их происхождения. Подобный же вывод можно сделать относительно трещин в верхних поверхностных нижележащих формаций, если они резко перекрываются несогласно кроющими их свитами. Отсюда, следовательно, можно заключить, что трещиноватость связана с прежней, древней поверхностью эрозии, отмеченной несогласием.

Например, некоторое количество трещин в кварцитах Барабу в Висконсине внезапно обрывается у основания налегающего на них кембрийского песчаника, хотя песчаник по своим свойствам чувствителен к трещиноватости. Следовательно, эти трещины относятся к докембрийскому возрасту. Другие без различия переходят из докембрия в кембрий. Ясно, что их возраст послекембрийский.

В согласных свитах некоторые слои обнаруживают сильную трещиноватость; другие, лежащие выше и ниже, не разбиты трещинами. Этот факт заставляет думать, что эти трещины обязаны своим происхождением опусканию и высыханию отдельных слоев и что, следовательно, их образование одновременно с оседанием этих слоев. Вполне понятно, конечно, что тектонические нарушения этих же свит в целом, проявляющиеся главным образом в податливых слоях, могут привести к таким же результатам.

Один из самых удовлетворительных способов определения времени образования трещины состоит в выяснении того, не развилась ли трещиноватость как частный случай дифференциального движения между пластами, что в свою очередь обычно находится в связи со складчатостью. Время же складкообразования можно установить с достаточной точностью.

Трещиноватость почти всегда сопутствует складчатости, так что образование хотя бы части трещин можно безусловно приписать периоду образования складок. Зная возраст нескольких таких определенных трещин, часто можно выяснить и возраст других, возникших в периоды до или же после складкообразования.

Вот лишь немногие способы определения возраста трещин. Но, несомненно, существуют также трещины, возраст которых определить невозможно. Ни один признак, указывающий на возраст трещины, не должен ускользнуть от внимательного исследования геолога. Это освободит его от ошибочных заключений относительно стрессов и условий образования трещин.

РАСШИРЕНИЕ ТРЕЩИН ПОД ДЕЙСТВИЕМ СИЛЫ РОСТА КРИСТАЛЛОВ

Трещины часто расширяются вследствие растворения и механической эрозии. Другим, обычно менее признаваемым агентом расширения являются силы, развивающиеся при кристаллизации минералов, выполняющих жилу. Уже давно известно, что кристаллы при росте развивают очень значительную силу. Кристаллы пирита, например, отрывают пластинки сланцев. Опыты над давлениями, порождаемыми растущими кристаллами квасцов и других солей, показывают, что эти давления по своей величине того же порядка, как и установленные сопротивления на раздавливание. Это определяется тем фактом, что кристалл без нагрузки¹ растет в том же самом растворе, в котором растворимость кристалла с нагрузкой быстро увеличивается вследствие давления, действующего на него, и поэтому степень пересыщенности раствора, совершенно достаточная для роста кристалла без нагрузки, окажется недостаточной для роста кристалла с нагрузкой. Механизм этого роста еще не объяснен, хотя существует предположение, что он зависит от расширения, которое происходит за счет твердых частиц, выделяющихся из раствора, и которое,

¹ Becker G. F., and Day Arthur L. The linear force of growing crystals. "Proc. Wash. Acad. Sci.", vol. 7, 1905, pp. 283—288.

как полагают, всегда развивается под поддерживающей гранью кристалла.

Эта сила, развиваемая кристаллами, как думают, вероятно, может иметь значение при расширении таких выполненных минералами трещин, как золотоносные кварцевые жилы Калифорнии, из которых некоторые достигают нескольких десятков и даже более сотни метров; такой ширины трещин, не выполненных минеральными веществами, не наблюдалось. Действительно, незаполненные трещины, как правило, бывают очень узкими по сравнению с заполненными и цементированными жилами. По Беккеру¹, пластинки сланцев по краям рудных жил Mother Lode местами были отделены и искривлены. На основании этого он приходит к заключению, что если это явление нельзя объяснить сбросообразованием, то необходимо признать, что пластинки оторваны силой растущих кристаллов кварца, оси которых, по видимому, находятся под прямым углом к плоскостям пластинок. Ленточная руда (ribbon ore), состоящая из параллельных пластинок сланца, разделенных кварцем, по общему мнению, обязана своим происхождением сбросообразованию, но доказательства образования этих сбросов часто недостаточны, и трудно понять, как могли они так ровно разделить эти полоски сланцев. Иначе это явление объясняется действием сил роста кварцевых кристаллов.

Taber², рассматривая вопрос о происхождении небольших жил в силурийских и девонских слоях центрального Нью-Йорка, сделал следующие выводы: «особенная структура волокнистых жил произошла от того, что материал для роста притекал только к основанию растущих кристаллов и притом из растворов, которые находились в узких капиллярах или субкапиллярах в стенках; неволокнистые жилы отложились из растворов, которые свободно обращались среди узких капиллярных разломов и плоскостей напластования. Вследствие низкой степени циркуляции в таких узких пространствах, диффузия через раствор, вероятно, является важным фактором подачи материала для растущих жил».

Экспериментальным путем, по видимому, доказано, что давление минералов на стенки жилы во время кристаллизации равно сопротивлению самих минералов раздавливанию, в таком случае это сопротивление равно сопротивлению стенок данной горной породы и, таким образом, расширение жил в значительной мере может быть обязано этому процессу.

Когда в какой-нибудь горной породе, а также и в жилах, происходит перекристаллизация минералов, то она обыкновенно сопровождается изменением объема, часто значительной величины, повышающей давление, которое местами может привести к заметной деформации, в частности, к образованию трещин. Общий эффект этих сил, действующих повсюду, может вызвать в земной коре стрессы значительной величины.

¹ Op. cit. p. 284.

² Taber Stephen. The origin of veinlets in the Silurian and Devonian strata of central New York. „Jour. Geol.“, vol. 26, 1918, p. 73.

ПОЯВЛЕНИЕ ТРЕЩИН НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Эрозия, расчлняя земную поверхность, преимущественно пользуется плоскостями разлома. Трещины расширяются вследствие растворения и механической эрозии.

Отдельная трещина иногда определяет положение большой эрозионной впадины или долины в сотни метров ширины. Где горные



Рис. 22. Оседание пластов известняка вдоль трещин. Нарушение не проникает далеко вглубь от поверхности. Карьер Куна около Ла Саль, Наагара, штат Нью-Йорк. (По Джильберту).

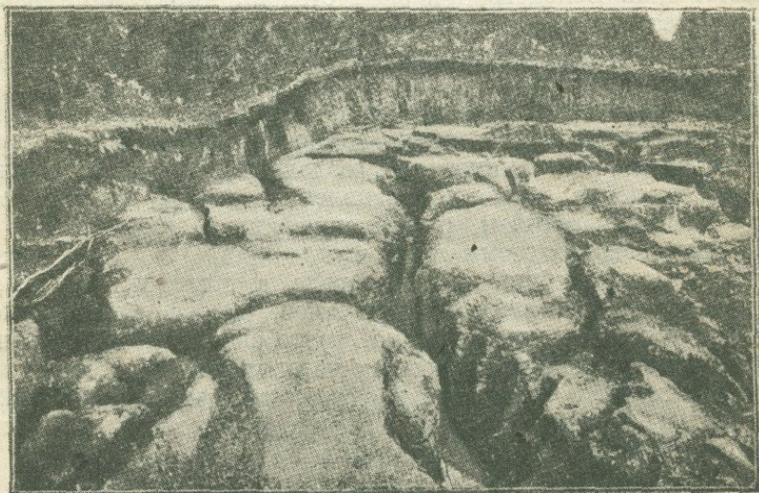


Рис. 23. Трещины в известняке, расширенные растворением. На рисунке видно возникновение эрозионной сети вдоль трещин.

породы однородны и плоскости разлома представляют вполне определенные системы, там линии дренажа имеют более или менее правильную форму, особенно в ледниковых областях. Где раз-



Рис. 24. Трещины, расширенные эрозией. Большой Каньон. (По Гиллерсу).

ломы искривляются, прерываются и не представляют правильных систем, там и эрозионные ложбины будут неправильны. Не следует забывать о том, что не одни только разломы обуславливают расположение эрозионных долин. Различная сопротивляемость гор-

ных пород, напластование, падение непроницаемых слоев и прочее также оказывают свое влияние. Поэтому не следует предполагать, что все формы дренажа соответствуют системам разлома. В некоторых случаях предположению о связи дренажа с трещинами придают настолько большое значение, что принимают линии дренажа за доказательство присутствия трещин без дальнейшего изучения этого вопроса и без достаточного основания делают предположения о непрерывности и правильности систем трещин. Выше внимание уже было обращено на трещины, которые очень широко распространены в природе и которые характеризуются именно недостаточной правильностью. Итак, системы трещин в различных местах имеют, вероятно, различное происхождение и различный возраст.

Едва ли можно ожидать, что для всех площадей они будут однообразны по своему направлению, но поскольку обнаружится такое однообразие, его вряд ли можно рассматривать иначе, как простое совпадение.

СБРОСЫ

Сброс — это разлом горной породы, вдоль которого произошла некоторая дислокация или смещение одной части по отношению к другой в направлении, параллельном разлому. Сброс отличается от трещины главным образом величиной смещения, а также тем, что смещение в сбросе идет преимущественно параллельно поверхности разлома, а не перпендикулярно к ней. Все разломы сопровождаются некоторым смещением; не было бы разломов, если не было бы смещения под влиянием стресса; как и трещины, сбросы образуются и в твердых и в неотвердевших горных породах, на суше и под водой, на поверхности земли и глубоко под землей. Мы еще коснемся этих общих вопросов в гл. VIII при обсуждении образования современных поверхностных сбросов, наблюдаемых в оползнях и в современных осадках.

Все изложенное выше о трещинах, в частности об их происхождении и отношении к стрессу, настолько приложимо к сбросам, что повторять это вновь нет необходимости. Следующие параграфы посвящены главным образом тому основному признаку, который отличает сбросы от трещин, а именно — смещению или дислокации.

НОМЕНКЛАТУРА СБРОСОВ

Условные термины, обыкновенно употребляемые для обозначения генетических элементов сбросов, следующие.

Поверхностью сброса называют поверхность разлома. Если на ней нет заметного искривления, она называется *плоскостью сброса*. Хотя поверхности большинства сбросов несколько искривлены и неправильны, тем не менее, в общем они приближаются к плоскостям. Геологи термин «плоскость» употребляют чаще, чем «поверхность». С чисто геометрической точки зрения почти нельзя употреблять термин «плоскость». С другой стороны, в термине «поверхность» отсутствует понятие о «почти плоскости». В последующем изложении «плоскость» употребляется в смысле «почти плоскости».

Склонение (hade) — это угол, образуемый плоскостью сброса с вертикалью. Он является дополнительным к углу падения.

Падение (dip) есть угол, образуемый плоскостью сброса с горизонтальной.

Если плоскость сброса не вертикальна, то верхнее, поднятое крыло сброса называют *висячим крылом* (hanging wall), а нижнее, опущенное — *лежащим крылом* (foot wall).

Простирание — это горизонтальное направление плоскости сброса. *Сбросовое смещение* (fault displacement) измеряется относительным движением частей сброса вдоль сбросовой поверхности, ровной или искривленной. Движение может быть линейным перемещением одной стороны по отношению к другой в любом возможном направлении, параллельном поверхности сброса (сбросы параллельного смещения), или же движение может быть угловым, около оси, перпендикулярной к плоскости сброса (вращательные, осевые или шарнирные сбросы), или же движение представляет комбинацию этих двух движений. Движение, перпендикулярное к поверхности сброса, приведет только к образованию более широкой щели как в сбросах, так и в трещинах. *Скольжение* (slip) и *перемещение* (shift) — термины, употребляемые также для описания смещений.

Скольжением называется действительное смещение в каком-либо данном месте на плоскости сброса, т. е. расстояние между двумя первоначально смежными точками на различных крыльях сброса.

Перемещение (shift) представляет то же самое, что и скольжение, но означает главным образом смещение горных масс в целом, и в количественном отношении может отличаться от скольжения вследствие складчатости и местных нарушений близ плоскости сброса.

Размах (throw) есть чисто вертикальное смещение. Это — вертикальная слагающая скольжения или перемещения.

Горизонтальное смещение (heave) — это горизонтальная слагающая скольжения или перемещения. Иногда heave называется горизонтальным скольжением.

Разрыв (offset) — это горизонтальное расстояние между двумя частями смещенного слоя, измеренное под прямым углом к *простиранию* (strike) пластов. Терминами *сбросовая линия* или *след* (fault trace, furrow, rift) обозначают линию пересечения плоскости сброса с поверхностью земли.

Сбросовый откос (fault scarp) — это обрыв или откос, образующийся на поверхности земли вследствие сбросового смещения или же вследствие позднейшей эрозии, смывшей массы по одной стороне сбросовой плоскости и благодаря этому как бы поднявшей другую сторону.

Грaben или сбросовая впадина (fault trough) представляет глыбу, лежащую между двумя другими выступающими глыбами. Горстом называется глыба, возвышающаяся между двумя другими нижележащими глыбами.

Все эти определения в общем не отличаются от предложенных Комитетом Американского геологического общества в 1912 г.¹ Однако, эти термины или определения нельзя считать строго

¹ Report of the committee on the nomenclature, of faults, by Harry Fielding Reid, William Morris Davis, Andrew C. Lawson and F. L. Ransome. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 24, 1913, pp. 163—186. Предварительное издание под заглавием „Proposed nomenclature of faults, subject to revision“ было опубликовано в мае 1912 г.

установленными, потому что их употребляют в самых разнообразных значениях. В каждом отдельном случае всегда необходимо выяснить, в каком значении применяются эти термины.

При наименовании сбросов в целом, а не отдельных его элементов, эти трудности возрастают, потому что мы должны рас-

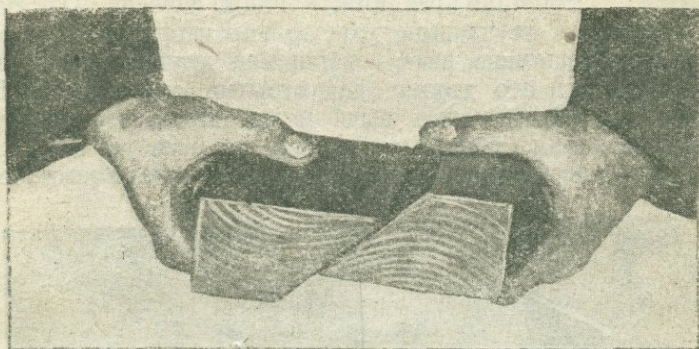


Рис. 25. Относительное положение глыб в нормальном сбросе или в сбросе тяжести (гравитационном).

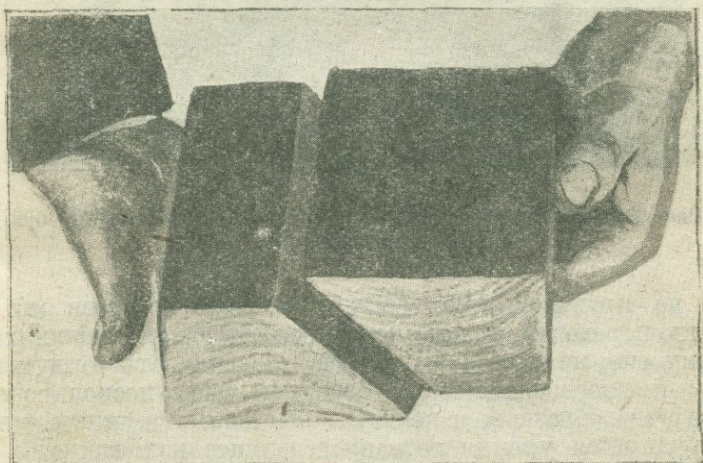


Рис. 26. Нормальный сброс, полученный горизонтальным движением вдоль стола.

сматривать сброс со всех сторон, а не только с геометрической; мы должны установить действительное направление смещения, должны выяснить, следует ли описывать сброс в двух или трех измерениях. Производит ли данный сброс сокращение или удлинение пород, обязан ли он своим происхождением сжатию или растяжению, а если сжатию, то вращательному или нет. Мы должны установить происхождение стрессов, угловое отношение

сброса, его падения и простирания к другим структурным элементам, например к напластованию, располагается ли он по отношению к этим структурам параллельно, диагонально или перпендикулярно и т. д. Ввиду столь большого разнообразия условий, практически невозможно подыскать такие термины, которые давали бы наиболее полную характеристику сброса и в то же время резко разделяли различные виды сбросов. Обыкновенно термин указывает на ту или другую характерную черту сброса, но этому сбросу можно дать совершенно другое название, если хотят указать на его другие характерные особенности. В одно и то же время сброс может быть нормальным, осевым (pivot), сбросом натяжения, сбросом поперечным и т. д. Это особенно относится к тем терминам, в которых главное внимание обра-

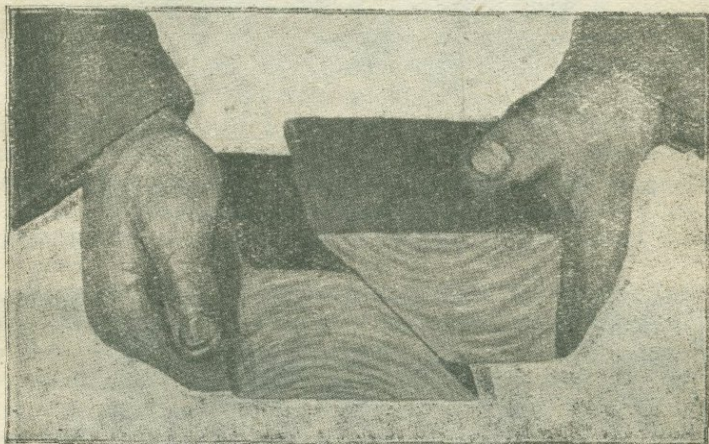


Рис. 27. Относительное положение глыб в надвиге или обратном сбросе.

щается на происхождение. Между классами сбросов мы видим множество переходов, а системы сбросов еще более осложняют дело, и поэтому еще не разрешена трудная задача дать точную номенклатуру и классификацию сбросов. Мы даем несколько определений в виде образцов, а не как законченные термины, для того чтобы учащийся уяснил себе последующее изложение.

Нормальным сбросом (normal или downthrow fault) мы будем называть такой, в котором сбросовая плоскость наклонена к сброшенной части, или иначе, в котором всякое крыло кажется спущенным по отношению к лежащему. Плоскость такого сброса обыкновенно имеет крутое падение. Иногда такой сброс называют *сбросом тяжести* (gravity fault), потому что сброшенная часть в этом случае опускается вследствие силы тяжести, или еще иначе — *сбросом растяжения* (tension fault) по несомненному растяжению площади, захваченной подобным сбросом. Как увидим ниже, такие же самые сбросы могут образоваться при горизонтальном движении, при боковом давлении или сжатии, так же

как и вследствие действительного вертикального опускания висячего крыла; поэтому указанные термины, заключающие в себе понятие о происхождении дислокации или о стрессах, могут ввести в заблуждение. Крутая нормальная сбросовая поверхность может переходить внизу в почти горизонтальную, смещение вдоль которой должно быть названо *сбросом толкания* (thrust fault), к таковым относятся панамские оползни, описанные в главе VIII.

Взброс или обращенный сброс, надвиг (reverse fault) — это такой сброс, в котором плоскость сброса наклонена к поднятой части, висячее крыло видимо приподнято. Надвиги, более или менее осложненные складчатостью, часто лежащими складками, перенесли горные породы на значительное расстояние, называются европейскими геологами *покрывами* (nappe или Decke)¹

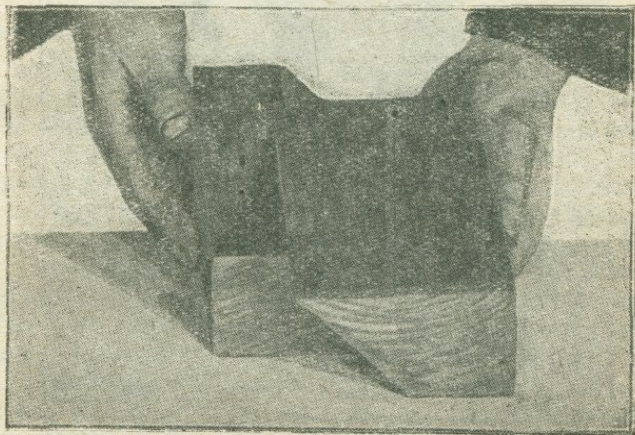


Рис. 28. Надвиг, образованный горизонтальным движением вдоль стола.

(рис. 31). Если висячее крыло как бы надвинуто на тлыбу, лежащую внизу, то такой сброс мы часто называем *надвигом*. Если лежащее крыло опускается под висячее крыло, мы будем иметь *поддвиг*. И надвиги и поддвиги производят одинаковое смещение, и часто нелегко установить, произошло ли смещение вследствие надвига или поддвига, или же и того и другого вместе. И на самом деле, пользование тем или другим термином зависит всецело от точки зрения наблюдателя.

A *heave fault* или *сброс горизонтального скольжения*, т. е. *горизонтальный сдвиг*, — это такой разлом, в котором наблюдается горизонтальное движение вдоль плоскости сброса, и плоскость эта по большей части сильно наклонена.

Нормальный, обращенный сбросы и горизонтальный сдвиг представляют собой сбросы *параллельного смещения*. Это значит, что

¹ Bailey E. B. The structure of the southwest Highlands of Scotland. „Quart. Jour. Geol. Soc.“, vol. 78, 1922, p. 87.

все прямые линии на противоположных частях сброса и на наружной части нарушенной зоны остаются параллельными и до и после смещения:

Шарнирный сброс — это сброс, в котором одна сторона испытала угловое или вращательное движение по отношению к другой, около оси, перпендикулярной к сбросовой плоскости. Движение происходит все в одном и том же направлении, но возрастает по мере удаления от оси. *Осевой сброс* (pivotal fault) также представляет смещение, угловое или вращательное, около оси, кото-

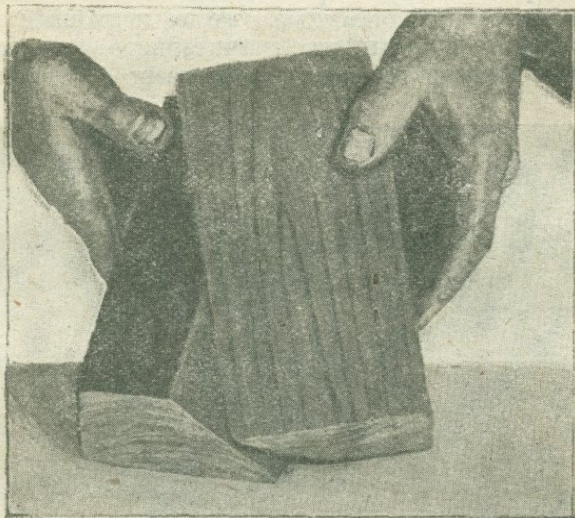


Рис. 29. Шарнирный сброс. Он представляет нормальный сброс на плоскости, перпендикулярной к сбросовой плоскости и проходящей через концы глыб, находящиеся ближе к читателю, и надвиг, или обращенный, сброс в плоскости, проходящей через концы глыб, расположенные дальше от читателя.

рая перпендикулярна к плоскости сброса, но по противоположным сторонам от оси движение происходит в различных направлениях. В наклонном положении шарнирный и осевой сбросы могут произвести смещения, которые в данном поперечном сечении могут казаться нормальными или обращенными сбросами.

Почти все сбросы обнаруживают небольшое вращательное движение, но если движение трудно заметить, то такие сбросы не называют вращательными. Геологическая литература не уделяет достаточного внимания вращательным сбросам. Такие сбросы можно видеть в районах вулканической области западных штатов Северной Америки, где они были скартированы в связи с рудными месторождениями (Tonopah, Iron Springs, Bullfrog и др.).

Это вращательное движение не следует смешивать с вращательным напряжением (стр. 16). Вращательное напряжение существует в сбросах вращательных и в сбросах параллельного смещения.

В слоистых горных породах желательнее особо отметить отношение сброса к напластованию, обозначив его терминами: *сброс простиранию*, *сброс по падению*, *косой сброс*, *продольный сброс*, *секущий сброс*, *поперечный сброс*, *пластовый сброс* — эти термины не требуют объяснений, если никогда не упускать из виду, что они обозначают разнообразные положения плоскости сброса по отношению к напластованию. Сбросы, параллельные к напластованию, часто наиболее трудны для распознавания, но они достойны изучения ввиду своей многочисленности и важного значения.

Существуют еще добавочные термины для обозначения систем разломов (о них будет сказано на стр. 69). На следующих страницах мы рассмотрим некоторые из наиболее известных типов сбросов.

СБРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ С ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Сбросы, вероятно, многочисленные в областях вулканической деятельности, а также в прилегающих к ним районах. Они особенно многочисленны в зонах, где вулканические породы выходят на поверхность. Обыкновенно такие сбросы неправильны, непостоянны, они замещаются поперечными сбросами и трещинами, разбивающими породу на разнородные полигональные глыбы. Смещения бывают как горизонтальные, так и вертикальные. Хотя преобладают нормальные сбросы, но существуют представители и других типов. Эти сбросы хорошо изображены на картах западных горных округов, составленных Геологическим комитетом США; к ним относятся такие известные округа, как Топопах¹, Голдфилд², Белфрод³ и Клифтон⁴.

Давно уже существует предположение, что есть некоторая генетическая зависимость между образованием сбросов и вулканической деятельностью. Сперр (Spurr) особенно подчеркнул это в следующих словах: «Ясно, что сбросы появились вследствие приспособления земной коры к сильным перемещениям вулканических пород; что они возникли вместе со сводовым понятием земной коры и сильным выдвиганием вверх и в стороны в связи с продвижением многочисленных интрузий вытекающей лавы; и что после прекращения вулканической деятельности сбросообразование продолжалось вследствие неправильного опускания земной коры в те еще незатвердевшие очаги, откуда была извергнута лава. Нетрудно заметить, что в подобных движениях должны принимать участие всевозможные виды давлений (снизу вверх, боковое, сверху вниз под действием силы тяжести), и что первые сбросы были обязаны своим происхождением толчкам, направлен-

¹ Spurr J. E. Geology of the Tonopah, mining district, Nevada. „Prof. Paper“, N 42, U. S. Geol. Survey, 1905.

² Ransome F. L. Geology and ore deposits of Goldfield, Nevada. „Prof. Paper“, N 66, U. S. Geol. Survey, 1909.

³ Ransome F. L., Emmons W. H. and Garrey G. H. Geology and ore deposits of the Bullfrog district, Nevada. „Bull.“ 407, U. S. Geol. Survey, 1910.

⁴ Lindgren W. Copper deposits of the Clifton-Morency district, Arizona. „Prof. Paper“, N 43, U. S. Geol. Survey, 1905.

ным вверх, и неравномерным боковым толчкам, тогда как последние (во многих случаях вдоль тех же самых плоскостей, как и первые) были обязаны своим происхождением силе тяжести. Таким образом, и обращенные и нормальные сбросы одинаково часто встречаются, одинаково характерны для таких областей. Сначала автор смотрел на сбросы в Топоахе как на исключительное и местное явление, не связанное с обыкновенными сбросами в Великом бассейне, но теперь, повидимому, нельзя сомневаться в том, что явления, наблюдаемые в этой небольшой, но тщательно изученной области, типичны для такой же вулканической области, еще не изученной и не нанесенной на карту». В главе о трещинах мы обратили внимание на повсеместное образование трещин и отдельных впадин во время остывания вулканических гор-

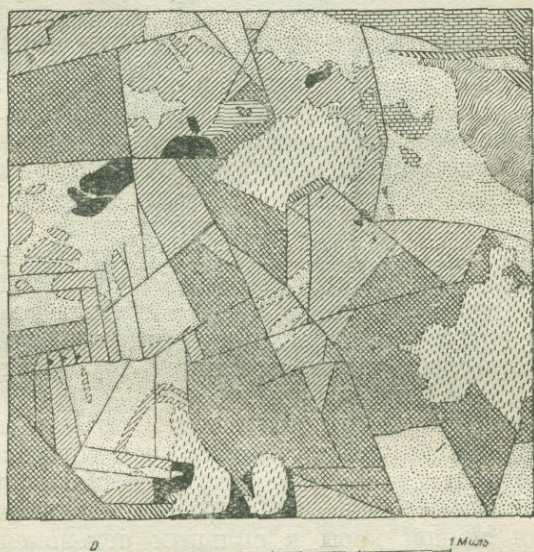


Рис. 30. Сбросовая мозаика участка третичных лав района Топоахе. Сбросы непостоянны. (По Спёрру).

ных пород; сюда относятся периферическая, радиальная, концентрическая, базальтовая и неправильные отдельные, как в самих вулканических, так и в прилегающих к ним горных породах. Сбросы могут образовываться вдоль слабых поверхностей.

Интрузивные породы, особенно большие плутонические массы, являются причиной образования сбросов и других деформаций в прилегающих горных породах, в связи с давлением во время интрузии и расширением под влиянием нагревания и следующего за ним охлаждения. Обычная ассоциация плутонической интрузии с региональной деформацией орогенического типа (глава IX) является одним из бросающихся в глаза фактов структурной геологии. Давление вверх магматических интрузий является, как думают, причиной нормальных ступенча-

тых сбросов в перекрывающих породах, но обычно сбросы представляют более сложный комплекс.

Вулканическая интрузия не только является причиной сбросов, но и сама отчасти обязана им своим происхождением; по крайней мере вдоль плоскостей слабости часто локализуются интрузии. Дайки или пластовые жилы (sills)¹ часто внедряются вдоль сбросовых плоскостей. В некоторых случаях происходили движения уже после интрузии, на что указывает скалывание или сбрасывание самих даек.

В общем области усиленной вулканической деятельности вероятно, являются областями сбросов; и обратно — области сбросов представляют собой области усиленной вулканической деятельности. Исследователи часто пользуются линейным расположением вулканов, как доказательством наличия сбросов. Хоггмы и указали на известную связь сбросов с вулканическими породами, однако, этот вопрос детально еще не разработан.

СВЯЗЬ СБРОСОВ С РУДНЫМИ ЗАЛЕЖАМИ

Сбросы тесно связаны со многими рудными месторождениями. Не только трещины сбросов иногда бывают выполнены рудой, но и сами рудные залежи подвергаются смещению более поздними сбросами. Сбросы, происхождение которых связано с вулканической деятельностью, имеют особенно тесную связь с образованием рудных месторождений, что было с исчерпывающей полнотой выяснено Сперром². На основании анализа геологического строения тех горнопромышленных районов, где рудные месторождения связаны с вулканической деятельностью, он пришел к выводу, что в большинстве случаев рудные жилы образовались или в различных трещинах, часто очень длинных и глубоких, но обладавших очень небольшим дифференциальным движением, или в сбросах с небольшим смещением; он пришел также к заключению, что образование сбросов с «большой амплитудой» началось сразу после отложения руды или же во время этого процесса, после чего сбросообразование развивалось очень медленно в течение очень долгого периода, во многих случаях вплоть до современного геологического времени; и эти сбросы и трещины более позднего происхождения не были выполнены жильным или рудным материалом. Далее, он указал, что в большинстве упомянутых случаев сбросообразование сопровождало местное куполообразное поднятие на ограниченной площади, приблизительно совпадающей с площадью более ранней минерализации, что указывает, повидимому, на связь между этими явлениями. Причиной этой, наблюдаемой в природе, последовательности он считает охлаждение, протекавшее постепенно, но дававшее в общем большой эффект в течение продолжительного времени после того, как прекратилось отложение руды. По его мнению,

¹ Op. cit., p. 80.

² Spurr J. E. The relation of ore-deposition to faulting. „Econ. Geol.“, vol 11, 1916, p. 615.

раннее образование куполов обязано своим происхождением давлению интрузии снизу, которое появилось в поверхностных горных породах только после того, как эрозия уменьшила нагрузку и, следовательно, ослабила сопротивление действовавшего вверх давления.

НОРМАЛЬНЫЕ СБРОСЫ В НЕСКЛАДЧАТЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Нормальные сбросы местами образуются в почти горизонтально лежащих осадках. Причинами натяжения в этих случаях могут быть сморщивание и оседание осадков в связи с высыханием и перекристаллизацией. Смещенный слой иногда перекрывается ненарушенным, следующим пластом, указывающим на то, что сбросообразование происходило в одно время с отложением осадка. Часто бывают очевидны и другие причины сбросообразования; из них следует указать на возможность регионального или глубинного натяжения, связанного с крупными движениями земной коры.

НОРМАЛЬНЫЕ СБРОСЫ И СКЛАДКИ

СВЯЗЬ НОРМАЛЬНЫХ СБРОСОВ СО СКЛАДЧАТОСТЬЮ

Нормальный сброс может переходить в складку по простиранию, вниз или даже вверх по падению. Кейбабский сброс (Kaibab fault) высокого плато штата Юта представляет пример нормального сброса, переходящего по простиранию в моноклираль.

Нормальные сбросы, осложняющие надвинутые складки, такие, например, наблюдаются в южных Аппалачах, повидимому, представляют естественное следствие оседания, сопровождающего нарушенное надвигом равновесие, другими словами — ослабления, так часто следующего за сжатием.

Делалась также попытка установить соотношение между нормальными сбросами, захватывающими обширные площади, и обрушением очень пологого свода. Для иллюстрации можно привести большие нормальные сбросы в области Великого бассейна, которые приписываются оседанию свода, первоначально прогибавшегося от Вазача (Wasatch) — на востоке, до Сиерра Невады — на западе¹. Если широкие пологие своды поднимаются вследствие сжатия или же вследствие изменений в поддержке внизу, то сама свойственная горным породам слабость может быть причиной дробления с самого начала подъема, вследствие чего некоторые из образовавшихся глыб оседают внутрь свода. Чемберлен² обратил внимание на свойственную горным породам слабость и их неспособность поддерживать самих себя в больших массах. Купол с кривизной земного шара, сложенный твердыми кристаллическими породами любого протяжения и толщины, без поддержки снизу может выдерживать только $\frac{1}{525}$ своего веса. Поэтому, если случится, что какое-нибудь крупное движение даст начало образованию свода в любой части земной поверхности, то этот

¹ Le Conte Joseph. On the origin of normal faults and of the structure of the Basin region. „Am. Jour. Sci.“, vol. 38, 1889, p. 262.

² Chamberlin T. C. and Salisbury B. D. Geology. Vol. 1, 1904, p. 555.

свод по степени своей прочности не сможет удержать сам себя; если его основательно не будут всюду поддерживать снизу большие массы, начнется оседание глыб, которое образует сбросы или трещины нормального типа (натяжения) с последующим растяжением поверхности.

Но для подобных соотношений, как изложено было выше, нет еще достаточных доказательств. Из существования нормальных сбросов делаем заключение о возможности существования такого свода или тенденции к сводообразованию. С другой стороны, возможно, что образование свода в компетентном слое является причиной появления выше, в менее компетентных слоях, нормальных сбросов; это явление можно сравнить с действием клина, выдвинутого снизу вверх.

Существует предположение, что нормальные сбросы, так же как и все другие виды сбросов и трещин, являются характерными нарушениями в осевых частях движущихся геосинклиналов того типа, который описан Броуером (Brewer) для Голландской Восточной Индии¹. Это движение выражается не только в сгибании (bending), но и в горизонтальном перемещении оси складки.

ВЗБРОСЫ (НАДВИГИ) ИЛИ ОБРАЩЕННЫЕ СБРОСЫ

Взбросом, обращенным сбросом или надвигом называется такое смещение, в котором сбросовая плоскость падает по направлению к поднятой части. Такой вид сбросообразования указывает на явное сокращение поверхности горных пород и, следовательно, на сжатие, но, как и для нормальных сбросов, употребление этих терминов может привести к заблуждению, так как они заключают в себе понятие о происхождении или действительном смещении, а подобные сбросы могли образоваться и другими путями (стр. 77). Тесно расположенные надвиги могут рассекать породы, образуя чешуйчатую структуру (imbricate structure или distributive faulting).

Надвиги характеризуются пологим углом падения; обычно они падают под углом менее 45° , или даже почти горизонтальны. Вследствие пологого падения и неровностей эрозионной поверхности надвиговая линия на поверхности земли нередко отличается чрезвычайной неправильностью. В области Скалистых гор, благодаря размытию около надвинутой глыбы, надвиговая линия бывает даже круглой.

Р. Т. Чемберлен различает пологопадающие надвиги, приближающиеся иногда к горизонтальным, от обыкновенных обращенных сбросов с крутым падением, хотя он признает, что и те и другие тесно связаны между собой по своему происхождению и что их сочетание образует сложные типы. На основании исследований Чемберлен перечисляет факторы, способствующие уменьшению угла поверхностей разлома².

¹ Brewer H. A. Fractures and faults near the surface of moving geanticlines. Proc. Kon. Akad. von Wetenschappen te Amsterdam, vol. 23, 1920, pp. 570—576.

² Chamberlin R. T. and Miller W. Z. Low-angle faulting. Jour. Geol., vol. 26, 1918, pp. 44.

Как вращательные, так и невращательные напряжения образуют надвиги (thrust faults) (стр. 15—16), но можно думать, что чаще они образуются преимущественно вращательным напряже-

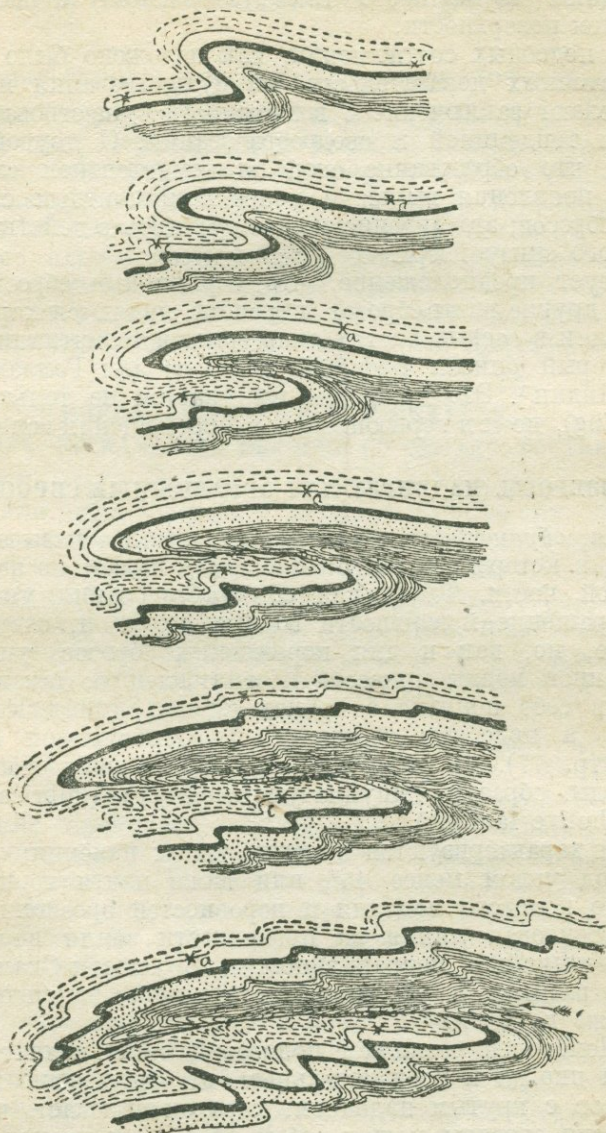


Рис. 31. Образование опрокинутых складок, покровов и связанных с последними вторичных складок волочения. Альпийская структура. (По Гейму).

нием или скалыванием. Образование пологих надвигов под действием скалывания согласно теории вызывает развитие дополнительного ряда разломов, круто падающих в сторону, откуда идет надвигание. Почти все надвиги (thrust faults — «сбросы толкания»)

сопровождаются многочисленными разломами, располагающимися соответственно этому требованию. Вдоль многих из этих разломов встречаются нормальные сбросы. В этих случаях они могут представлять или разломы, возникшие в виде трещин во время сжатия, но перешедшие в сбросы уже после прекращения сжатия, или же сбросы, образовавшиеся непосредственно под действием силы тяжести в более позднюю фазу ослабления давления, когда надвинутая глыба прекратила свое продвижение и осела под действием тяжести.

Взбросы часто бывают связаны с лежащими складками (resurgent folds) или со складками волочения, как например в Альпах, Горной Шотландии и южных Аппалачах. Масса горной породы, перемещенная надвигом, осложненной складчатостью, носит название *покрова* (nappe). Можно думать, что надвиговые поверхности связаны со стрессами, которые возникают при вращательном напряжении или при напряжении сжимающего скалывания,



Рис. 32. Рисунок Гейма, показывающий гипотетические соотношения между надвигами северо-западной части Горной Шотландии и надвинутыми покровами и опрокинутыми складками Альп. Задача рисунка — показать, что структура Горной Шотландии представляет остатки основания горного массива, срезанного эрозией.

о которых было упомянуто на стр. 16. Если имеется какой-либо надвиг, то обычно делают заключение, что, следовательно, произошло сокращение на столько-то метров. В плоскости поперечного разреза это соответствует действительности, но это ничего не говорит нам о движениях, проходящих под углом к плоскости разреза, которые могут быть не менее значительны. Изучение какого-либо надвига на нескольких разрезах, т. е. рассмотрение его в трех измерениях приводит к более точной оценке действительного сокращения. При внимательном просмотре атласов Геологического комитета США можно обнаружить интересный факт: в южных Аппалачах 83% взбросов, показанных на поперечных разрезах, относятся к явным надвинутым складкам. Виллис¹ дал следующую классификацию описываемых разломов: 1) *надвиги разрыва*, в которых плоскость надвига проходит по разлому натяжения, возникшему первоначально на своде анти-

¹ Willis Bailey. *Mechanics of Appalachian structure*. 13th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, pt. 2, 1893, pp. 222—223.

клинала (break thrust); 2) *надвиги скалывания* или растяжения, в них разрыв образуется от скалывания или растяжения подвернутого крыла опрокинутой складки; 3) *эрозионные надвиги*, в которых надвинут компетентный слой на размытый эрозией свод или присводовую часть антиклинала (рис. 33 и 34).

В геологической литературе быстро увеличивается список изученных больших надвигов, ограничивающих основания горных массивов и падающих под них с одной или двух сторон. Особенное внимание обращают на себя кулисообразные серии надвигов, открытые недавно в Скалистых горах, в штатах Юта, Уайоминг и Монтана. С развитием полевых работ может быть удастся установить связь этих разломов с одним или несколькими большими шарриажками; но известно также, что в некоторых местах надвиговое движение происходит не только вдоль одной плоскости, а распределяется по нескольким плоскостям. Широкое, преобладающее над другими структурами развитие надвигов этого вида и их связь с горными цепями заставляет думать, что надвиги такого рода являются важным фактором в горообразовании, точно так же как нормальные сбросы играли роль в образовании Великого бассейна и других горных цепей (стр. 84—85).

Не вызывающее сомнения более значительное смещение вдоль пологих и горизонтальных надвиговых плоскостей, по сравнению с крутыми взбросами, было предметом оживленной дискуссии. Амплитуда некоторых вертикальных смещений превышает километр, между тем как горизонтальные измеряются десятками километров. Один этот факт заставляет обратить особенное внимание на тангенциальное скалывание, параллельное поверхности земли; он, естественно, приводит к гипотезе о горизонтальном движении поверхностных пород по подстилающим твердым массивам.

Существует широко распространенное мнение, что большие надвиги образовались на значительной глубине, и своим выходом на поверхность они обязаны эрозии. Однако, Гольдшмидт (Goldschmidt)¹, изучавший большие каледонские надвиги в Норвегии, показал, что конгломераты образовались в одно время с надвигами впереди фронта надвигавшейся массы, и в свою очередь были достигнуты ей и разбиты взбросами. Если это так, то надвиги действительно могут выходить на поверхность. Нет никакой причины думать, что надвиги не должны выходить на поверхность так же, как и нормальные сбросы, но очень мало доказательств тому, что такой выход уже был во время образования надвигов, а не был вскрыт эрозией.

Большой разлом серии Кьюиноу в штате Мичиган, описанный Ирвингом и Чемберленом², представляет классический пример возобновления сбросообразования, о чем свидетельствует нарушение конгломератов. Надвиг можно назвать также поддвигом

¹ Goldschmidt Victor M. On hoifjeldskvartsen I og II. „Norsk Geologisk Tidsskrift.“, vol. 4, pt. 1, 1916. pp. 44—46, 49 — 53. Реферат „Geol. Mag.“ vol. 4, 1917, pp. 130—132.

² Irving R. D. and Chamberlin T. C. Observations on the junction between the fastern sandstone and the Keweenaw series on Keweenaw Point, Lake Superior. „Bull.“ 23, U. S. Geol. Survey, 1885.

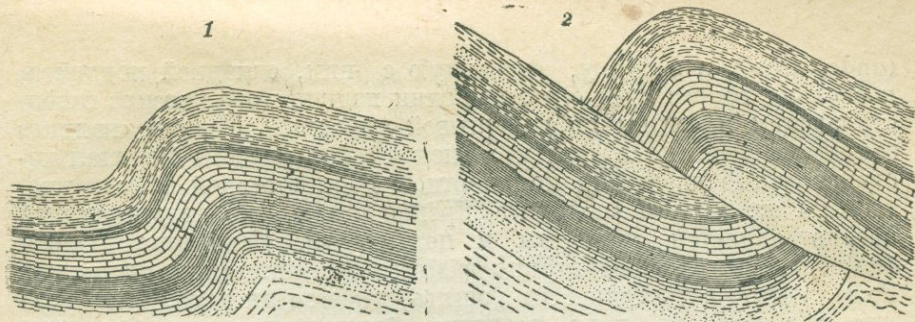


Рис. 33. Надвиг, расположенный в месте разрыва от натяжения —, надвиг разлома^а. (По Виллису).

1—на рисунке виден разлом массивного пласта известняка, определяющий появление плоскости надвига разлома; 2—смещение вдоль плоскости надвига разлома.

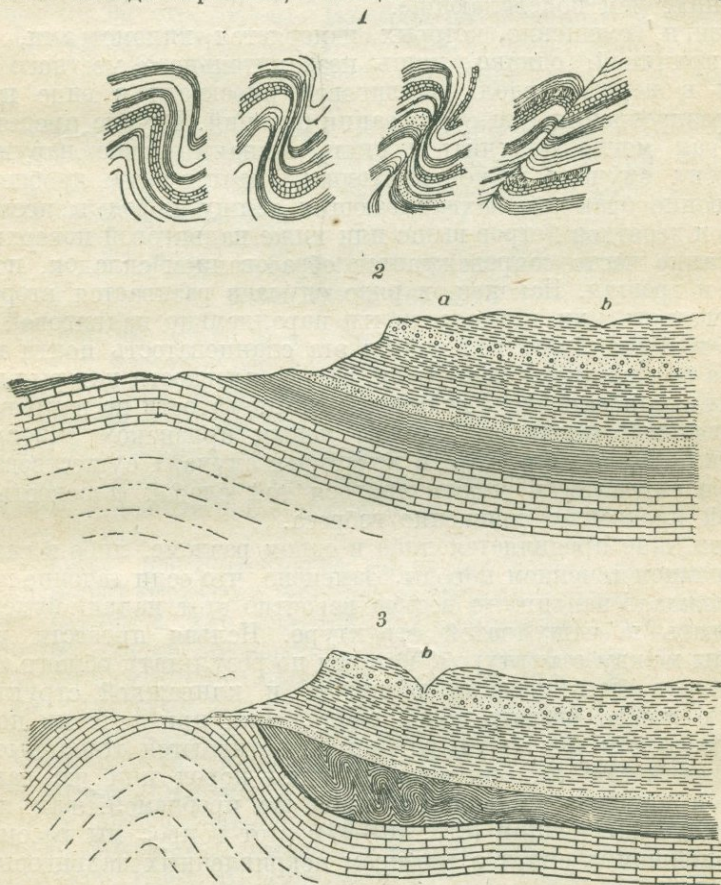


Рис. 34. Надвиги, образовавшиеся от растяжения и эрозии. (По Виллису).

1—надвиг растяжения, развившийся из опрокинутой складки при растяжении ее среднего крыла; 2—простая антиклиналь, размытая по указанному эрозионному профилю; 3—эрозионный надвиг, развившийся в условиях, указанных на рис. 33, 2 под действием сжатия со стороны плато, сопровождавшегося продолжавшейся эрозией.

(underthrust), а складку, связанную с ним, складкой поддвига, поскольку вопрос идет о соотношении надвинутого массива с подстилающим массивом по надвиговой плоскости. Термин «надвиг» заключает понятие о том, что висячий бок массива испытал поступательные движения по инертной подстилающей массе, употребляя же термин «подвиг», предполагают, что подстилающий массив является активным и подвижным. Некоторые геологи склонны считать поддвигание важным орогеническим процессом. Редко можно с уверенностью решить, имеется ли перед нами надвиг или подвиг, хотя, вероятно, большинство геологов склоняются к тому, что эти явления в большинстве случаев представляют действительные надвиги, на том основании, что поверхностные породы, как известно, более способны к деформации и движению, чем подстилающие.

Надвиги, смещение которых измеряется километрами, могут быть причиной, однако, лишь незначительного местного нарушения в породах вдоль надвиговой плоскости в виде небольшого раздробления или образования брекчий. Трудно представить себе, как могло получиться столь незначительное нарушение. В других случаях может проходить значительное дробление и образование бракчий, захватывающих толщу пород в несколько метров и десятков метров выше или ниже надвиговой поверхности; надвигание часто сопровождается образованием складок, искривлений и трещин. Наконец, в ряде случаев развивается вторичная сланцеватость или кливаж, почти параллельно надвиговой плоскости, как результат волочения; эта сланцеватость почти всегда связана со складками волочения, осевые плоскости которых параллельны сланцеватости. Увеличение сланцеватости по направлению к надвиговой плоскости служит ясным признаком одновременности их образования, хотя в некоторых случаях существовавшая ранее сланцеватость может явиться той слабой плоскостью, по которой произойдет движение взброса.

Надвигание проявляется либо в одном разломе, либо в разломе, осложненном течением породы. Замечено, что если течение породы сопровождается надвигом, то весьма вероятно этот надвиг будет принадлежать к чешуйчатой структуре. Нельзя провести резкой границы между структурой, которая по результату общего смещения может быть названа надвигом, и кливажной структурой, которую можно назвать зоной скольжения при течении породы.

Вопрос о том, на какую глубину простираются отдельные надвиги, достигают ли они зоны течения пород или же какой-то меньшей глубины, — является такой же проблемой, как и проблема глубины трещин (стр. 46—47); этот вопрос мы рассмотрим в дальнейшем в связи с разбором искривленных надвиговых поверхностей.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЙ СДВИГ (HEAVE)

В этой главе мы рассмотрим горизонтальные смещения вдоль вертикальных или почти вертикальных сбросовых плоскостей. Если слои находятся в горизонтальном положении, то такое горизонтальное движение не вызовет ни поднятия, ни опускания;

однако, если они наклонены или смяты в складки, то такое движение может вызвать стратиграфическое опускание в одной части сбросовой плоскости и поднятие в другой, за исключением тех случаев, когда сброс параллелен простиранию. Сбросы, которые вызывают калифорнийские землетрясения, прослеживаются по вертикальной плоскости по крайней мере на 800 км длины. Вдоль этой плоскости горизонтальное движение происходило максимум на 6,5 м, тогда как вертикальное составляло лишь небольшую часть этой величины. Это один из немногих случаев вполне доказанного горизонтального смещения¹ (стр. 85). Примеры этого смещения, но в более незначительном масштабе, можно найти в сбросах среди вулканических пород во многих западных горнопромышленных округах Северной Америки, о которых упоминалось на стр. 59—61. Борозды на поверхности сброса нередко указывают на какую-то слагающую горизонтального смещения, если даже большее смещение является вертикальным.

В настоящее время обращают большое внимание на возможность горизонтального смещения, благодаря чему этот тип движения будет лучше изучен. Однако, пока геология не располагает надежными сведениями о нем.

ГЛАВНЫЕ И ВТОРОСТЕПЕННЫЕ НАДВИГИ И СИСТЕМЫ СБРОСОВ

До сих пор мы имели дело главным образом с отдельными сбросами. Теперь остается рассмотреть некоторые вопросы, связанные с системой сбросов, к каковому относятся *сложные сбросы* (multiple faults), *большие и малые надвиги*, *главные и второстепенные надвиги*, *зоны скальвания*, *чешуйчатые надвиги* и т. д. Часто гораздо существеннее понять природу системы, чем определить и разработать вопрос о действительном смещении и происхождении индивидуального сброса.

Определение действительного смещения сброса на какой-либо площади может оказаться еще недостаточным для выяснения типа главных разломов или главной деформации на этой площади. Нормальные сбросы с вертикальными смещениями могут быть случайными спутниками большого надвига. Почти на всякой площади со сложными сбросами местные смещения могут сильно варьировать, и все-таки главное или контролирующее смещение может быть сравнительно простым. Для частных целей, например при выяснении вопроса о структуре рудного тела, достаточно определить действительное смещение одного сброса, обычно же необходимо определить отношение этих местных смещений к главной структуре. Имея представление о более общих чертах тектонических движений в данном районе, легче истолковать все разнообразие местных сбросов и установить соотношение между ними. Следовательно, системы или группы сбросов требуют большего внимания от геолога.

¹ Gilbert G. K. The earthquakes as a natural phenomenon. „Bull.“ 324, U. S. Geol. Survey, 1907, p. 4.

Все что было сказано на предыдущих страницах о системах трещин, в равной мере применимо и к сбросам, следует только упомянуть о некоторых наиболее распространенных системах сбросов.

Большой надвиг редко не сопровождается нормальными сбросами, сместившими плоскость надвига. Нормальные сбросы могут располагаться в любом направлении относительно простирания надвига. Такое соотношение объясняется тем, что вслед за образованием надвигов под действием сжатия следует период ослабления, во время которого под влиянием тяжести происходит оседание масс, восстанавливающее равновесие, нарушенное горизонтальными стрессами сжатия. Первоначальная трещиноватость вдоль почти вертикальных поверхностей может возникнуть во время образования надвигов при действии стрессов сжатия, но обнаружиться позднее, или, наконец, сама трещиноватость может развиться позднее. Образование добавочных одновременных трещин этого рода подтверждается и теорией.

Какой-либо надвиг может быть одной из серий более или менее параллельных надвигов, разбивающих горные породы данной площади на тонкие пластины. Это — *чешуйчатая структура*. В подсобной системе движение вдоль одной плоскости может значительно преобладать над движением вдоль других плоскостей, и в этом случае последние разломы можно рассматривать как второстепенное дополнительное проявление единого главного движения. Системы такого вида могут быть тесно связаны с надвинутыми складками, как в южных Аппалачах, или же складки могут почти отсутствовать, как в Горной Шотландии.

В северо-западной части Горной Шотландии слои были разбиты на ровные пластины, которые были нагромождены так, что одна лежит на кровле другой. При дальнейшей деформации эти слои всей группой в целом были надвинуты по плоскости, называемой иногда *подошвой* (sole), большого главного надвига. Отчеты Британского геологического комитета¹ и карты Горной Шотландии являются основными источниками для изучения разломов этого типа. Опыты по воспроизведению таких сбросов, сделанных Кеделлем (Cadell), проливают некоторый свет на процесс их образования (рис. 35)². Приведем некоторые выводы последнего исследования.

1. Горизонтальное давление, приложенное к одной точке, не распространяется на значительное расстояние в массиве пластов.

2. Сжатие в массиве проявляется в образовании слабо наклонных надвигов поверхностей, падающих в ту сторону, откуда исходит давление.

3. Существует известный предел образования серий малых надвиговых поверхностей, за которым вся нагроможденная масса начинает подниматься и сильно продвигаться вперед по главным, большим надвиговым плоскостям.

¹ Peach B. N. Horne John, Gunn V. V., Clough C. T. and Hinxman L. W. The geological structure of the northwest Highlands of Scotland with petrological chapters and notes by J. J. H. Teall, edited by Sir Archibald Geikie. „Mem. Geol. Survey of Great Britain“, 1907.

² Op. cit. pp. 473—476.

4. Надвиговые плоскости и взбросы не всегда образуются от разрыва опрокинутых складок; часто они возникают непосредственно под действием горизонтального давления.

5. Надвиговая плоскость, образовавшаяся внизу, может кверху перейти в антиклиналь и, таким образом, никогда не достигнуть дневной поверхности.

6. Главная надвиговая плоскость, наблюдаемая сверху, может возникать и, вероятно, всегда возникает из складки, образовавшейся в глубине.

7. Надвиговые плоскости могут расщепляться в более мелкие взбросовые плоскости или переходить по простиранию в опрокинутую складку.

8. Передняя часть надвинутой массы, фронта, при давлении вдоль надвиговой плоскости проявляет склонность наклоняться кпереди и подвергаться под массив.

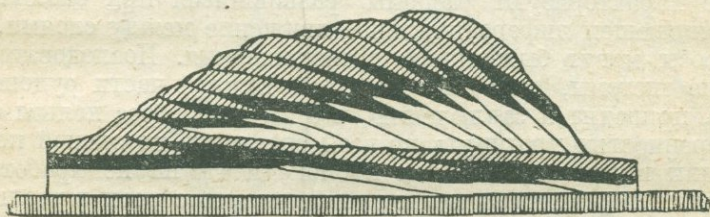


Рис. 35. Плоскость и подошва главного надвига и надвиговая. }
(По Кеделлу).

9. Чем тверже порода, тем отчетливее проявляются явления надвигания.

10. Веерообразная структура может возникнуть при продолжительном сжатии простой антиклинали.

11. На крыльях такой веерообразной складки очень часто образуются надвиговые поверхности.

В округе Butte, в Монтане, меденосные жилы выполняют сбросы трех различных возрастов. Первый и наиболее богато минерализованный ряд — широтный, второй ряд менее минерализованный и более позднего происхождения — северо-западный, а третий, лишь слегка захваченный минерализацией — северо-восточный. Более молодые ряды пересекают руды более древние. Разработка и разведка этого поля требуют детального геологического изучения этих сбросов. В древнее время считали, что эти разломы образовались последовательно, в виде отдельных структурных рядов. Теперь же выяснено, что минерализация, сопровождающая их, образовалась в сущности в один и тот же период, а это значит, что движения, создавшие последовательно эту структуру, произошли главным образом в период минерализации. Далее выяснилось, что при резком разделении на чистые, определенные структурные единицы, недостаточно принимались во внимание многочисленные разветвления, поперечные и переходные, средние направления трещин, которые как бы объединяют различные системы. Первые два ряда являются, вероятно, до некоторой сте-

пени дополнительными, связанными с единственным для района крупным, развивавшимся скальванием того вида, который резко бросается в глаза на рис. 35А.

В районе Бингэм, в штате Юта, слегка смятые в складки кварцитовые серии с тонкими слоями известняка разбиты многочисленными сбросами, из которых некоторые минерализованы медными, свинцовыми и цинковыми рудами, а некоторые образовались уже после минерализации. Минерализованные сбросы параллельны простиранию или падению слоев или имеют промежуточные направления, и с первого взгляда кажутся несвязанными между собой рядами, однако, сопоставление всех этих сбросов выявляет некоторые черты, проливающие свет на этот вопрос. Многие из них искривлены, окончание их совпадает с окончанием некоторых слоев, проходят сбросы тангенциально к слоям и в общем так располагаются к слоистости, как показано на рис. 57, 58 и 59, которые характеризуют разломы, развившиеся при скальвании, сопровождающем дифференциальное движение между слоями. Другие сбросы могут быть иного происхождения. Последовательное изучение системы, хотя бы в наиболее важной части рудоносных сбросов, приводит к заключению, что ни один сброс нельзя с полной уверенностью протянуть по всей его длине до земной поверхности или в глубину юд слоя к слою, и что на невыработанной площади с уверенностью нельзя сопоставлять сбросы в различных слоях. Таким образом, очевидна связь этого заключения с проблемой определения окончания данного рудоносного сброса глубоко под поверхностью земли.

КОРРЕЛЯЦИЯ СБРОСОВ

Если неизвестны действительное смещение и общий характер системы сбросов, то едва ли правильно делать заключение о продолжении или о соотношениях отдельных сбросов для двух отдельных смежных площадей. Это возможно еще для некоторых главных сбросов, но в областях, сложно разбитых, направления сбросов редко бывают настолько однообразными, чтобы можно было поручиться за соответствие их сбросам, имеющим по существу то же самое направление в других соседних районах. Особенно сомнительны вытягивание и корреляция сбросов в областях, сложенных вулканическими породами, где сбросы идут почти во всех направлениях, пересекаются под всеми углами, меняют направление, внезапно исчезают, словом, обнаруживают непостоянство, свойственное обыкновенно внутреннему напряжению при интрузии и охлаждении. Подобные сбросы закартированы в ряде западных горнопромышленных округов (таковы Тоннопах, Клифтон, Глоб и Бисби). Следует относиться с большой осторожностью к вытягиванию на карте сбросов этих полей более чем на несколько метров от пункта, где они непосредственно видны, так как они часто внезапно обрываются или совершенно изменяют свое направление. Вряд ли более правильны сбросы, происшедшие от высыхания и оседания осадочных пород. Если обратить внимание на разнородность горных пород, взятых в

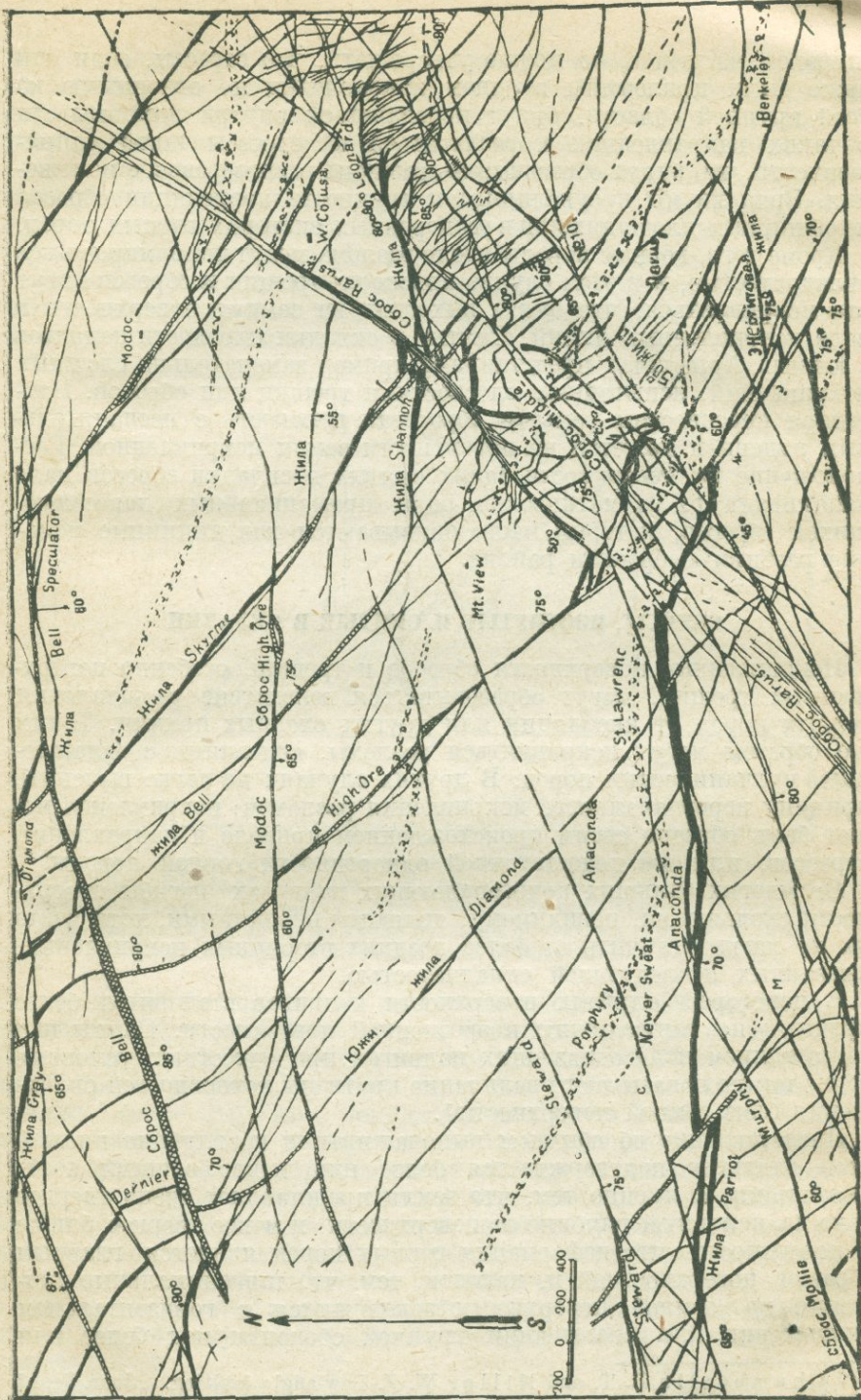


Рис. 35а. План систем сбросов и жил в Бютт, Монтана; видно последовательное и перекрывающее развитие широтных, северо-западных и северо-восточных сбросов и трещин. (По Сэлсу).

широком масштабе, то можно утверждать, что стрессы, если они даже были приложены в одном направлении по отношению ко всей крупной области, будут передаваться внутри этой области в таких направлениях и разлагаться на стрессы такой напряженности, что будут образовывать разломы разнообразного положения. Вряд ли мы преувеличиваем трудность корреляции сбросов на обширных площадях или в разнородных системах горных пород.

Кроме того, горные породы после разлома могут деформироваться складчатостью, и в этом случае плоскости трещин и сбросов могут так искривляться, что будут выходить на земную поверхность в виде искривленных линий. Смятые в складки плоскости надвигов в южных Аппалачах представляют пример замечательно сложных искривлений, испытанных плоскостями трещин или сбросов. Благодаря неровностям рельефа сбросовая плоскость с незначительным падением кажется на поверхности земли искривленной. Расположение на поверхности таких смятых в складки сбросов мало напоминает те схематические ряды прямолинейных пересекающихся сбросов, которые часто описываются как типичные условия разбитого сбросами района.

СБРОСЫ, ИЗОГНУТЫЕ И СМЯТЫЕ В СКЛАДКИ

Искривленные поверхности сбросов и трещин, особенно поверхностных трещин, могут образовываться вследствие расщепления горных пород от инсоляции или других сходных причин. Таким же образом могут искривляться разломы, связанные с охлаждением вулканических пород. В других случаях не легко выяснить причину первоначального искривления разломов: искривление может быть обязано своим происхождением природе и направлению стрессов, или же недостаточной однородности горной породы.

Во многих больших пологопадающих надвигах изгибы поверхности скольжения, повидимому, являются первичными, хотя часто их не легко отличить от более поздних вторичных искривлений, вызванных последующей складчатостью.

В некоторых случаях поверхности надвигов становятся более крутыми по направлению к эрозионной поверхности. Опыты над образованием пологопадающих надвигов при известных условиях точно так же показывают увеличение крутизны поверхности скольжения близ земной поверхности¹.

Представление об обычном выполаживании на глубине плоскостей надвигов подтверждается более или менее общими соображениями, а именно тем, что земля представляет очень твердое тело на некоторой глубине от поверхности и менее твердое ближе к поверхности, что деформация горных пород является главным образом поверхностной и, наконец, тем, что тангенциальные движения на земной поверхности заключаются в горизонтальном скольжении или скалывании хрупкой оболочки над более или

¹ Chamberlin R. T. and Miller W. Z. Low-angle faulting. „*Jour. Geol.*“ vol. 26, 1918, pp. 1—44.

Quirke T. T. Concerning the process of thrust faulting. „*Jour. Geol.*“; vol. 28, 1920, p. 417.

менее неподвижным ядром, в которой должны возникать горизонтальные разломы, часто одновременно с образованием почти параллельного им кливажа, под влиянием течения породы. С этим представлением согласуется и тот факт, что смещения в почти горизонтальных надвигах гораздо значительнее, чем по надвиговым плоскостям с более крутым углом падения; такие горизонтальные смещения часто измеряются 5—10 км, и в некоторых случаях во много раз превосходят эту величину.

Хотя многими полевыми наблюдениями подтверждается гипотеза о выполаживании надвигов на глубине, однако, такие наблюдения еще далеко недостаточны для индуктивных обобщений.

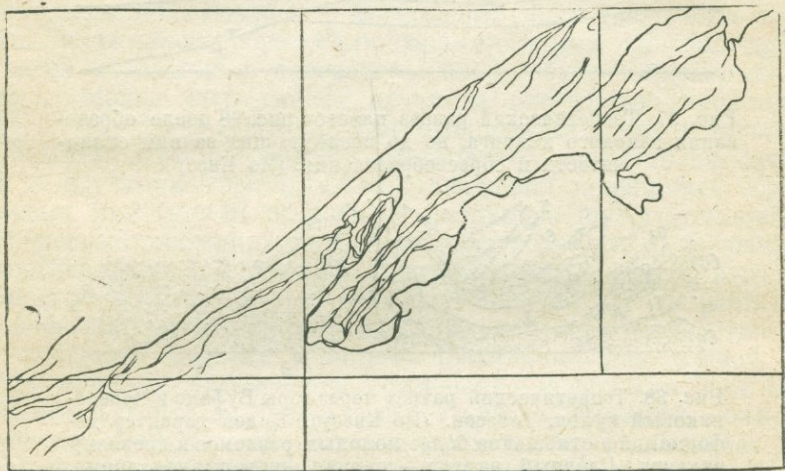


Рис. 36. Карта сбросов возвышенности Роан в смежных частях Тенесси и Северной Каролины. Видны соотношения между второстепенными разломами (тонкие линии) и более древним главным надвигом (жирная линия). Изогнутые линии разломов объясняются неоднородным размывом площади и последующей складчатостью. (По Кизсу).

Весьма немногие надвиговые плоскости обнажены настолько, чтобы можно было разрешить вопрос о выполаживании их на глубине, и даже наблюдаемые случаи выполаживания могут оказаться лишь просто местным изгибом, и, в таком случае, более значительная, более глубокая денудация могла бы обнажить вновь крутое падение этих поверхностей. В настоящее время нельзя прийти ни к какому определенному выводу по излагаемому вопросу. Если кубик мягкой глины, укрепленный неподвижно на концах и свободный от нагрузки сверху, подвергнуть сжатию при помощи невращательного стресса, то образуется надвиг на его верхней стороне, падающий по направлению давления. Ниже в кубике глины этот надвиг делается круче и постепенно переходит в пластическую деформацию, которую можно сравнить с течением породы.

Решение проблемы о поведении сбросовых плоскостей на глубине будет способствовать разрешению вопроса о структуре земли в целом, поэтому следует самым внимательным образом отнестись

ко всяким признакам, свидетельствующим о состоянии сбросовых поверхностей в глубоких зонах.

После образования плоскостей разлома последние могут быть смяты в складки или же разорваны сбросами. Смятые поверхности надвигов были описаны и скартированы Кизсом (Keith) в южных Аппалачах¹ (рис. 36, 37, 38), а Ричардсом (Richards) и Мансфельдом (Mansfield) в юго-восточном Айдахо². Если породы сначала

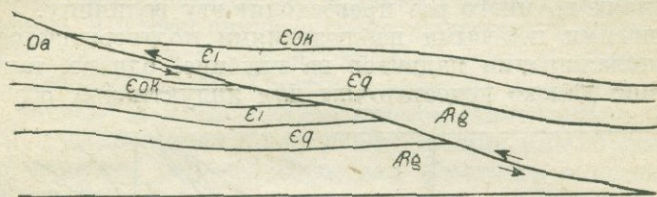


Рис. 37. Теоретический разрез пластов рис. 38 после образования главного надвига, но до последующих за ним складчатости и сбросообразования. (По Кизсу).

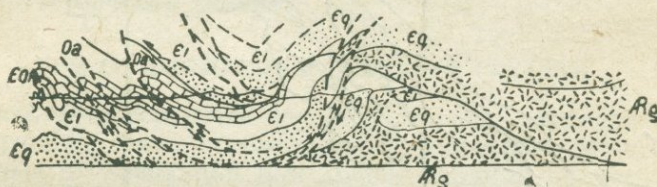


Рис. 38. Теоретический разрез через горы Буфало и Известняковый купол, Тенесси. (По Кизсу). Виден характер деформаций и отношение более молодых разломов к древнему надвигу. Главный надвиг — жирная непрерывная линия; второстепенные надвиги — жирный пунктир; Oa — Атленс-сланцы и покрывающие их породы; EOk — Кнок — доломит; E1 — кембрийские известняки и сланцевые глины; Eq — кембрийские кварциты и сланцы; ARg — архейские граниты и гнейсы.

подверглись разлому, а затем попали в условия течения, то разломы в таких случаях будут сглаживаться.

Сбросовые плоскости, смятые в складки, не следует смешивать с изгибами выходов сбросов на дневной поверхности, так как последние связаны с неровностями рельефа.

ВИДИМЫЕ И ДЕЙСТВИТЕЛЬНЫЕ СБРОСОВЫЕ СМЕЩЕНИЯ

При классификации сбросов одна из основных трудностей заключается в том, что действительное смещение, если рассматривать его в целом, смешивают с видимым движением, наблюдаемым в каком-нибудь разрезе с двумя измерениями, независимо от того, является ли это движение вертикальным или горизонтальным.

¹ Geol. Atlas U. S. Roan Mountain folio, N 151, U. S. Geol. Survey, 1907.

² Richards R. W. and Mansfield G. R. The Baunock overthrust: a major fault in southeastern Idaho and northeastern Utah. „Jour. Geol.“, vol. 20, 1912, pp. 631—709.

Смещение в целом может быть точно так же результатом серии движений, из которых не все совершаются в одном и том же направлении. Геологи привыкли вести свои наблюдения в плоскости или разрезе с двумя измерениями, и термины, принятые для обозначения сбросов, основаны главным образом на видимых смещениях, на том, как они представляются на поверхностях с этими двумя измерениями. Часто пользуются стрелками для обозначения смещения на карте, и читатель обычно полагает, что этими стрелками обозначены действительные смещения, тогда как на самом деле они указывают только на составляющую смещения в плоскости данного разреза. Если рассмотреть данный сброс в трех измерениях, то может быть его придется обозначить другим термином. Например, нормальный сброс может быть просто частью шарнирного сброса или горизонтальным сдвигом, другие же части последних в плоскости сечения будут обозначены как взбросы. Может быть, такая путаница естественно происходит от того, что ранее считали или предполагали, что в смещении большинства обычных сбросов преобладает вертикальное движение. К изучению горизонтальных движений шарнирных сбросов и осевых приступили позднее. В настоящее время установлено, что подобные движения могут проходить весь свой путь, начиная от вертикальных и кончая горизонтальными, и обычно пытаются установить действительное смещение. Однако, весьма часто еще предполагают, что видимое смещение это и есть действительное смещение, поэтому термины, правильные для данной плоскости сечения, оказываются совершенно неверными для всего смещения в целом. Вообще для более точного описания, пожалуй, лучше следовать методу, который применяется в некоторых рудных районах при детальном картировании сбросов, где главное внимание обращают на положение и действительное смещение сброса, не стремясь обозначить его тем или другим термином и избегая, таким образом, той путаницы, когда один и тот же сброс в одном месте называют нормальным сбросом, в другом обращенным, в третьем шарнирным или, наконец, сдвигом.

Можно ли установить действительное смещение сбросов? Часто не представляется возможности сделать этого, но есть некоторые пути, посредством которых можно выяснить и действительное смещение. Эти пути следующие: направление смещения можно заметить по штрихам сбросовых поверхностей. В некоторых случаях, однако, при повторных движениях борозды и штрихи позднейшего происхождения пересекают или совсем стирают ранее существовавшие на них штрихи, может быть даже имевшие различные направления в зависимости от движений. Повторные движения вдоль плоскостей сбросов особенно обычны в сбросах, возникших от охлаждения вулканических пород.

Часто удается определить действительное смещение разломов, соединяя концы разорванных даек. Этот метод с большим успехом употребляется геологами Шотландского геологического комитета при определении как направления, так и величины смещения некоторых надвигов северо-западной части Горной Шотландии. Тщательное петрографическое исследование этих жил, их

однобразия и направления оказывается весьма полезным при прослеживании как отдельных даек, так и расположенных в ряды жил.

Соединение смещенных рудных жил часто указывает на действительное смещение сбросов. Нигде, вероятно, не производилось такого тщательного изучения смещения сбросов в трех измерениях, как на некоторых рудных полях. Смещение в рельефе на земной поверхности может также указывать на действительное смещение.

ПРИРОДА ДВИЖЕНИЯ СБРОСОВ И НАДВИГОВ

Движения при сбросообразовании могут быть быстрыми, медленными и повторными. Если движения повторяются, то они не всегда совершаются в одном и том же направлении. Случается, что сбросовые борозды и штрихи более молодого возраста пересекают более древние штрихи и царапины. Позднейшие движения стремятся сгладить следы более ранних движений, и в результате всего этого наблюдатель должен будет констатировать лишь одно чистое смещение, не зная, какие сложные движения в действительности привели к этому результату. В других случаях осадочные или вулканические образования, несогласно налегающие на древние, нарушенные пласты, могут сами разбиваться трещинами вследствие возобновившегося движения вдоль поверхности¹ старого сброса. Детальное изучение сбросов, особенно тех, которые входят в сложные системы, показывает, что действительное движение часто далеко не так просто.

В очень хрупких горных породах сбросы могут образоваться и без интенсивного предварительного искривления массы, но обычно они являются признаками предшествовавшего им накопления напряжений, выразившихся в сгибании или складкообразовании и в дифференциальных перемещениях массивов в любом направлении, начиная от вертикального и кончая горизонтальным. Движения вдоль сброса св. Андрея (San Andreas fault) в Калифорнии (причиной которых являются большие землетрясения) определено связано с медленным перемещением района в целом, как это было определено геодезическими измерениями. Как известно, в этом районе изменяются в интенсивности боковые смещения, и можно думать, что также варьируют в силе и движения вертикальные. После периода дифференциального волочения, в течение которого горные породы сгибались и в пределах упругости и за ее пределами, напряжения выражались либо в быстрых движениях, образующих разломы, либо в отражении.

Отражение проявляет тенденцию к восстановлению конфигурации, существовавшей до искривления. Может быть относительное смещение частей области было действительно более значительным до сбросообразования, чем после него. Гипотеза отражения может иметь широкое применение к сбросам, хотя сама эта гипо-

¹Urving R. D. and Chamberlin T. C. Observation on the junction between the Eastern Sandstone and the Keweenaw series on Keweenaw Point. Lake Superior. „Bull.“ 23, U. S. Geol. Survey, 1885, pp. 118—119.

теза еще недостаточно проверена. Если же она правильна, то это значительно изменит преобладающее среди геологов представление о том, что смещение сброса само по себе есть высшая степень областного искривления. С точки зрения отражения оно является только ограниченным смещением, остатком более раннего и более значительного смещения прилегающих частей области. Брауер указал на другой интересный случай связи между сбросами и трещинами и миграционным движением в Полландской Восточной Индии, о котором мы уже упоминали.

[СОКРАЩЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИ СБРОСООБРАЗОВАНИИ

Примеры детального изучения действительных смещений сбросов так немногочисленны и редки, что мы можем сказать лишь немного относительно действительного удлинения или сокращения больших участков земной коры, нарушенной сбросами. Пока же может быть преждевременно заниматься этими общими вопросами. В этом направлении, однако, были сделаны некоторые попытки, на основании которых можно высказать следующие соображения.

Смещения в нормальных сбросах, как думают, происходят преимущественно в радиальном направлении по отношению к земному шару, а так как падения поверхностей сбросов редко бывают в точности вертикальными, то опускание вызывает растяжения горизонтальной поверхности. Предполагают, что надвиги, взбросы, или обращенные сбросы в общем представляют тангенциальное сокращение с дополнительным вертикальным смещением.

Нет возможности оценить в численном выражении влияние сбросов на растяжение или сокращение земной поверхности, потому что, как мы уже упоминали, очень трудно определить местами, представляет ли какой-либо сброс разлом, натяжение или же сжатие в трех измерениях. На данной площади, на поверхности сбросы натяжения могут быть гораздо многочисленнее сбросов сжатия, однако, удлинение поверхности, произведенное первыми, может выразиться гораздо меньшей величиной, чем сокращение, вследствие одного надвига. Угол падения плоскости надвига обыкновенно отличается незначительной величиной, падение нормального сброса, наоборот, обычно крутое. По данным Геологического комитета США средний угол падения для плоскостей обращенных сбросов составляет 36° , а для плоскостей нормальных сбросов 78° . Смещение на 1 м по падению плоскости надвига выражается почти в 1 м горизонтального сокращения, смещение на 1 м в нормальном сбросе вызывает горизонтальное удлинение лишь в несколько сантиметров. Следовательно, плоскость только одного надвига с пологим падением может дать горизонтальное сокращение, для компенсации которого потребовалось бы большое число нормальных сбросов. Действительные смещения на десятки километров наблюдаются в пологих надвигах, в то время как смещения в сбросах с большими углами падения редко достигают километра.

Если земная кора в целом была сжата складками горных массивов, то, следовательно, преобладающей структурой являются

надвиги, а нормальные сбросы в конце концов представляют лишь подчиненные явления.

Историческая геология указывает как будто на чередования периодов больших движений сжатия с эпохами ослабления этих движений или обратных смещений. В продолжение периода горообразования развиваются стрессы сжатия, вызывающие тангенциальную деформацию в сравнительно короткий промежуток времени и дополнительную радиальную деформацию на площадях поднятия. Можно предположить, что во время последующего периода покоя действие тяжести на поднятых площадях может образовать нормальные сбросы, частично компенсирующие прежнее сокращение.

Нормальные сбросы, возникшие при охлаждении вулканических образований или высыхания и оседания осадочных пород, вызывают растяжение, компенсирующее сжатие вулканических и осадочных горных пород от охлаждения, высыхания и оседания; такие сбросы не могут быть причиной настоящего растяжения земной поверхности.

Неизвестно, все ли надвиги вызывают тангенциальное сокращение земной поверхности. Девис (Davis)¹ полагает, что благодаря тому, чтодвигающийся вперед надвиг не оставляет позади себя впадины и что трение может препятствовать сталкиванию всей земной коры, сдвинутый материал возмещается косой экстрезией подкорового вещества в форме клина, что в действительности должно расширить земную поверхность. Он доказывает затем также то, что это движение должно вызвать подволакивание участка коры, находящегося сзади и, возможно, разбивающегося нормальными сбросами. В качестве иллюстрации этого процесса он приводит дислокации Basin range.

Были сделаны попытки вычислить удлинение или сокращение площади, исходя из предположения, что смещения, видимые в поперечных разрезах, представляют действительные смещения, и не принимая в расчет вероятных смещений в третьем измерении. Одна из немногих попыток рассмотреть данную проблему в трех измерениях принадлежит Эммонсу и Гэррею (Garrey), которые вычислили действительное расширение района Балфронт в Неваде² вследствие сбросообразования. Эти вычисления показывают, что видимые растяжения в отдельных поперечных сечениях больше, чем действительные растяжения, потому что имеется большое движение в направлениях, наклоненных к плоскости поперечного сечения, обозначенной бороздами на сбросовых поверхностях. На основании довольно тщательных количественных определений они заключают, что видимое расширение следует уменьшить по крайней мере на одну треть, и только в этом случае оно будет приблизительно соответствовать действительному расширению площади.

Словом, чистое влияние сбросов на сокращение земной коры до сих пор еще является в значительной мере областью умозрения.

¹ Davis W. M. „Bull. Geol. Soc. Am.“ 1923.

² Ransome F. L., Emmons W. H. and Garrey G. H. Geology and ore deposits of the Bullfrog district, Nevada. „Bull.“ 407, U. S. Geol. Survey, 1910, p. 88.

ПРИЗНАКИ СБРОСОВ

Немногие сбросы настолько заметны, что сразу бросаются в глаза наблюдателю. Сбросы, смещение которых измеряется десятками и сотнями метров, непосредственно выходящие либо на поверхность земли, либо вскрытые глубокими разработками, часто оставались незамеченными целые годы даже в том случае, если на данном участке составляли карту опытные наблюдатели. Для значительных участков земной коры сбросы, может быть, представляют скорее исключение, чем правило; при структурном картировании они выделяются как основные или хотя бы важные черты геологического строения. Обычно геолог, снимая карту и давая описание, основывается на предположении, что слои залегают в более или менее нормальной последовательности и все нарушения и соотношения между слоями прежде всего объясняются складчатостью. Если же эти предположения оказываются несостоятельными для объяснения наблюдаемых фактов, то в таком случае он предполагает наличие сбросов и сосредоточивает на них свое внимание. В областях, сильно разбитых сбросами, первоначально делают, вероятно, обратное предположение.

Редко можно наблюдать сброс целиком со всеми его элементами, о нем судят по ничтожным признакам, которые требуют тщательных индуктивных заключений и сравнений. Ни один сброс не может обладать всеми присущими сбросу признаками сразу, и ни один мельчайший признак не может быть бесспорным. Вот некоторые из наиболее обычных признаков.

1. Разлом, вдоль которого наблюдаются полированные плоскости или плоскости скольжения или штрихи, указывающие на движение одной стороны относительно другой. Все эти признаки, однако, можно встретить также в трещинах, где движение слишком незначительно для того, чтобы назвать такую структуру сбросом.

2. Присутствие захваченных обломков и глыб в разломе и вдоль его плоскости, указывающие на трение в горной породе. Иногда обломки представляют просто истертую породу. В других случаях — это истертая горная порода, выщелоченная и превращенная в глинистое вещество. Обыкновенно она бывает мягкой, очень насыщенной водой, и в рудниках по ней происходит сползания и обвалы, что уже заставляет обратить на нее внимание. Присутствие таких обломков на полу выработки заставляет предполагать о существовании таких же обломков и, следовательно, сброса в кровле. Такие места очень неустойчивы, их часто крепят, поэтому при подземном картировании их нелегко бывает найти. Обломки могут разбиваться квиважем по S-образным поверхностям, что указывает направление движения, согласно принципам, изложенным в главе VII.

3. Нахождение брекчий вдоль трещины также заставляет предполагать об образовании последних вследствие движения.

4. Обычным признаком сбросов является также присутствие многих параллельных разломов, образующих «зону скалывания».

5. Резкая гофрировка слоев и складки волочения могут также говорить о близости разлома. Судить о его присутствии можно также по направлению смещения.

6. Если движение было значительным, то на плоскостях таких разломов могли образоваться широкие борозды или царапины, называемые иногда mullion structure. Эта структура указывает на направление смещения. Борозды бывают длиной до метра и больше. Прекрасные образцы таких структур можно видеть на больших взбросовых плоскостях Горной Шотландии, в граните Butte; к ним же относятся, вероятно, штрихи сбросов Родадеро в Перу¹. Если

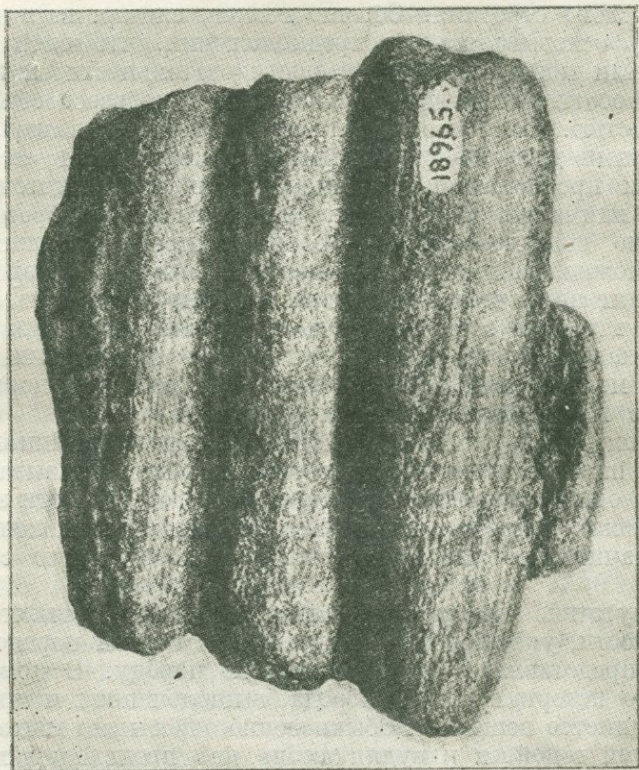


Рис. 39. Mullion-структура.

борозды очень мелки, то ими лишь с оговоркой можно пользоваться для определения главного направления сбросообразования, потому что незначительные структуры такого рода могут возникать и при местных движениях или обвалах (lumping).

7. Иногда непосредственно видно, что или слои, или жилы, или другие первоначальные структуры на различных сторонах разлома

¹ Gregory Herbert E. The Rodadero (Cuzco, Peru). A fault plane of unusual aspect. „Am. Jour. Sci.“, vol. 37, 1914, p. 389.

не соответствуют друг другу; это явление служит прекрасным доказательством смещения.

8. Ясные, указанные выше признаки сбросов, если они найдены, являются достаточным критерием для распознавания сбросов, но в большинстве случаев геологу не удается их найти. Хотя многие сбросы и не видны на поверхности земли, но при картировании они резко выделяются, так как только ими можно объяснить пространственные соотношения между слоями или другими существовавшими ранее формами и структурами; так, часто слои повторяются или исчезают, иногда же слои не следуют нормально друг за другом, а соприкасаются со стратиграфически различными пластами. Поэтому нормальными стратиграфическими или

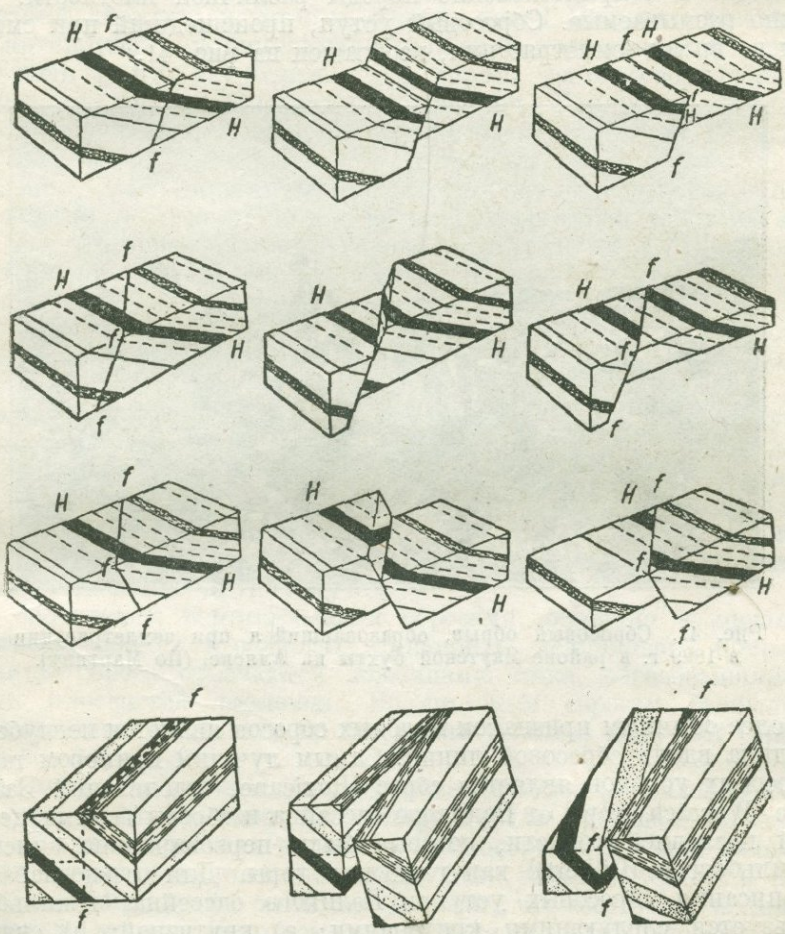


Рис. 40. Смещение слоев сбросами. (По Чемберлену и Сэлсбэри).
Здесь показаны только некоторые из многих возможных соотношений.

интрузивными соотношениями или даже складчатостью нельзя достаточно четко объяснить их относительные положения. Если мы примем во внимание всевозможные направления сбросов, углы,

типы, разнообразные и сложные первоначальные структуры, которые пересекаются сбросами, и особенно, если мы присоединим сюда еще неправильную современную эрозионную поверхность, то будет совершенно ясно, что количество неправильных структур, происхождение которых можно объяснить сбросами, почти бесконечно. Невозможно описать эти различные комбинации. Только полевой опыт дает большинству геологов полное понимание этой проблемы.

9. На земной поверхности встречаются настоящие сбросовые уступы, образованные сбросами. Однако, это бывает сравнительно редко. Чаще уступ образуется путем эрозии более мягкой горной породы в соседстве с более твердой. В сбросах очень часто приходят в соприкосновение породы различной плотности, различно размываемые. Сбросовый уступ, происшедший при смещении во время землетрясения, изображен на рис. 41.



Рис. 41. Сбросовый обрыв, образовавшийся при землетрясении в 1899 г. в районе Якутской бухты на Аляске. (По Мартину).

Более обычным признаком молодых сбросов является неглубокая впадина вдоль сбросовой линии. Самым лучшим примером таких сбросовых уступов является сброс Hurricane, отделяющий Вазачские (Wasatch) горы от Великого бассейна и сбросы горных цепей этой последней области, которые были первоначально описаны Джильбергом (Gilbert)¹ как глыбовые горы. Для распознавания и описания сбросовых уступов Великого бассейна Джильберт пользуется следующими критериями: а) крутизной; б) связью их с зонами скалывания и смещения слоев; в) смещением уровня

¹ Gilbert G. K. Report on the geology of portions of Nevada, Utah, California and Arizona, examined in the years 1871, 1872. U. S. Geol. Survey, W. 100th Mer., vol. 3, 1875, pp. 17—187.

плато, как в сбросе Hurricane в штате Юта; d) тем фактом, что обрывы не совпадают по своему направлению с окончаниями горных массивов так, как они совпадали бы, если они представляли бы собой обыкновенные эрозионные обрывы; e) наличием таких треугольных граней на концах гребней, как если бы эти возвышенности были срезаны; f) свежими смещениями аллювиальных вееров, озерных слоев и другими характерными чертами земной поверхности, указывающими на то, что сбросообразование происходило в очень недавние времена и что сбросы успели еще замаскироваться эрозией. Спёрр¹ относится с сомнением к этим критериям или, лучше указать, к тому значению, которые им приписывают. Он обращает внимание на тот факт, что эрозия оказывает заметное влияние на современный топографический характер некоторых горных цепей Великого бассейна, что антиклинали и синклинали играют в этом отношении важную роль и что изученные здесь сбросы часто совершенно не зависят от топографических особенностей. Учащийся может с пользой изучить эти цепи по изданным картам, если не будет упускать из виду тех критериев, о которых мы уже говорили.

Области, деформированные в более древние периоды, как например южные Аппалачи, долгое время подвергались действию эрозии, так что первоначальные сбросовые уступы здесь практически отсутствуют. Сбросы сильно влияют на рельеф, так как они приводят в контакт породы разной твердости, открывая этим путь дифференциальной эрозии. Выравненные и смятые сбросовые плоскости в описываемых условиях также делаются менее заметными в рельефе.

Надвиги, повидимому, не создают крутых вертикальных уступов ни до, ни после эрозии. Чешуйчатые надвиги, последовательно разбивающие горные породы, стремятся придать рельефу вытянутый, линейный вид, и эти особенности в топографии не будут отличаться от тех, которые создаются складками и, вероятно, их нельзя отождествлять с надвигами, пока наличие последних не будет доказано другим путем.

В областях с вертикальными сбросами, особенно в спокойно лежащих слоях и в областях, лишенных ледникового покрова, границы сброса отмечаются ложбинами стока, образовавшимися вдоль плоскостей разломов. Не во всем сбросам располагаются ложбины размыва и не все линии размыва намечают сбросы (стр. 50—51).

Лучше всего изучено внешнее поверхностное проявление сдвига, горизонтальное смещение которого было причиной Калифорнийского землетрясения в 1906 г. «На поверхности земли трещины имели очень различный вид: одни были заметны только в виде отдельностей, другие были так широки, что они были видны за несколько метров. Некоторые представляли просто разрывы, другие обнаруживали небольшое дифференциальное движение сбросового характера. Одни были одиночными, другие были собраны в

¹ Spurr J. E. Origine and Structure of the Basin Ranges. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 12, 1901, pp. 264—266.

группы, особенно те, в которых были заметны сбросовые смещения¹. Где сброс пересекал вершину или склон горы, там появлялся обрыв. В основании небольшого обрыва часто можно видеть маленькие бассейны или пруды, причем многие из них бессточные, а некоторые содержат соленую воду. Желобообразные углубления видны с обеих сторон, также ограниченных обрывами. Обыкновенно на концах сброса замечаются маленькие вершины и маленькие острые хребты; они ограничиваются с одной стороны смягченным обрывом и отделяются от нормального склона долины линией депрессии. С другой стороны, в результате этого сброса были оползни, смещение горных пород со склонов холмов. Наконец, в рудных разработках также произошли заметные дислокации².

¹ Gilbert G. K. „Bull.“ 324, U. S. Geol. Survey, 1907, p. 7.
² Lawson A. C. Preliminary report of the State Earthquake Investigation, Commission 1906 and final report 1908.

БРЕКЧИИ И АВТОКЛАСТИТЫ

Если породы раздробляются на неправильные угловатые обломки, то они называются *брекчиями* или *автокластическими* горными породами («саморазбившиеся»). Они бывают как цементированные, так и нецементированные. Брекчии являются обычными спутниками трещин, сбросов и складок. Даже если деформация произошла главным образом от течения горной породы, то и в таком случае может произойти образование брекчий в хрупких слоях. Брекчии образуются при оползнях и скольжениях. Брекчии могут образоваться в молодых осадочных породах вследствие прибою волн или действия прилива, трения или скольжения, или же вследствие раздробления случайно отвердевших поверхностей (глава VIII). Брекчии обыкновенно встречаются в глинах или известковых глинах, если последние на время выходили на поверхность земли. Брекчии образуются при извержении вулканов и излиянии магмы. Брекчии образуются при расширении и сжатии горных пород под влиянием изменения температуры, дегидратации, изменения минералогического и химического состава. Особенно уменьшает массу растворение, образуя при этом брекчий «растворения», брекчии «обрушения» или «оседания», характерные для некоторых месторождений полезных ископаемых. На самом деле, все силы, деформирующие горную породу, при некоторых условиях могут принимать участие в образовании брекчий.

Было предложено много различных названий и классификаций брекчий. Брекчии образуются при столь различных условиях, что, давая название брекчии, исследователь должен оттенить этим названием наиболее важную характерную ее черту. Часто бывает желательным название брекчии дополнять прилагательным, указывающим на происхождение или на типы породы. Весьма сомнительно, удастся ли геологам выработать такую общую классификацию, которая бы давала достаточное представление о всех условиях образования брекчий и которая бы достаточно логично подчеркивала различие между процессами происхождения и типами горных пород. Для общего краткого ознакомления с этим предметом мы отсылаем учащегося к статье Нортон¹.

¹ Norton W. H. A classification of breccias. „Journ. Geol.“, vol. 25, 1917, p. 160.

Главная трудность терминологии заключается в том, что брекчии, образовавшиеся вследствие диастрофических движений и иногда классифицируемые как *брекчии трения*, могут быть идентичны, или схожи, или составлять переходную ступень, или иметь общие черты происхождения с брекчиями, которые получились вследствие вулканических извержений и отложились в слоях туфа или агломерата с горными породами, образовавши-



Рис. 42. Брекчия разлома в кварците. Жильный кварц раздвинул обломки кварцита. Барабу, Висконсин.

мися в условиях первоначального отложения, иногда известными под именем внутриформационных конгломератов; они имеют также общие черты с основными конгломератами или с поверхностными осыпями и щебнем, которые произошли под влиянием выветривания и эрозии.

Итак, под действием выветривания на поверхности порода распадается на мелкие обломки, которые называются брекчиями, если они остаются на месте и, в особенности, если они цементированы. Существовавшие ранее разломы способствуют этому процессу и локализируют его. В общем обломки округляются, но обломки некоторых горных пород, особенно сланцев и кварцитов, остаются угловатыми. Поверхностная брекчия или щебень такого рода мо-

жет остаться на месте и сделаться основным конгломератом налегающего на него осадочного отложения, будь то под водою или же на суше. Эти поверхностные брекчии известны под названием конгломерата, но внизу они переходят в горные породы, имеющие вид брекчий, и бывают так тесно связаны с первоначальной исходной горной породой, что и часть последней можно называть брекчией. Есть много поверхностей несогласного налегания, особенно в докембрии, где очень трудно провести границу между более древней, раздробленной в брекцию нижней формацией и конгломератом основания верхней формации. В некоторых случаях промежуточная горная порода называется переотложенной (recomposed).

Равным образом нагревание, охлаждение и кристаллизация магмы производят трещины и сбросы, которые местами переходят в брекчии; несмотря на то, что все полевые отношения ясны, все же иногда трудно решить, назвать ли данную породу брекчией, что обыкновенно предполагает разрушение твердой породы на месте, или же назвать ее туфом, что предполагает некоторое движение по поверхности земли. Отвердевшая поверхность течения может разбиться и раскрошиться и образовать брекчии течения, которые иногда трудно отличить от туфа или брекчий трения. При некоторых условиях магмы, внедряясь в некоторые породы, захватывают их, вследствие чего угловатые осколки погружаются в расплавленную изверженную породу. Происшедшая таким образом порода представляет собой настоящую брекцию, но брекцию особого происхождения.

Если слои разнородных горных пород подвергаются течению, то обыкновенно более хрупкие слои и минералы превращаются в брекчии, а более мягкие текут; обломки цементируются более мягким текущим материалом. Некоторые части такой массы называются брекчиями, а другие могут превратиться в сланцы. В меньшем масштабе и особенно в микроскопическом масштабе течение горных пород почти всегда сопровождается образованием такого рода брекчий в более хрупких слоях или минералах, но обыкновенно термин «брекчия» для них не употребляется, если значительная часть массы не обнаруживает образования брекчий в крупном масштабе.

Одним словом, горные породы могут распадаться на брекчиевидные формы при самых разнообразных условиях и при самых разнообразных процессах, а эти условия и процессы постепенно переходят друг в друга, поэтому нельзя резко разграничить классы по происхождению. Более того, если образовавшиеся таким образом горные породы резко отличаются по происхождению, то они смогут иметь одинаковые характерные физические черты. При полевых работах необходимо обладать обширным знанием разнообразных возможностей происхождения этих образований, для того чтобы избежать ошибки при определении брекчиевидных структур. По опыту автора, эти ошибки особенно часто встречаются. Следует относиться крайне осторожно к этим неясным структурам в областях, деформированных течением горных пород, которое более или менее затемняет характерные черты более древ-

него образования. Геолог, работавший в районе, где развиты автокластические горные породы, может подойти с предвзятым мнением к таким же горным породам в другом районе и может ошибиться, не признав там нахождения конгломератов большого стратиграфического значения. Другой геолог, имеющий дело главным образом с конгломератами и мало соприкасающийся с автокластическими породами, может сделать предположение, что данная горная порода является конгломератом, и уделить недостаточно внимания тому обстоятельству, что конгломерат может быть и автокластической породой.

Крупные разногласия относительно докембрийской стратиграфии и структуры объясняются различным толкованием этого типа горных пород. Благодаря преобладанию предвзятых мнений, различные взгляды на происхождение обломочных пород, найденных в основании гуронских серий в округе Original Huronian к северу от Гуронского озера, долгое время возбуждали споры и мешали геологам составить себе правильное представление об этой важной площади. Основание альгонкских слоев в Миннесоте сложено обломками подстилающих архейских базальтов, порфиров и гранитов, которые на значительных площадях еще удерживают свою угловатую форму и лишь в малой степени оказываются разрушенными и перемещенными. Породы, несогласно залегающие под ними и связанные с подстилающими вулканическими горными породами, представляют собой автокластические и туфовые образования, которые так похожи своими характерными чертами на основной конгломерат, что даже при самой тщательной оценке часто трудно или невозможно решить, отметить ли на карте данное обнажение как альгонкское или же как архейское. По мере развития картирования и по мере изучения этих пород изменялось геологическое истолкование их.

Если использованы все способы определения и если все-таки происхождение этих пород остается невыясненным, то само собой ясно, что этот предмет требует дальнейших изысканий.

О КРИТЕРИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ БРЕКЧИЙ РАЗЛИЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ И КОНГЛОМЕРАТОВ

Брекчии и конгломераты трения. 1) Обломки брекчий трения по обыкновению более угловаты, чем в конгломератах, но бывают и исключения. Гальки конгломерата также могут быть угловатыми, если они произошли из плотных типов горных пород или если они были перемещены на незначительное расстояние. С другой стороны, обломки брекчий трения могут получить совершенно округлую форму вследствие выветривания до цементирования или вследствие трения во время более позднего течения горной породы. 2) Куски брекчий трения носят, вероятно, более однородный характер; обыкновенно они составлены из одного типа породы. Конгломераты могут состоять из различных обломков различного происхождения. Однако, многие конгломераты состоят из галек какого-нибудь одного доминирующего типа пород, и поэтому этот критерий также неубедителен. 3) Вещество жил

может цементировать брекчии трения. Это один из самых надежных доводов. 4) Брекчии трения могут образовываться в зонах, проходящих через напластования, т. е. в условиях, в которых никогда не встречаются конгломераты.

Ни один из этих признаков не может считаться совершенным. Взятые вместе, они могут быть надежными, но и то не во всех случаях.

Почти такими же являются критерии для отличия различных брекчии трения от внутрiformационных конгломератов и брекчий, которые, по предложению, образовались силами, действовавшими во время их первоначального отложения или вскоре после него. Действительно, внутрiformационные или междуформационные конгломераты составляют переходную стадию между конгломератом и брекчией, и их можно назвать то брекчиями, то конгломератами, в зависимости от того, хотим ли мы подчеркнуть структурное или же стратиграфическое положение данной породы.

Туфы и вулканические брекчии. Часто употребляют следующие способы сравнения туфов и вулканических брекчий: 1) литологическая однородность их обломков, 2) наличие таких вулканических структур, как миндалины, расположенные по периферии, 3) цементация их осколков вулканическим пеплом или лавой, 4) угловатость осколков, 5) разнообразие в величине обломков, 6) залегание их слоев среди вулканических потоков и 7) другие полевые соотношения. Но ни один из этих признаков нельзя назвать совершенным, только с очень большим трудом можно отличить туфы, образовавшиеся под водой от кластических пород, образовавшихся эрозионным путем. Обломочные горные породы, связанные с юбширными базальтовыми покровами в штате Онтарио и области Верхнего озера, хорошо иллюстрируют трудность их распознавания¹.

Порфи́ровая и миндалевидная текстуры. Вулканические горные породы с выполненными миндалинами, имеющие порфировую текстуру, могут иметь вид конгломерата, в особенности на выветрелых поверхностях или в рассланцованных породах. Минералогический характер псевдогалек, обыкновенно позволяет определить их происхождение.

ЦЕМЕНТИРОВАНИЕ БРЕКЧИЙ

Некоторые геологи употребляют термин «брекчия» только для обозначения цементированных, связанных обломков, а для неотвердевших обломков они употребляют такие, например, названия, как щебень или щебенка (ruddle, talus). Однако, чаще употребляется один и тот же термин и для связанных и для несвязанных обломков разбитой горной породы. Почти все горные породы или минералы могут служить цементирующим веществом — вулканические и осадочные горные породы, кальцит, доломит,

¹ Van Hise, C. R. and Leith C. K. *Geology of the Lake Superior region.* „Mon.“ 52, U. S. Geol. Survey, 1911, pp. 118—143.

кварц, окислы железа и т. д. Из всех цементирующих вышеназванных веществ жильный кварц является, может быть, самым обычным и самым распространенным, особенно в породах древнего происхождения. Из метаморфической геологии прекрасно известно, что кварц проявляет тенденцию к замещению кальцита и доломита при продолжительном метаморфизме пород.

При частичной цементации горной породы видно как минералы облекают осколки и постепенно заполняют пустоты от их периферии к центру. В частности, кристаллы кварца растут также снаружи в центр. При полной цементации горной породы пористое пространство совершенно выполняется множеством этих минералов. Еще неизвестно, приостанавливается ли рост кристаллов с закрытием первоначальной полости (cavity), потому что некоторые брекчии обнаруживают осколки, совершенно отделенные друг от друга и погруженные в кварц таким способом, который указывает на то, что кварц в процессе роста развивал давление, разделившее эти куски.

Если бы цементирующий кварц как-нибудь исчез из типичных брекчий кварцитов Varabo, то осколки кварцита обвалились и снова пришли бы в соприкосновение друг с другом (рис. 42). Предполагают, что это явление того же самого порядка, как и расширение трещин силой растущих кристаллов, о чем была речь на стр. 48—49.

КЛИВАЖ ТЕЧЕНИЯ И КЛИВАЖ РАЗЛОМА

ОПИСАНИЕ КЛИВАЖА ТЕЧЕНИЯ

Кливаж течения — это структура, которая обычно является следствием течения твердых горных пород. Она проявляется в способности породы раскалываться вдоль параллельных поверхностей, обусловливаемых параллельным расположением длинных осей вытянутых минеральных зерен, а также параллельным расположением плоскостей спайности в некоторых из минералов, слагающих породу. Кливаж течения характеризуется плоскими и стебельчатыми зернами минералов, принадлежащих к тем сравнительно немногим видам, которые хорошо приспособляются к условиям течения горных пород. Природа этого приспособления представляют интересную проблему; она будет изложена ниже. Кливаж течения не представляет неизбежного следствия течения горных пород: такие материалы, как мягкие илы и пески, могут течь, не приобретая кливажа. Даже такие твердые породы, как известняк или мрамор, могут течь, не образуя кливажа. Равным образом порода, деформированная течением, может принимать грубо полосатую структуру, характерную для некоторых гнейсов, и все-таки не иметь кливажа течения. Кливаж течения иначе называют *сланцеватостью* (schistosity) и *сланцевым кливажем* (slaty cleavage). Породы, обладающие этой структурой, называются *рассланцованными породами* или *сланцами* (schists, slates). Сланцевый кливаж (slaty cleavage) обыкновенно отличается от сланцеватости (schistosity) прямой кливажных плоскостей и тонкостью зерен, но между этими двумя структурами нельзя провести резкой границы; они друг с другом связаны постепенным переходом. Кливаж, даже кливаж сланцевый, никогда не бывает совершенно однородным или прямым: на кливажных поверхностях всегда остаются небольшие неотслоенные листики и кусочки породы. Как указывает само название, сланцевый кливаж лучше всего развивается в тонкозернистых глинистых породах; тонкозернистые вулканические породы, как например базальт или риолит, могут принимать также эту структуру. Сланцеватость обыкновенно встречается в грубозернистых породах. Из этого правила, однако, есть исключения; так, прекрасный сланцевый кливаж может образоваться даже в кварцитах и, на-

оборот, характерный для мелкозернистых пород сланцевый кливаж в условиях интенсивного метаморфизма вследствие перекристаллизации породы переходит в более грубую структуру (сланцеватость).

Гнейсовая структура частью включается в кливаж течения, частью представляется нечто иное, и поэтому эта структура рассматривается отдельно. «Кристаллобластическая» структура представляет лишь другое обозначение кливажа течения.

Кливаж течения характеризуется главным образом присутствием слюды, хлорита и роговой обманки, расположенных параллельно (*in parallel dimensional arrangement*). Эти минералы вместе с кварцем и полевым шпатом составляют лишь небольшую часть породообразующих минералов. Поэтому, для конкретности изложения, необходимо рассмотреть кливаж главным образом в соотношении с этими минералами. Читателю, специально интересующемуся этим предметом, необходимо получить дополнительные сведения и о других минералах, но мы думаем, что они не изменят существенно те выводы, которые мы сделаем на основании изучения немногих главных минералов, составляющих сланцы. Рассланцованная горная порода характеризуется несколькими видами минералов, и каждый вид в отдельности имеет зерна одинаковой формы, обусловленной строением кристалла. Среднее отношение наибольшей длины к наименьшей составляет около 10:1 в слюде, в роговой обманке 4:1 и в кварце и полево-м шпате 1,5:1. Эти отношения будут одинаковы и при полном и при слабом течении горных пород. Другими словами, лучше рассланцованная горная порода может и не иметь более сильно вытянутых или удлинённых минеральных частиц.

Если в лабораторных условиях кристаллы развиваются под действием стресса, то они удлиняются в плоскости наименьшего сопротивления и, как предполагают, независимо от их строения, но в этом можно сомневаться, потому что опыты велись главным образом с изометрическими кристаллами¹. Равным образом кристаллы, даже не находящиеся в процессе образования, могут под действием давления вытягиваться более или менее независимо от их свойств. Однако, наблюдения показали, что вопреки этим экспериментальным данным минералы в сланцах имеют форму, обусловленную лишь одним свойством кристалла. Разница между плохо рассланцованными породами и совершенными сланцами заключается не в том, что частицы одних удлиняются больше, чем частицы других, а в том, что в одних по сравнению с другими имеется большее количество минералов с вытянутой кристаллической формой.

Необходимым следствием параллельного расположения листочков слюды и кристаллов роговой обманки является точно такое же расположение спайности этих минералов. Например листочки слюды, лежащие в сланце параллельно друг другу, имеют спайность в плоскости двух больших кристаллографических осей;

¹ Becker G. F. and Day A. L. Linear force of growing crystals. „Proc. Wash. Acad. Sci.“, vol. 7, 1905, pp. 233—288.

т. е. в плоскости кливажа горной породы. Кристаллы роговой обманки располагаются параллельно их длинным кристаллическим осям; средняя или меньшая кристаллографические оси роговой обманки, имеющие почти одинаковую длину, могут и не быть параллельными. Обе спайности роговой обманки параллельны большей кристаллографической оси, но наклонены к меньшим осям. Таким образом, в сланцевых породах спайность роговой обманки параллельна оси, но не плоскости. Полевой шпат не имеет таких больших различий в форме кристаллов. Большинство полевых шпатов в сланцах проявляют лишь незначительную тенденцию к образованию вытянутых и таблитчатых форм, сообразно с строением кристалла. Их пространственное расположение почти не зависит от кристаллографической ориентировки, и наряду с этим в полевых шпатах лишь слабо выражена параллельная спайность. В исключительных случаях зерна полевого шпата располагаются в сланцах параллельно кристаллографическим элементам, и тогда спайность полевых шпатов оказывает влияние на кливаж горной породы. Хорошая, основная спайность развивается почти под прямым углом к большей длине кристалла, а следовательно, и к плоскости кливажа горной породы, параллельно которой располагаются большие протяжения кристаллов. Так как большие размеры кристаллов параллельны только плоскости кливажа породы, а не друг другу, то основные спайности различных кристаллов могут располагаться под любым углом друг другу, несмотря на то, что они располагаются всегда под прямым углом к плоскости большей и среднего протяжения кристаллов. Кварц не имеет хорошей спайности, а если бы даже он и имел ее, то параллелизм в спайностях различных зерен его был бы невелик, потому что пространственное его строение таково, что имеется лишь небольшая наклонность к образованию параллельных кристаллографических осей.

Сланцы расщепляются или между минеральными зернами, вдоль плоскостей их наибольших и средних кристаллографических осей, или по самым минеральным зернам вдоль плоскостей спайности. Первое расщепление известно под именем межминерального кливажа и является свойством отделяться в зависимости от пространственного расположения минеральных зерен; второе можно назвать межмолекулярным кливажем; оно связано с первоначальной молекулярной структурой кристаллов. Если горная порода расщепляется, то обыкновенно на обеих поверхностях по плоскостям спайности минералов. Очевидно, такое расщепление возникает легче, чем между зернами минералов. Там, где слюды и роговой обманки немного, на расщепленных поверхностях породы видны кварц и полевой шпат, указывающие на то, что разлом был главным образом межминерального типа.

Какое бы относительно важное значение не имел межминеральный и межмолекулярный кливаж, надо помнить, что в рассланцованных породах громадное большинство минеральных зерен расположены сообразно их форме, а такое пространственное расположение соответственно параллельно спайностям

лишь части минералов. Итак, это заключение оправдывается тем, что пространственный параллелизм минеральных зерен является ведущим фактором кливажа породы и что этому же фактору обязан своим происхождением общий параллелизм плоскостей спайности слюды и роговой обманки. До некоторой степени правильно и то, что спайность этих минералов имеет некоторое влияние на их удлинение и, следовательно, на их расположение. Так как форма и размеры минералов в сланцах зависят от их строения, то последнее становится важным фактором для структуры сланцев.

Кроме описанного выше характерного параллельного расположения, зерна минералов могли находиться под действием непрерывно изменяющегося давления, которое выражается в напряжении и в разрыве. Напряжение минерала, в особенности кварца, видоизменяет оптические свойства таким образом, что под микроскопом с скрещенными николями погасание кристалла будет неравномерным; оно будет перемещаться по кристаллу по мере его вращения, что происходит от того, что направление погасания изменяется в каждой точке кристалла. Эти погасания называются *погасаниями напряжения*. В кварце иногда видны ряды флюидально вытянутых пор, намечающих направления плоскостей скалывания, которые можно бывает проследить и по соседним кристаллическим зернам. Слюды могут поддаться скалывающим движениям, которые производят в них или пластинчатое сдвигание, параллельное плоскостям скольжения, или же сгибание кристаллов. В плагиоклазах можно видеть вторичное сдвигание. Ортоклаз может образовать *микроклиновую* структуру. Пироксены, полевые шпаты и оливин дают иногда так называемую *schiller* — структуру, которую можно объяснять образованием полостей, последовательно заполнявшихся вдоль плоскостей наибольшего растворения, могущих быть плоскостями скольжения. Раздробление кристаллов кварца наблюдается чаще, чем полевого шпата, потому что первый является более хрупким по своей природе. Кристаллы могут раздробляться вдоль параллельных плоскостей, а части их испытывать такие относительные смещения как будто они были нарезаны ломтиками. В кристаллах можно наблюдать все стадии трещиноватости и раздробления, хотя в некоторых сланцах эти явления затемняются перекристаллизацией, заживляющей разломы. Текстуры, образованные разломом, известны под именем *катакластических* структур. Раздробление может ограничиваться периферией зерен или групп зерен, оставляя середину нетронутой. Это явление называется *очковой* структурой (*augen* или *mortarstructure*). Совершенное раздробление составных частей иногда называется *милонитовой* структурой, хотя этим термином обычно обозначаются также сланцевые структуры, в которых ясно видна перекристаллизация.

КАК ОБРАЗУЕТСЯ ПАРАЛЛЕЛЬНОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ МИНЕРАЛОВ

Расположение минеральных компонентов при кливаже породы является следствием дифференциального давления, вызвавшего течение горной породы. Остается описать более подробно самые процессы этого течения.

Перекристаллизация. Изучение рассланцованных кливажных горных пород показывает, что роговая обманка и слюда, играющие большую роль в некоторых лучших кливажных породах, представляют совершенно новое образование в горных породах, вторич-

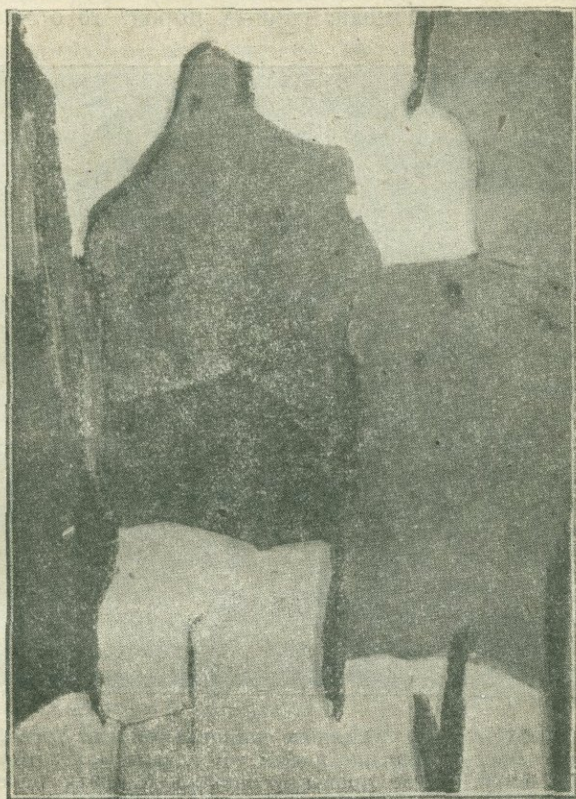


Рис. 43. Микрофотография слюисто-кварцевых сланцев с перекристаллизованным кварцем. Гусак, Массачузетс. На рисунке хорошо видно отношение перекристаллизованного кварца к перекристаллизованным пластинкам слюды. Пластинки слюды по большей части отделяют зерна кварца, но иногда можно заметить, как они ограничивают два или несколько зерен и вдвигаются между ними; нельзя думать, чтобы такое расположение возникло вследствие гравуляции, отслаивания или скольжения; повидимому, лучше всего его объяснить перекристаллизацией („Bull.“. 239, U. S. Geol. Survey).

ного происхождения. Сланцеватая глина или мягкий ил могут содержать мало слюды; филлит, их измененный эквивалент, может содержать слюду до 50% по весу. Согласно данным химического анализа такие изменения в некоторых случаях могут происходить с небольшим обогащением или, наоборот, с потерей вещества. Отсюда можно вывести заключение, что новые минералы типа

роговой обманки и слюды образуются главным образом при перекристаллизации веществ уже в массе породы. Но перекристаллизация все еще продолжается и в том случае, когда имеются налицо количественные доказательства обогащения или обеднения породы теми или иными веществами. Так как роговая обманка и слюда обычно дают лучший кливаж горных пород, то отсюда следует,



Рис. 44. Микрофотография слюдяного сланца и туннеля Гусак. Листочки слюды, являющейся совершенно новым образованием, возникающим при перекристаллизации, лежат ровными пачками с почти параллельным расположением своих больших диаметров; в каждом минерале видно некоторое сдвигание пластинок. Замечательно, что при очевидном сгибании и неправильности листочков слюды отдельные пластинки по большей части не обнаруживают деформации, но перистое расположение пластинок, под малыми углами друг к другу, создают это впечатление неправильности. Такого типа расположение часто наблюдается у твердых частичек, которые ведут себя как определенные единицы во время деформации, что указывает на то, что такое расположение зависит от различных условий стресса в различных местах.

что перекристаллизация играет большую роль в образовании параллельных минеральных составных частей, а следовательно, и в кливаже породы.

Важное значение перекристаллизации подтверждается тем фактом, что разломы и другие последующие напряжения в минералах рассланцованной породы в общем не так велики, чтобы можно было предположить почти исключительное или значительное участие механических процессов в создании параллелизма. Значит здесь надо предположить наличие некоторого конструктивного процесса, который в общем можно назвать перекристаллизацией.

После того как породы подверглись кливажу, большинство зерен минералов в отдельности увеличились в объеме по сравнению с зернами в тех же самых породах, но до течения. Например, при переходе сланца в филлит объем зерен увеличивается. Это происходит вследствие конструктивного процесса — перекристаллизации.

Рассланцованная порода должна, вероятно, показывать по сравнению с несланцевыми породами большее однообразие в объеме и форме зерен одного и того же минерала, и снова это явление объясняется перекристаллизацией.

Такие детально изученные микроскопические признаки, как образование «ласточкиных хвостов» в отдельных зернах кварца в кварцевых полосах, появление перистости в слюдяных пластинах возле прилегающих к ним других минеральных поверхностей, недостаточное сгибание и раздробление игл роговой обманки вследствие взаимного пересечения их, отделение минералов в полосы, — все это указывает на то, что параллелизм не может произойти вследствие одного механического приспособления породы, но должен сопровождаться химическими и минералогическими изменениями, участвующими в перекристаллизации и способствующими созданию параллелизма (рис. 43 и 44).

Раздробление и вращение первичных зерен. Не одна только перекристаллизация производит кливаж горных пород. Кварц и полевой шпат в рассланцованной породе в значительной мере могут быть первоначальными кварцем и полевым шпатом; некоторые слюды и роговые обманки также могут быть первоначальными слюдами и роговыми обманками. Может быть, параллелизм отчасти обязан своим происхождением вращательному движению, изменяющему первоначальные случайные положения зерен. Этому процессу может способствовать раздробление и обламывание первичных зерен минерала. Раздробленные осколки минерала неравномерной величины часто разбросаны таким образом, что их более длинные части лежат приблизительно параллельно. Наличие движения заметно главным образом в кварце и полевом шпате, которые не играют большой роли в образовании кливажа породы. Из этого, следовательно, заключают, что вращательное движение первичных зерен, различно ориентированных, приводящее к параллельному расположению их, является менее значительным фактором, совершенно подчиненным доминирующему процессу перекристаллизации (рис. 45 и 46).

В начальных стадиях течения породы более значительные и более хрупкие частицы подвергаются раздроблению и вытягиванию.

В то же самое время перекристаллизация, начинающаяся в более тонких частицах, создает новые минералы. В промежуточных, более поздних стадиях она постепенно получает перевес над грануляцией и в конце концов уничтожает всякие признаки ее. Отсюда можно вывести заключение, что грануляция способствует перекристаллизации тем, что истирает зерна на мельчайшие кусочки, создавая более значительную поверхность для химического процесса.

Английские и шотландские геологи грануляционную структуру отчасти обозначают термином «милонитовая структура», которая состоит по большей части из ничтожных кусочков и частиц с более

крупными осколками, там и сям рассеянными в размолотой основной массе раздробленных минералов. Милониты были описаны главным образом в связи с большими надвигами Горной Шотландии, где они тесно связаны с кристаллическими сланцами и постепенно переходят в последние, причем и милонитовая структура и кристаллические сланцы образовались вследствие одного и того же движения. Автор исследовал некоторые из этих милонитов, и по его мнению, они все могут быть объединены под общим названием сланцев и все они произошли от течения породы; милонитом же он считает простую часть массы, где несколько более заметно раздробление, всегда присущее течению породы. В экспериментах по деформации условия не благоприятствуют перекристаллизации, и процесс раздробления имеет там большое значение.

Скольжение и другие процессы. «Скольжение» или сдваивание вдоль плоскостей спайности в минералах, называемое «gliding», наблюдаемое часто в кальците и в кристаллах льда, считается возможной причиной удлинения и параллельного расположения минеральных частиц. Это явление в породах наблюдалось только в минералах типа кальцита, которые не играют важной роли в квиваже пород, и оказалось, что даже в кальците сланцев скольжение подчиняется перекристаллизации и раздроблению. При лабораторной деформации мрамора скольжение играет как будто большую роль, потому что условия перекристаллизации отсутствуют.

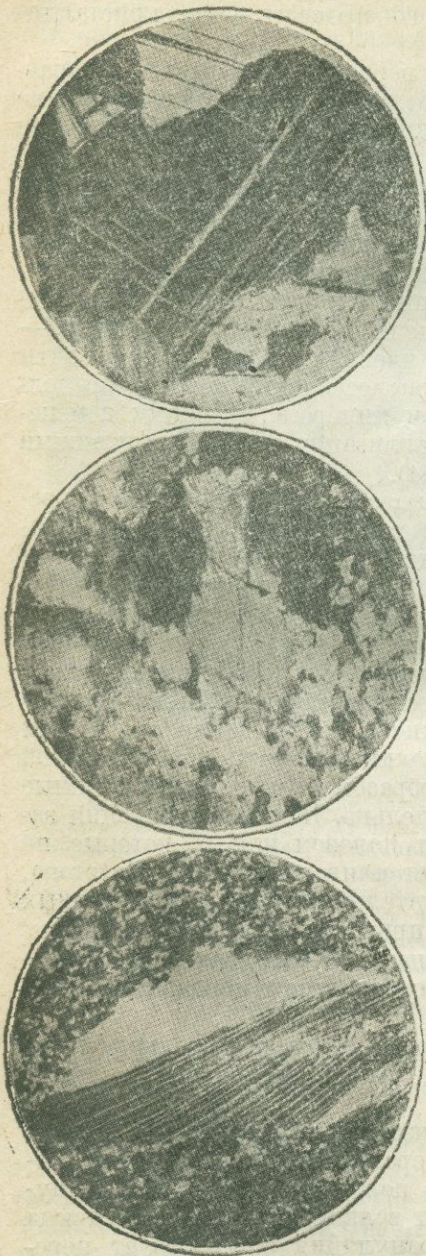


Рис. 45. Прогрессивное раздробление (грануляция) анортозита под влиянием давления. (По Адамсу).

Нет никаких признаков того, что сплющивание первоначальных частиц минералов до их параллельного расположения безотносительно к кристаллографической ориентировке играло какую-нибудь важную роль в образовании кливажа породы; несомненно, некоторые уже изложенные нами факты дают неопровержимое доказательство обратного. Это доказывается тем, что присущие



Рис. 46. Срезанные полевые шпаты в слюисто-хлоритовом сланце из южных Аппалач (.Bull. 329, U. S. Geol. Survey).

сланцам роговая обманка и слюда в некоторых, а может быть, и в большинстве случаев, являются совершенно новыми образованиями в породе. То же самое доказывают однообразные пространственные характеристики данных минеральных видов и влияние строения кристалла на его пространственные свойства. В более рассланцованной породе зерна роговой обманки, слюды, кварца или полевого шпата почти также сплющены, как и в менее рассланцованной. Но более рассланцованная порода, конечно богаче зернами роговой обманки и слюды, чем зернами кварца и полевого шпата, следовательно, она богаче сплюснутыми или вытянутыми зернами, которые воспроизводят в ней более совершенный и более гладкий квиваж.

ОТНОШЕНИЕ КЛИВАЖА К СТРЕССАМ

Итак, мы показали, что квиваж породы обуславливается параллельным расположением минеральных частиц, слагающих породу, и что этот параллелизм развивается благодаря течению породы, которое предполагает дифференциальное давление. Теперь остается рассмотреть положение квиважа по отношению к специфическим условиям давления.

По опытным данным при невращательном напряжении (стр. 16) минеральные частицы стремятся расположиться своей наибольшей длиной перпендикулярно к направлению давления. Но практически нет экспериментальных данных относительно расположения частиц при вращательном напряжении или скалывании, которые так часто встречаются в природе.

Райт (Wright)¹ делал сплав из воластонита, диоксида и анортита по 50 г каждого и, погружая этот расплав в воду, кристалловывал таким образом стекло. Затем он вырезал из этого стекла кубики, нагревал их до вязкого состояния, при котором совершается начатая кристаллизация, и подвергал их вертикальному давлению.

¹ Wright F. E.: Schistosity by crystallization—a qualitative proof. Am. Jour. Sci., 4th ser., vol. 22, 1906, p. 226.

Микроскопическое исследование показало, что три названных минерала выкристаллизовались своими более длинными осями перпендикулярно к давлению.

Беккер и Дей¹ (Becker and Day) показали, что, хотя кристаллы и способны расти в данном направлении несмотря на силы сжатия, однако, рост их значительно сильнее в плоскости, перпендикулярной к давлению; спрашивается, зависит ли от строения кристалла это нормальное направление удлинения или нет. Обыкновенно в сланцах удлинение кристалла это и есть его нормальное строение, и указывает, может быть, на то, что кристаллы в условиях, благоприятных для нормального роста, вырастают за счет кристаллов, не имеющих таких условий.

Полевые наблюдения должны иметь дело главным образом с отношением кливажа к *напряжению* (стр. 15), которое можно наблюдать, и к *стрессу*, которого нельзя наблюдать и о присутствии которого можно судить только по напряжению. Доказав отношение кливажа к напряжению, можно уже рассмотреть главные отношения кливажа к *стрессу*.

Эта проблема распадается на две отдельные части: 1) напряжение под действием стресса, 2) напряжение после действия стресса.

1. Повидимому, не требует доказательств тот факт, что по длине своей минеральные частицы при кливаже породы располагаются параллельно удлинению массы. Среди геологов было так широко распространено представление об этом соотношении, что сначала считали как-будто совершенно излишним приводить доказательства в пользу этого положения. Но опытные геологи оспаривали это положение. Беккер² настаивал на том, что удлинение массы может быть наклонено к общему направлению больших осей минеральных частиц. Учащийся часто совершенно теряет, когда его спрашивают, почему кливаж параллелен удлинению породы. Это вывод из наблюдения. Доказательства следующие:

а) Искривление галек конгломерата. По искривлению галек в рассланцованных конгломератах можно судить о плоскости удлинения, хотя иногда трудно отличить по виду недеформированные гальки от деформированных. Кливаж цемента приблизительно параллелен большим диаметрам сплюснутых галек, хотя он несколько искривляется на концах их. *б) Искривление кристаллов в минералах.* Плоскость кливажа намечается пластинками слюды или кристаллами роговой обманки, в то время как связанные с ними частицы кварца и полевого шпата могут раздробляться в том направлении к плоскости кливажа. Смещение частей часто является спутником таких разломов, и по наблюдениям оно отклоняет разломанные части в плоскость кливажа. *в) Искривление вулканических текстур.* Первоначальные эллипсоидальные отдельности базальтов часто показывают сплющивание с разломом или без разлома, в таких случаях кливаж течения эллипсоидов и связываю-

¹ Becker G. F. and Day A. L. The linear force of growing crystals. „Proc. Wash. Acad. Sci.“, vol. 7, 1905, pp. 283—288.

² Becker G. F. Current theories of slaty cleavage. „Am. Jour. Sci.“, 4th ser., vol. 24, 1907, pp. 7—10.

щей их породы располагается параллельно более длинным диаметром. Точно так же часто встречается удлинение минералов и сферолитов в плоскостях, параллельных кливажу породы. *д) Искривление ископаемых.* В квиважированных породах наблюдается удлинение ископаемых в плоскости квиважа. *е) Искривление слоев и формы складок.* Складки часто указывают на направление удлинения деформированной массы, и квиваж обыкновенно бывает параллелен их осевым плоскостям (гл. VII). *ф) Отношения к интрузивным массам.* Значительные интрузивные массивы вулканических пород, в особенности глубоко залегающих батолитов, оказывают давление на их стенки. Всякий квиваж окружающих пород параллелен периферии интрузивных масс.

Значит, отсюда можно заключить, что породообразующие минералы своими длинными осями лежат параллельно направлениям или плоскостям удлинения массы породы. Итак, дав исчерпывающий ответ на вопрос об отношении квиважа породы к стрессам, мы должны коснуться разнообразных способов удлинения и сокращения масс посредством стрессов.

2. Зная отношения квиважа к удлинению, можно установить его отношение к стрессу.

Выражаясь наиболее простыми терминами (стр. 15—16), можно выделить два случая: стресс в искривляющих массивах может быть выражен а) невращательным напряжением, в котором оси стресса и оси напряжения остаются все время параллельными в продолжение всей деформации и б) вращательным напряжением, при котором наблюдается постоянное угловое изменение в положении осей напряжения сравнительно с осями стресса во все время искривления. В первом случае удлинение массы горной породы перпендикулярно к наибольшему стрессу, и остается таким во все время деформации; во втором случае удлинение массы постоянно меняется в направлении относительно главного стресса и в конце концов оно может быть значительно наклонено к максимуму стресса. Госкинс¹ (Hoskins) утверждал, что в любое мгновение тенденция к удлинению приблизительно перпендикулярна к наибольшему стрессу и что вращательная тенденция отражается наклоном конечного удлинения к самому большому стрессу.

Заменяя самое большое удлинение массы квиважем породы, мы определим отношения квиважа к давлению следующим образом: при невращательном напряжении квиваж развивается перпендикулярно к наибольшему стрессу; во вращательном напряжении имеется наличие некоторого вращательного элемента, который заставляет квиваж наклоняться к большему стрессу, хотя в любую минуту он может быть и стремится развиваться перпендикулярно к наибольшему стрессу. Все напряжения сжатия в массах пород принадлежат к этим двум классам — вращательному и невращательному и обыкновенно к некоторой комбинации их обоих. Следовательно, квиваж развивается при некоторой комбинации напряжений вращательного и невращательного, и, можно сказать,

¹ Hoskins L. M. Flow and fracture of rocks as related to structure. 16th Ann. Rept., U. S. Geol. Survey, pt. 1, 1896, pp. 845—874.

что он является по отношению к давлению и перпендикулярным и наклонным.

Выводы из полевых наблюдений об условиях стресса и их отношениях к кливажу мы изложим ниже вместе с описанием складок.

ОТНОШЕНИЕ КЛИВАЖА ТЕЧЕНИЯ К НАПЛАСТОВАНИЮ И СКЛАДЧАТОСТИ

Кливаж течения обыкновенно сопровождается складчатостью, и отношения его к складчатости отличаются таким однообразием, что им пользуются при распознавании складок в поле. Об этом мы будем говорить в главе о складках, но вкратце можно отметить, что существование кливажа, — само по себе доказательство слабости структуры, — свидетельствует о том, что порода



Рис. 47. Сланцевый кливаж, параллельный осевой плоскости складки. Вэллэнд, Тенесси. (По Кизсу).

по всей вероятности испытала складчатость; далее, что кливаж течения в общем параллелен осевым плоскостям складок; что его наклон к напластованию показывает направление дифференциального движения, которое в свою очередь характеризует некоторые части складок. Если известно дифференциальное движение, то можно определить, какая часть складки обнажена и определить подошву и кровлю пластов. След напластования на плоскостях кливажа указывает на погружение складки. На самом деле, в тех районах, где мало обнажений или где соотношения между породами рисуются на основании кернов буровых скважин, понимание общих отношений между кливажем течения

и складчатостью является существенно необходимым для распознавания структуры данного пункта.

Если кливаж обычно параллелен осевым плоскостям складок, это значит, что он обычно наклонен к плоскостям напластований участвующих в складчатости, или плоскостям других смя-



Рис. 48. Кливаж, пересекающий напластование сланцев. Река Сент-Луи, Миннесота. Широкая, ровная поверхность, наклоненная направо, — плоскость напластования. Структура, наклоненная направо более круто, — кливаж, параллельный осевой плоскости складки.

тых структур, таких, например, как поверхности силов (sills). Если складки сильно сжаты, то наклон кливажа к напластованию может быть очень незначительным на крыльях, хотя даже и здесь он, вероятно, существует. Производя обширные исследования в докембрийских образованиях, автор ни разу не находил еще кливажа, который бы располагался точно параллельно напластованию на значительном расстоянии. Оказывается, что он начинает пересекать напластование при прослеживании его по падению или простиранию даже на расстоянии всего в несколько метров. Его незначительный угол с напластованием объяс-

няется значительным вращательным элементом, который всегда имеет место в скалывании вдоль слоев, что делает более длинную ось минеральных частиц или эллипсоид напряжения почти параллельным напластованию. Разумеется, в сильно сжатых складках, где крылья параллельны осевым плоскостям, кливаж может быть совершенно параллелен крыльям. Если такое положение и существует, то оно является исключительным и местным.

Другие исследователи сообщают о случаях кливажа течения, параллельного напластованию (bedding); они приписывают кливаж течения не дифференциальному движению, совершающемуся параллельно пластам во время образования складок, по действию нагрузки на спокойно лежащие пласты. Дели (Daly)¹ описывает замечательный случай в формации Shuswap в Британской Колумбии, где кварциты, известняки, сланцеватые глины, силы, лакколиты и более значительные вулканические массы — все имеют кливаж, параллельный напластованию осадочных пород. Кроме того, этот господствующий кливаж пересекает дайки, перпендикулярные плоскостям напластования. Падения по преимуществу незначительны, и наблюдается отсутствие резких складок того типа, который обязан своим происхождением обыкновенным орогеническим нарушениям. По заключению Дели, кливаж течения в этом случае представляет собою результат «статического метаморфизма» под вертикальным сжатием нагрузки налегающих осадочных пород. По его признанию, мощность кроющих осадочных пород в этом случае не превышает мощности осадочных пород в других обширных докембрийских областях, не обнаруживающих кливажа течения, параллельного напластованию. Он указывает, однако, что такие явления, как кислый характер гранитных инъекций, непревзойденное количество пегматитов, преобладание силов и других пластовых интрузий и главное обилие водой интрузивных масс, все эти местные явления усиливают эффект нагрузки, влияющей на серию Shuswap.

Некоторые сланцы бывают очень тонко расколоты параллельными слоистости трещинами, которые отчасти появляются в результате опложнения, но которые вместе с тем обязаны своим происхождением сжатию под действием силы тяжести и пластическому течению в наклонном, еще мягком пласте в период отложения².

Гренвильская толща Адайрондэка (Adirondacks) состоит из совершенно перекристаллизованных известняков, песчаников и глинистых сланцев с более или менее ярко выраженной сланцеватостью, параллельной поверхностям напластования. Сланцеватость, пересекающая напластование, заметна не везде. Падения в общем пологие, и не везде замечается интенсивная складча-

¹ Daly R. A. A geological reconnaissance between Golden and Kamloops B. C. along the Canadian Pacific Railway. „Memoir“ 68, Dept. of Mines, Can 1915, pp. 44—49.

² Lewis J. Volney. The Fissility of shale. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 34, 1923 (abstract).

тость. Кроме того, включения гренвилльских осадочных пород в более молодых интрузивных породах показывают, что эти включения обладали сланцеватостью до появления интрузий и до деформаций, как во время интрузий, так и после них. Миллер¹ приходит к заключению, что гренвилльская серия образовалась при перекристаллизации совершенно горизонтальных слоев под тяжестью нагрузки налегающего материала и при благоприятных условиях температуры и влажности.

В этом и других подобных случаях кливаж не резко выражен; более бросается в глаза гнейсовая, полосатая структура, в которой истинный кливаж течения грубо или совершенно не развит.

Весьма сомнительно, чтобы описанная структура образовалась только вследствие того, что данная площадь была погребена на большую глубину, потому что другие обширные площади не обнаруживают этой структуры, хотя и находились, насколько нам известно, в таких же условиях. Так например, в области Верхнего озера самые древние горные породы были некогда перекрыты осадками, причем мощность их равнялась многим километрам. О глубине залегания этих пород можно сказать с большей уверенностью, чем относительно глубины залегания гренвилльских или шесоунских образований, и все-таки эти древние породы Верхнего озера не проявляют даже и признаков действовавшей на них нагрузки или статического метаморфизма. Все относящиеся к более значительной вторичной деформации, несомненно, связывается с явлениями орогенического типа.

Хотя можно объяснять себе по разному вышеописанные отдельные случаи, но в общем в нашей зоне наблюдения нагрузка не производит статического кливажа в большом масштабе. Известно, что кливаж в породах является вообще следствием движения. Он связан со складками, трещинами, сбросами и другими структурами, причем все они указывают на движение. Искривление первоначальных структур и наличие перекристаллизации, грануляции и вращения в кливаже — все это ясные признаки движения, указывающего на сокращение некоторых осей напряжения и на удлинение других. Нагрузка, очевидно, могла бы осуществлять движение там, где есть возможность растяжения, перпендикулярного сжатию, т. е. где есть возможность избежать этого сжатия. Как известно, глубоко под землей тонкие глинистые сланцы, края которых обнажаются на поверхности, не испытывают течения под тяжестью нагрузки, однако, испытывают гравитационное напряжение, при котором возможно образование кливажа. В общем, повидимому, глубоко под землей при большом давлении нагрузки отсутствует возможность бокового растяжения осадочных пород, и всякое движение, вызванное нагрузкой, вероятно, заключается в местных вторичных изменениях вдоль плоскостей, наклоненных по большей части к нормально действующей силе тяжести.

¹ Miller William J. Origin of foliation in the pre-Cambrian rocks of northern New York. „*Jour. Geol.*“, vol., 24, 1916, p. 597.

ОБЩЕЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПОЛОЖЕНИЕ КЛИВАЖА ТЕЧЕНИЯ

В некоторых областях кливаж ограничивается узкими зонами слабых пород и отсутствует в более плотных и мощных формациях. В других областях все горные породы могут быть более или менее рассланцованы, и поверхности кливажа по существу бывают параллельны друг другу. Такой кливаж называется *региональным кливажем*. Этот термин имеет относительное значение, потому что нельзя провести резкой границы между местным и региональным кливажем. Что один наблюдатель назовет региональным, то другой — местным, в зависимости от точки зрения и степени детальности работы.

Хорошие примеры регионального кливажа представляет докембрий Верхнего озера и смежные части Канадского щита, южная часть плато Piedmont на юго-востоке США и сланцевая площадь Moine в Северной Шотландии. В каждой из этих областей кливаж имеет более или менее однообразное простирание и падение, и это несмотря на то, что слои горных пород сильно смяты в складки и имеют очень разнообразное залегание.

Даже в областях развития регионального кливажа редко бывает, чтобы все горные породы были сильно рассланцованы. Более мягкие породы бывают сильно рассланцованы, более твердые и более компетентные, вероятно, должны быть лишь слегка рассланцованы или же даже вовсе не обнаруживают кливажа. На самом деле, по наблюдениям автора, зоны очень сильно рассланцованных горных пород сравнительно узки и они тянутся посреди значительно более обширных площадей массивных пород, в которых кливаж не бросается в глаза. В самых древних архейских породах северной Миннесоты сильно рассланцованные части, вероятно, не составляют и одной трети площади, хотя складки и смещения там так же ярко выражены, как и во всяком другом месте на земной поверхности.

Стратиграфическое распределение кливажа весьма неправильно. Он, повидимому, встречается как в породах недавно деформированных близ земной поверхности так и в породах, деформированных гораздо ранее, которые благодаря эрозии залегают теперь у земной поверхности. Кливаж проявляется с большей интенсивностью в породах более древнего происхождения, но мы не знаем, происходит ли это оттого, что они были погребены под осадочным покровом или потому, что они подвергались деформации более продолжительное время. Хотя и допускают, что это происходит от повторных деформаций более древних пород, однако, зона наблюдения не дает прямого доказательства того, что под тонкой поверхностной зоной разлома кливажеобразование усиливается с глубиной.

Итак, кливаж лучше всего свидетельствует о течении пород, и из предыдущих страниц мы видим, что наша зона наблюдения не дает нам доказательств большого течения пород в глубоких зонах. Вопрос об усилении кливажа с глубиной включает в себе и многие другие общие вопросы, которые мы рассмотрим в гл. XIII.

Интересен еще другой факт, относящийся к общему распределению кливажа. Обыкновенно он встречается в областях с сильной деформацией орогенического типа. С другой стороны, есть горные массивы, где происходили сильные движения и где все-таки кливаж слабо развит, даже и в более мягких сланцевых породах. Существуют также формации, без признаков сильного движения, сложенные слоями, сохранившими свое почти горизонтальное залегание, но обладающее региональным кливажем, более или менее параллельным напластованию. Такие площади обыкновенно связаны с плутонической интрузией, и кливаж имеет здесь характер гнейсовой структуры; это по большей части не типичный кливаж течения. Есть предположение, что статический метаморфизм под действием силы тяжести может образовать кливаж такого типа, но, с другой стороны, трудно игнорировать действие интрузивов и возможность настоящего движения.

В общем кливаж течения, который можно рассматривать, как по большей части местное явление, встречается в узких зонах, главным образом в слабых формациях, вклинивается и разветвляется среди зон более плотных пород. Он указывает только на местные зоны слабости, в которых условия были благоприятны для течения пород. Он не представляет всех зон слабости, потому что в некоторых из них резко заметны разломы, другие не были еще уплотнены ко времени движения и не образовали кливажа, а третьи, подобно мрамору, текли без образования кливажа. По большей части кливаж связан с несомненным активным движением, в иных случаях с интрузией, а иногда его связывают и с действием нагрузки, что очень сомнительно. Если кливаж встречается по периферии батолитов, то иногда трудно решать, определять ли давление, вызвавшее кливаж, как динамическое, или как давление интрузии, или же как комбинацию и того и другого.

Мы знаем, что падение и простираание регионального кливажа приблизительно параллельны с падением и простираанием осевых плоскостей складок тех горных цепей, с которыми он обыкновенно бывает связан — это могут быть горы, существующие в настоящее время, и горы, стертые эрозией, от которых остались лишь одни основания. Например, первоначальный кливаж в Аппалачах почти параллелен горной цепи и падает к востоку параллельно осевым плоскостям связанных с ним складок. На докембрийском Канадском щите и в прилегающих к нему частях США мы видим основания совершенно исчезнувших гор. В общем они имеют несколько более восточное простираание, чем Аппалачи и, повидимому, соприкасаясь, соединяются с Аппалачской цепью в северо-восточной Канаде. Кливаж имеет то же самое направление. Поперечный разрез от Верхнего озера до Гудзонова залива показывает замечательное единообразие в направлениях кливажа. Этот общий вывод представляет лишь попытку, потому что наблюдения, которые производились в разных частях света, еще не собраны и не сопоставлены друг с другом.

Так как кливаж параллелен осевым плоскостям складок горных цепей, а некоторые из последних в свою очередь парал-

дельны краям континентов, то из этого следует, что кливаж до некоторой степени параллелен краям материков.

Виллис¹ (Willis) предлагает следующую гипотезу: действие нагрузки и разгрузки под влиянием эрозии достаточны для того, чтобы определить положение кливажа и что субокеанический кливаж ориентируется приблизительно в горизонтальном положении, но на широких краевых областях он поднимается и изгибается соответственно с той кривой, которую дают эродированные континентальные площади. Эту массу, характеризующуюся плоской разлитованностью, он называет диском, а ту массу, в которой расщепленность поднимается с крутым падением, — интердиск, междисковыми областями. Хотя эта гипотеза может быть и имеет те или иные достоинства, однако, у нас нет никаких данных, основанных на прямых наблюдениях, о субокеаническом положении кливажа.

Кливаж, являющийся следствием чисто динамического воздействия и сильно отличающийся от гнейсовой структуры и кливажа от нагрузки, преимущественно имеет большие углы падения, более крутые, чем падение напластования. Это общее положение приложимо практически ко всему докембрийскому щиту Северной Америки. Местами, на площадях с большими надвигами, кливаж падает более полого, но обыкновенно он все-таки круче падения напластований. Пологопадающий кливаж является естественным следствием скалывания, тангенциального к поверхности земли. Вертикальный кливаж указывает или на невращательные стрессы, приложенные перпендикулярно к плоскости кливажа и параллельно поверхности земли, или же на стрессы скалывания, наклоненные под каким-нибудь углом к плоскостям кливажа. В последнем случае они обязаны своим происхождением горизонтальным движениям различных частей земной коры с различными скоростями, таких, например, какие были замечены при геодезических наблюдениях в Калифорнии. Они являются результатом стрессов скалывания, действующих тангенциально на вертикальные плоскости в горизонтальном направлении. Итак, в общем, все преобладающие положения кливажа; поскольку мы их знаем, можно объяснить с вероятностью горизонтальным невращательным сжатием или горизонтальными стрессами скалывания, приложенными с различными углами к образующимся плоскостям кливажа.

Вероятно кливаж имеет гораздо более однообразное положение, чем та зона движения, частью которой он является. Например, кливаж может приурочиваться только к складчатой сланцевой формации, лежащей между двумя другими толщами без кливажа. Падение и простирание сланцевого горизонта все время меняется в зависимости от складчатости, но кливаж, вероятно, имеет более или менее однообразные падение и простирание, поскольку осевые плоскости складок более или менее параллельны, как это обычно и бывает в деформированных областях. В общем,

¹ Willis Bailey. Discoidal structure of the lithosphere. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 31, 1920, pp. 247—302.

если кливаж имеет сильную тенденцию к вертикальному положению, то зоны движения, намечаемые кливажем, могут иметь почти любые наклоны или направления. Любые региональные деформирующие силы, тангенциальные к поверхности земли, разлагаются вдоль зон движения под различными углами к фидоленным силам, и при этих обстоятельствах непонятно было бы отсутствие вращательного движения.

Многое из этих рассуждений об общем положении кливажа навеяно априорным принятием некоторой гипотезы о деформации земли. Наблюдения над самим кливажем охватывают недостаточно широкую площадь и недостаточно хорошо сопоставлены друг с другом, и дают столько исключений и отклонений, что пока и сам кливаж не представляет крепкой базы для строгих индуктивных выводов.

ЛОЖНЫЙ И ВОЛОКНИСТЫЙ КЛИВАЖ

Сланцы часто легко разбиваются в направлении, поперечном к кливажу течения, которое называется волокнистым или ложным кливажем и часто используется при разработках карьеров. Он может характеризоваться штриховкой на поверхностях кливажа течения в направлении, почти параллельном падению кливажа. В некоторых случаях волокна сланца следуют плоскостям наибольшей или наименьшей осей минеральных частиц, расположенных параллельно кливажам течения. Самое лучшее разламывание, разламывание самого кливажа течения, происходит по плоскости, в которой лежат наибольшая и средняя оси. В других случаях волокна, повидимому, представляют кливаж разлома или ложный кливаж, намечаемый незначительными моноклинальными сбросами и складками пластинок кливажа течения в плоскостях, различно наклоненных к кливажу течения (рис. 55).

ИДИОМОРФНЫЕ ИЛИ ПОРФИРОВЫЕ ТЕКСТУРЫ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ КЛИВАЖ ТЕЧЕНИЯ

Гранат, ставролит, турмалин, андалузит, хлоритиды и другие тяжелые безводные минералы этого рода представляют обычные идиоморфные или порфиновые включения в породах, подвергшихся кливажу. Они образуются вследствие перекристаллизации после того, как течение горных пород уже прекратилось, но, вероятно, в то время, когда горная порода находилась еще под действием высокой температуры и давления, доказательством чего служит их высокий удельный вес и частое нахождение их вблизи интрузивных вулканических пород. Их более позднее развитие вследствие перекристаллизации доказываемся следующими соображениями.

1. Они появляются в тех горных породах, которые, несомненно, произошли из других горных пород вследствие течения и которые первоначально были бедны такими минералами.

2. Они часто лежат под большими углами к господствующему кливажу породы.

3. Они не обнаруживают той степени механической деформации, какая бы непременно была, если бы они образовались еще

перед течением. Многие кристаллы имеют длинную и остроугольную форму, и наверное раздробились, если бы после их образования произошло какое-нибудь значительное движение.

4. Они включают в своих пределах минералы, отчасти подобные минералам остальной породы, и их большие диаметры располагаются в плоскости кливажа всей породы, что до некоторой

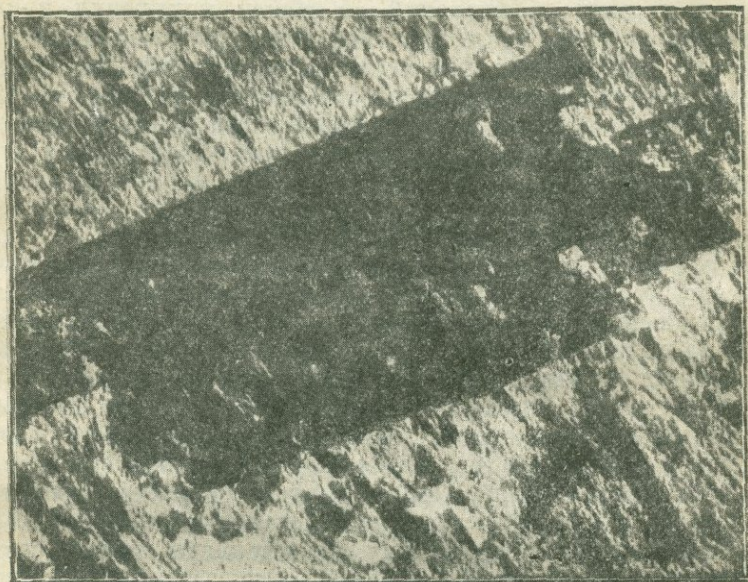


Рис. 49. Кристалл хлорита в слюдисто-кварцевом сланце из Черных Гор (Black Hills). Хлорит развился после течения породы, послужившего причиной преобладающего кливажа породы. Хлорит вырос за счет других составных частей породы, использовав весь материал, необходимый для своего роста, и оставляя излишек материала в форме включений, сохранивших параллельное расположение с преобладающим кливажем породы (Bull. 239, U. S. Geol. Survey).

степени указывает на то, что такие минералы образовались во время течения породы и что порфиоровые образования появились позднее.

5. Слюда и другие составные части кливажированных пород, конечно, образовались вследствие перекристаллизации во время процесса деформации, и часто можно видеть, как они внезапно оканчиваются у периферии минерала описываемой группы, а не изгибаются вокруг него, как это часто бывает около стойких минералов в сланцах. Если порода текла после образования порфиоровых включений, то слюда неизбежно должна была бы отгесниться и согнуться.

6. Большая величина минералов этой группы, в сравнении с включающими их зернами, говорит о том, что они образовались после течения пород, когда раздробление уже не разбивает кристаллы.

Эти доводы наводят на мысль, что развитие кристаллов описываемой группы произошло главным образом после образования кливажа, но несомненно также и то, что в некоторых случаях последующий кливаж раздроблял их и сгибал вокруг них другие составные части. Самый факт, что результаты лозднейших движений, если таковые происходили, так заметны, подтверждает то заключение, что вторичные порфиновые минералы, не обнаруживающие этих результатов, развились уже после того, как движение прекратилось.

Мы можем строить лишь умозрительные предположения относительно условий образования этих странных, резко выделяющихся минералов. Они могут образоваться при условии высокой температуры и давления, наряду с всесторонним или объемным сжатием, но, конечно, не в условиях движения. Можно рассуждать и так, что давление и температура достигли той высоты, когда образуются гидростатические условия, при которых не могут иметь места дифференциальные давления, необходимые для параллельного расположения составных частей.

Другое возможное объяснение основано на том экспериментальном факте, что породы под действием стресса, но с боковой опорой, делаются очень твердыми, что дает им возможность, не поддаваясь, противостоять значительным дифференциальным стрессам. Возможно, что во время образования порфиновых включений сланцы могли находиться под действием больших дифференциальных стрессов, но вследствие большой твердости, обусловленной своим происхождением боковой опорой, они, вероятно, могли противостоять этим стрессам и не поддаваться течению. Можно предположить, принимая во внимание и сопутствующее увеличение твердости породы, что течение пород, развиваясь, имело тенденцию к понижению дифференциального стресса до той небольшой величины, при которой он не мог уже возбудить дальнейшее движение. Эти условия отличались бы от гидростатических условий тем, что в последних существует дифференциальный стресс, хотя и значительный, но все-таки недостаточный для того, чтобы дать начало движению.

Каково бы ни было объяснение, однообразно высокий уд. вес составных частей порфиновых включений заставляет думать, что они образовались тогда, когда окружающие условия потребовали уменьшения объема.

УНИЧТОЖЕНИЕ ПЕРВОНАЧАЛЬНЫХ СТРУКТУР КЛИВАЖЕМ ТЕЧЕНИЯ

Течение горных пород дает начало кливажу, и доминирующим процессом в нем является перекристаллизация, которая приводит к увеличению объема зерен, к собиранию минералов в пролои, к однообразной величине и форме частиц минералов и к росту новых минералов, подобных слюде или роговой обманке, которых раньше не было в данной горной породе. Прежние структуры обыкновенно исчезают. Слоистость местами стирается не совсем, потому что чередование слоев, которые первоначально имели другой минералогический состав и текстуру, определяет

до некоторой степени виды и размеры вторичных минералогических частиц, образованных в этих слоях вследствие течения породы. Так, слабые полоски темных или светлых минералов, или тонких или грубых минералов могут маркировать первоначальное напластование в рассланцованной породе. Совершенство кливажа в весьма значительной степени зависит от первоначальной природы пласта, так что если следовать за кливажем от одного слоя к другому, то должно броситься в глаза различие в их текстуре. При разработке ценных в промышленном отноше-

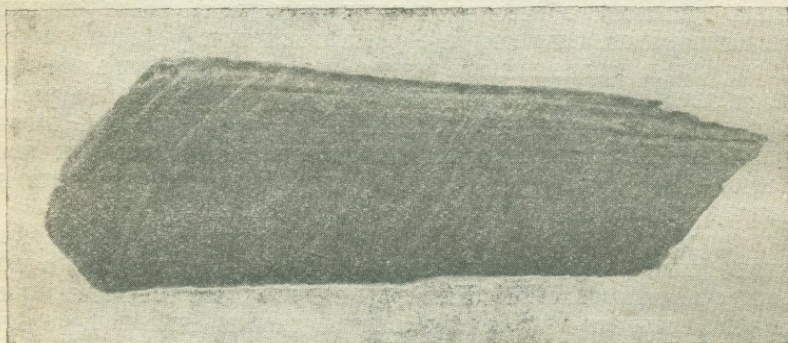


Рис. 50. Кливаж, пересекающий напластование в сланце. Горизонтальные линии — кливаж; темные наклоненные плоскости — напластование.

нии сланцев необходимо работы вести по горизонтам первоначально однородных пластов, а не следовать за самим кливажем по его падению и простираанию.

Первоначальные структуры могут сохраниться или усилиться в исключительных случаях, а именно, если кливаж параллелен напластованию.

КЛИВАЖ ТЕЧЕНИЯ, КАК „КРИСТАЛЛОБЛАСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА“

Породы с кливажем течения имеют *кристаллобластическую* структуру.

В предыдущем описании мы избегали употреблять этот термин, потому что его определение включает в себе некоторые рассуждения, с которыми мы не вполне согласны.

Бекке (Becke)¹ делает различия между характеристиками текстур вулканических пород и текстур сланцев. Текстура вулканических пород зависит от последовательной кристаллизации минералов. В кристаллическом сланце не было последовательной кристаллизации. Здесь развивается так называемая кристаллобластическая текстура, характерные черты которой следующие.

1. Составные части одинакового роста не обнаруживают определенного порядка кристаллизации. Какой-нибудь один минерал может случайно находиться в виде включения в другом минерале.

¹ Becke F. Ueber Mineralbestand und Structur der kristallinen Schiefer. Compt. Rend., IX Cong. Geol. Internat., Vienna 1903, pp. 553 et seq.

Позднее образовавшиеся минералы могут иметь более совершенные очертания кристаллов, чем их включения.

2. Полные, хорошо выраженные формы кристаллов редки. Обычно попадаются простые кристаллы, и они заметным образом развиваются параллельно плоскостям кливажа.

3. Недостаток основных кристаллов.

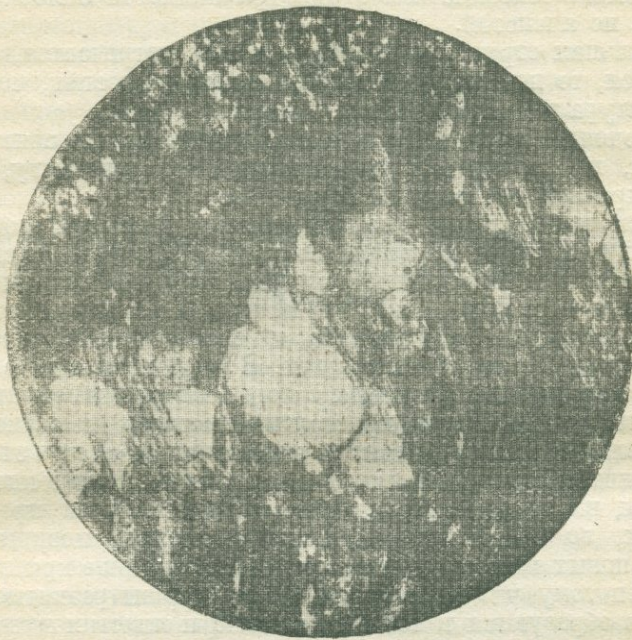


Рис. 51. Слюдисто-кварцевый сланец с квиважем, развившемся поперек первоначальному напластованию, из Little Falls, Миннесота. Серый вакковый сланец с полосчатостью, указывающей на различия как в текстуре, так и составе, подвергся деформации, вследствие чего квиваж был наложен под прямым углом к первоначальному напластованию. Первоначально более длинные диаметры частиц наслоенной породы были параллельны. Большая часть составных частей породы, сопутствующая образованию квиважа течения, претерпевает перекристаллизацию. Частички кварца, изображенные на рисунке в виде светлых полос, располагаются своими более длинными диаметрами почти под прямым углом к их первоначальной плоскости, причем большие диаметры и спайность минералов новых обильных слюдяных образований располагаются перпендикулярно к плоскости напластования. („Bull.“ 239, U. S. Geol. Survey).

4. Минералы сланцев с наиболее компактным молекулярным расположением, вероятно, чаще всего принимают форму кристалла, т. е. они обладают самой сильной кристаллизационной способностью, и на этом основании Бекке выделяет ряды «кристаллобластических минералов», названных в порядке их уменьшающейся кристаллизационной способности. Обыкновенные ряды развивающихся форм следующие: титанит, рутил, гематит, ильменит, гра-

нат, турмалин, ставролит, кианит-эпидот, цоизит-пироксен, роговая обманка — магнезит, доломит, альбит, слюда, хлорит, тальк — кальцит — кварц, плагиоклаз — ортоклаз, микроклин.

5. Параллельная структура кристаллических сланцев является следствием вращения уже существующих минералов, а также следствием перекристаллизации.

6. Кристаллобластическая структура является поликристаллической, а не ячеистой.

7. Зональная структура в минералах не встречается, а если и встречается, то подчиняется другим закономерностям, чем зональная структура в вулканических породах.

8. Включения не следуют за слоем кристалла, но связаны с пирамидами, приросшими к первоначальному кристаллу, или же к более древней гелизитовой структуре.

С нашей точки зрения эти заявления об основных особенностях вторичных сланцевых и гнейсовых структур достаточно справедливы, но мы хотели бы сделать некоторые оговорки главным образом относительно того положения, что минералы в сланцах развиваются в кристаллобластическом порядке, обусловленном их способностью к кристаллизации и их плотностью. В общем, можно согласиться с тем, что минералы в сланцах с хорошим развитием кристаллов имеют наиболее сильную кристаллизационную способность и, в общем, являются плотными, но из этого не следует, что этим богатством развития они обязаны только их кристаллизационной способности или их плотности. Как уже указывалось на предыдущих страницах, во время движения массы породы, повидимому, на развитие новых минералов имеет влияние строение кристалла или размеры, потому что в продолжение этой фазы развития сланцев и гнейсов образуются только столбчатые и пластинчатые минералы, которые пространственно приспособлены к условиям движения, обусловленного неравномерными давлениями. Позднее порфиридные образования гранита, турмалина, ставролита и других безводных минералов располагаются совершенно независимо от сланцеватости, что указывает на то, что ни во время их образования, ни после него не было никакого движения и что они, вероятно, образовались при статических условиях масс. Высокая средняя цифра плотности этих минералов доказывает, что плотность может быть фактором их развития.

Положение, что породообразующие минералы сланцев одинаковой величины и не обнаруживают определенного порядка кристаллизации, является также спорным. Повидимому, имеется очень определенный порядок; сначала образование пластинчатых и столбчатых минералов во время движения и затем образование порфиридных безводных составных частей при условии отсутствия движения. Каждый минерал, вновь образующийся в сланце, получает свой материал из разрушающихся ранее существовавших минералов. В вулканических породах наблюдаются совсем другие условия: там минералы кристаллизуются из магмы, и, те из них, которые обладают сильнейшей кристаллизационной способностью, кристаллизуются преимущественно первыми, а остальные заполняют пространство между ними.

Наконец, можно сомневаться в том, что кристаллические формы попадаются редко. Характерное развитие пластинчатых, столбчатых и порфириновых минералов в сланцах, с их особенным строением, означает однообразное приближение к кристаллической форме, — эти явления кажутся автору не менее замечательными, чем явления в вулканических породах, где многие более поздние образования заполняют промежутки между ранее образовавшимися кристаллами и поэтому не могут принять свою собственную кристаллическую форму.

Насколько автор мог заметить из своих наблюдений и измерений, обычные минералы сланцев стремятся принимать кристаллическое строение, которое не очень отличается от кристаллического строения минералов в вулканических породах¹. Трюэман (Trueman)² также заметил сходство в их строении.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ, ПРОИСХОДЯЩИХ ПРИ ТЕЧЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Под воздействием течения вулканические породы могут переходить в сланцы и гнейсы, похожие в основных чертах на сланцы и гнейсы, образовавшиеся из осадочных пород. Материнская порода может быть вулканической или осадочной, она может слагаться любыми минералами, но сланцы и гнейсы, образовавшиеся из нее, характеризуются роговой обманкой, хлоритом, слюдой и в некоторых случаях полевым шпатом, которые развиваются в таком количестве, что совершенно стирается истинная природа первоначальной породы. Если бы изменения в минералогическом составе не были так значительны, то проблема происхождения сланцев и гнейсов почти что не представляла бы такой трудности, как теперь. Самое существование этой проблемы свидетельствует о больших изменениях в минералогическом составе.

Важные факты³ говорят о том, что перекристаллизация несомненно играет важную роль в происхождении сланцев и гнейсов, но что, однако, в некоторых породах происходят и большие изменения в минералогическом составе; в этой измененной породе ясно можно различить преобладание слюды, роговой обманки или хлорита, и такие изменения известны как в осадочных, так и в вулканических породах, как в основных, так и кислых; эти изменения бывают весьма значительными и не позволяют наряду с другими доводами воспользоваться химическим составом как окончательным критерием для выяснения происхождения сланцев и гнейсов. Очевидно, что эти минералы приспособлены к условиям течения, иначе они не образовались бы за счет других минералов. Неясно, однако, обусловлена ли эта их приспособляемость особенностями

¹ См. Leith C. K. Rock cleavage. „Bull.“ 239, U. S. Geol. Survey, 1905, pp. 24—48.

² Trueman J. D. The value of certain criteria for the determination of the origin of foliated crystalline rocks. „Jour. Geol.“, vol. 20, 1912, pp. 236—241.

³ Leith C. K. and Mead W. J. Metamorphic geology. Henry Holt & Co., New York 1915, p. 201.

кристаллического строения, их спайностью, их составом, температурой, потребной для их образования, или же той или иной комбинацией этих качеств.

ТЕЧЕНИЕ ПОРОД БЕЗ КЛИВАЖА

Мрамор представляет самый обыкновенный образец твердой породы, которая подвергается течению, но не образует кливажа. Он часто встречается среди сланцеватых пластов, которые подвергаются течению; их напластование искривляется; без сомнения, мрамор и сам течет, но все-таки он не обладает кливажем. В мраморе кливаж можно вызвать искусственно посредством одного только давления при условиях, неблагоприятных для перекристаллизации¹. Микроскопическое исследование показывает, что грануляция, обламывание и скольжение кристаллов кальцита производят кливаж. Случайно такой кливаж можно наблюдать в мраморе, деформированном при естественных условиях. Можно предположить, что многие мраморы обнаруживали эту структуру в ранних стадиях течения, но кальцит вторично кристаллизуется так легко, что параллельная структура, образованная механической деформацией, скоро разрушается. Перекристаллизованные кристаллы кальцита не обладают свойствами, необходимыми для хорошо вытянутого расположения в сланцах.

Поскольку известняки и мраморы не обладают чистотой, постольку должны развиваться вторичные силикаты, подобные актинолиту и тремолиту, которые вследствие своего расположения могут дать начало кливажу породы.

В контактовых зонах около больших плутонических массивов породы во время течения могут совершенно перекристаллизовываться в массы без кливажа, хотя иногда с грубой полосчатостью; так, роговики, гнейсы и подобные им породы происходят даже из таких тугоплавких веществ, как кварциты и глины.

Течение неконсолидированных формаций, таких как глина, песок, мергель, не производит кливажа, хотя здесь встречаются и крупные искривления в виде складок и сбросов. После отвердения такой искривленной породы трудно бывает определить, имело ли место течение в стадии мягкой или же отвердевшей породы, но по отсутствию кливажа можно судить, что течение произошло до отвердевания. Определенных критериев для этого все-таки нет (стр. 185—188). При всем том мы знаем, что на стадии отвердевания возможно складкообразование, которое может идти без образования кливажа вследствие меньшей грануляции и перекристаллизации.

ГНЕЙСОВАЯ СТРУКТУРА

Гнейсовой структурой называют довольно грубое полосчатое расположение полевого шпата и кварца со слюдой, хлоритом, роговой обманкой и другими минералами, которые либо обладают параллельным пространственным расположением, обусловливаемым

¹ Adams F. D. and Nicolson J. G. An experimental investigation into the flow of marble. Phil. Trans. Roy. Soc. London, vol. 195, 1901, pp. 363—401.

См. также Adams F. D. and Coker E. G. The flow of marble. „Am. Jour. Sci.“, vol. 29, 1910, pp. 465—487.

квиважем или сланцеватостью, либо не имеют этого свойства. Гнейс отличается от сланцев грубой полосчатостью, грубой зернистостью, обычно обилием полевого шпата, а также тем, что истинный квиваж течения или сланцеватость, зависящий от параллельного расположения столбчатых или пластинчатых (platy) минералов, не является его существенной характеристикой.

В то время как сланцевая структура всегда является следствием структурной деформации, гнейсовая структура, как известно, образуется и этим и другим способом. Поскольку гнейсы образуются в результате вторичной деформации, постольку они обнаруживают до некоторой степени характерные черты квиважа течения, уже описанного выше. Гнейсы, образовавшиеся другим путем, также могут иметь некоторые структурные особенности, характерные для квиважа течения, но в различных степенях, и вдобавок они могут иметь и другие особенности, обусловленные различным их происхождением.

Проблема происхождения гнейсов в зависимости от деформации представляется обширной и запутанной и охватывает, кроме вопросов о самой их структуре, еще и вопросы об их составе, о магматических условиях, метаморфизме и прочих условиях. Здесь мы должны ограничиться немногими элементарными соображениями относительно этой структуры главным образом применительно к полевым условиям.

Происхождение большинства гнейсов еще неизвестно, но среди гнейсов можно распознать следующие главные типы.

1. Некоторые гнейсы образовались в результате течения породы еще в расплавленном состоянии. Эти гнейсы называются *первозданными* или *первичными*. В общем они отличаются от сланцев более высоким содержанием кварца и полевого шпата, грубой полосчатостью и меньшей тенденцией к параллельному расположению зерен минералов.

Квиваж, параллельности, обыкновенно бывает слабым. Эта структура обычно встречается во многих областях, богатых батолитами, в условиях, показывающих, что они образовались не от давления на уже охлажденную породу. Полосчатость может идти параллельно периферии батолита, может следовать даже за мельчайшими неправильностями массива и под углом к сланцеватости вмещающих пород. Связанные с гнейсом пегматитовые жилы, представляющие ясные, более поздние воздействия той же самой интрузии, могут пересекать гнейсы, тем самым указывая на очень раннее время образования этой структуры. Гнейсовые батолиты иногда включают посторонние глыбы, которые или совсем не деформированы, или имеют сланцеватость, более раннего происхождения, которая проходит под углом к главной гнейсовой структуре вмещающей породы. Полосчатость не представляет собой ровной поверхности на значительном расстоянии, но разветвляется, искривляется и образует другие неправильности, указывающие на течение магмы. Минералы и текстуры являются весьма типичными для кристаллизации из огненножидкого расплава. Некоторые жилы обнаруживают полосчатость, параллельную контакту батолита с вмещающими их породами (стр. 188—189).

Первичные гнейсовые структуры такого типа происходят, очевидно, от движения магмы, перед ее затвердеванием, вследствие чего минералы располагаются параллельно этим магматическим токам; но в некоторых случаях встречаются структуры, представляющие как бы переходную ступень от структур более раннего к структурам более позднего образования, и в таком случае нелегко бывает определить их происхождение.

Встречаются такие структуры, где первичная полосчатость грубо параллельна поверхностям куполов батолитов, но где в контакте на протяжении нескольких метров она переходит в более тонкую сланцеватую структуру, которая может быть параллельна сланцеватости окружающих пород. Это указывает на результат давления, который проявился отчасти позднее первоначальной полосчатости, однако же вероятно еще в более поздние фазы главного выпирания вверх магматических масс.

2. Пласты нечистых кварцитов и сланцеватых глин, как известно, перекристаллизовываются в гнейсы при крайних условиях анаморфизма, особенно если на них будут выдавлены обильные жидкие интрузивные массы. Полосчатость обязана своим происхождением первоначальным различиям в составе пластов. Кливаж течения не заметен, а если он и есть, то, вероятно, не под углом к напластованию. В общем, полосчатость таких гнейсов гораздо однообразнее полосчатости первичных гнейсов. Иногда минералогический и химический состав породы обнаруживает осадочное происхождение ее. Ключом к выяснению происхождения таких гнейсов являются обычное их переслаивание с слоями известняка, кварцита или графита и их переход в осадочные породы по падению или стратификацию.

3. Некоторые гнейсы образуются вследствие проникновения магмы параллельно осадочным свитам или другим раскалывающимся на пласты структурам. Такие гнейсы называются инъекционными гнейсами. Результатами процесса обычно бывают грубая перекристаллизация первоначальных слоев и их охлаждающее воздействие на интрузивный материал и затем образование породы со сложными свойствами, которую трудно определить на основании минералогического или химического состава. Однако, в поле часто возможно проследить одну из этих тонких полосок породы до более грубых размеров, где можно определить и интрузивные и интродуцируемые части, а также и соотношение между ними.

4. Некоторые гнейсы происходят от деформации вулканических пород, так же как и сланцы. Микроскопическое исследование показывает, что в некоторых из этих гнейсов происходит главным образом процессе отламывания и грануляции частиц, вытягивание их в полосы без большой перекристаллизации или образования новых минералов. Раздробленные анортозиты или гнейсы близ Монреалья¹, вероятно, представляют образец этого процесса, хотя не исключена возможность, что грануляция происходила и в поздние

¹ Adams F. D. Report on the geology of a portion of the Laurentian area lying to the north of the Island of Montreal. "Ann. Rept. Geol. Survey of Canada", vol. 8, pt. J., 1896, p. 85 и след.

фазы в расплавленных массах. В других случаях доминирующим процессом является перекристаллизация, вследствие которой происходит общее огрубение зерна, увеличение числа плоских и столбчатых минералов, подобных слюде и роговой обманке, и более позднее образование порфиридных неориентированных кристаллов. В общем порода имеет все свойства сланца, но в усиленной форме. Часто наблюдается, что порода, которую можно было бы назвать сланцем, при переходе в условия более интенсивного метаморфизма становится грубозернистой, получает более ясные полосы и принимает структуру, которую с большим правом можно было бы назвать гнейсовой.

Этот процесс деформирует гранит в гнейс, и обычно этим процессом объясняют наиболее частое и общее происхождение гнейсов. Хотя известны примеры перехода гранита в гнейс явно вследствие вторичной деформации, однако, в большом масштабе происхождение гнейсов таким путем трудно доказать достаточно удовлетворительно и трудно собрать образцы всех переходных стадий, начиная от неизмененного гранита и кончая гнейсом, для того чтобы точно выяснить, какие изменения происходят во время деформации. В природе легко найти местности, где гнейс соприкасается с гранитом, но проблема часто осложняется тем, что трудно бывает отбросить все другие причины происхождения гнейса и проверить, действительно ли он развился вторичным путем из гранита.

КЛИВАЖ РАЗЛОМА

Кливаж разлома представляет способность породы отделяться вдоль часто расположенных параллельных поверхностей разлома или намечающегося разлома (near fracture) обычно в виде простого

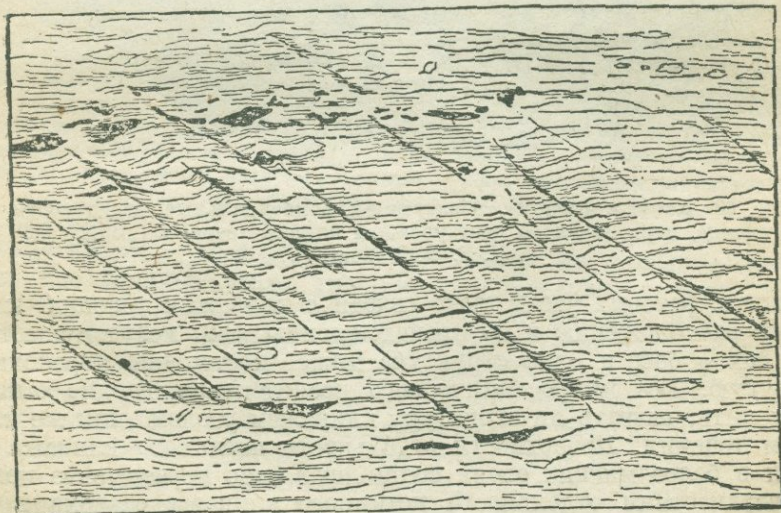


Рис. 52. Кливаж разлома, пересекающий кливаж течения. (По Дэли).

ряда, но иногда и в виде пересекающихся рядов. Он имеет тесную связь с трещинами, но с трещинами так тесно расположенными, что они образуют в породе особую, определенную структуру, кото-

рую обыкновенно не обозначают термином трещина. Если кливаж разлома расположен в одном направлении, порода раскалывается по незаметным волосным трещинам, параллельно какой-нибудь одной определенной поверхности. Если кливаж разлома образует пересекающиеся ряды, то горная порода раскалывается на многоугольные отдельности или параллелепеды. Кливаж разлома отличается от обыкновенного кливажа течения или сланцеватости тем, что поверхности разлома не определяются параллельным расположением минеральных частиц и не зависят от подобного расположения. От кливажа течения он отличается еще тем, что не охватывает всей массы породы и не влияет на все частицы.

Кливажу разлома можно дать еще другие различные названия, как например: *fissility*, *close-joints cleavage*, ложный кливаж (*false cleavage*), *fault-slip cleavage*, *rift* и т. д. Эти термины не все являются строгими синонимами, но каждый из них означает некоторую особую точку зрения на кливаж разлома.

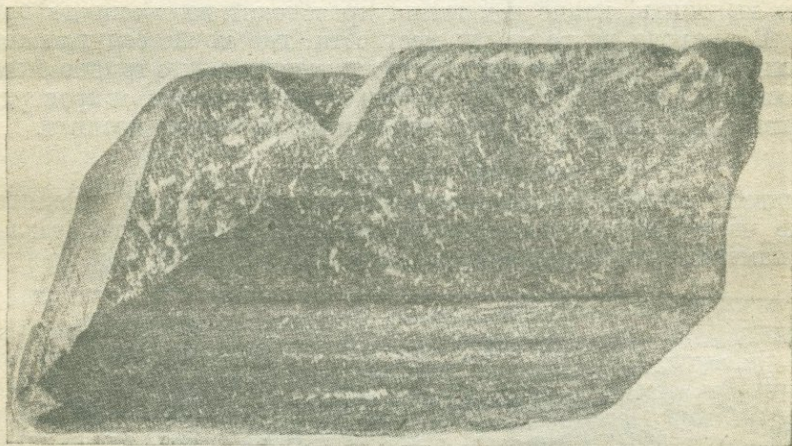


Рис. 53. Кливаж разлома, образующий ромбоидальные отдельности в сланце, первоначально претерпевшем кливаж течения. („Bull.“ 239, U. S. Geol. Survey).

Кливаж разлома часто тесно связан с кливажем течения и по своему расположению и по происхождению. Они могут существовать бок о бок, и одна структура может постепенно переходить в другую. Без микроскопического исследования трудно бывает определить, назвать ли структуру кливажем разлома или же кливажем течения. Поверхности отдельности истинного кливажа течения в более мягких слоях составляют одно неразрывное целое с поверхностями отдельности истинного кливажа разлома в более твердой, более хрупкой породе. Хотя сам кливаж течения определяется главным образом параллельным расположением зерен минералов, однако в зависимости от этого он часто возникает вследствие действительных разломов, скалываний типа кливажа разлома. Движения, возникающие вдоль плоскостей кли-

важа разлома отражаются вторичным ростом пластинчатых минералов вдоль поверхностей разлома, в результате чего проявляется частично кливаж течения. Однако, наличие таких переходных явлений и тесная полевая связь кливажа разлома и кливажа течения не должны затемнять того факта, что в своем типичном развитии эти две структуры совершенно различны.

Поверхности кливажа разлома могут образовывать открытые трещины, разделяющие породу. Они могут быть разломами, цементированными в той или иной степени. Они могут быть только зарождающимися или потенциальными поверхностями, по которым сконцентрированы стрессы и которые намечают места разломов при следующем, будущем толчке. Такой кливаж часто незаметен для



Рис. 54. Деталь плоскости кливажа разлома. Здесь в одних слоях виден совершенный разлом, в других — скорее течение. Вторичные образования слюды параллельны разломам. Темные полосы изображают напластование. (По Риттчеру). Кварциты Барабу.

невооруженного глаза. Под микроскопом он представляется в виде чрезвычайно узких трещин, в поперечном сечении волосных. Нередко бывает местное искривление минералов вдоль этих плоскостей, что указывает на смещение в виде сброса или моноклинали. Такую структуру часто описывают под именем ложного кливажа. Он особенно хорошо развивается там, где кливаж разлома пересекает ранее существовавший кливаж течения, и параллельное расположение минералов, присущее кливажу течения, совершенно нарушается вдоль плоскостей зарождающегося разлома, который пересекает под углом более длинные размеры зерен минералов. Рис. 55 представляет вид такой породы под микроскопом. Нередко можно видеть вторичные минералы, как хлорит, слюда, магнезит, пирит и ставролит, которые располагаются своими более длинными размерами зерен в плоскости ложного кли-

важа. Повидимому, они представляют порфиновые образования в отличие от минералов — образователей кливажа течения.

Чрезвычайно развитой ложный кливаж, наложенный на кливаж течения, может образовать незначительное искривление или

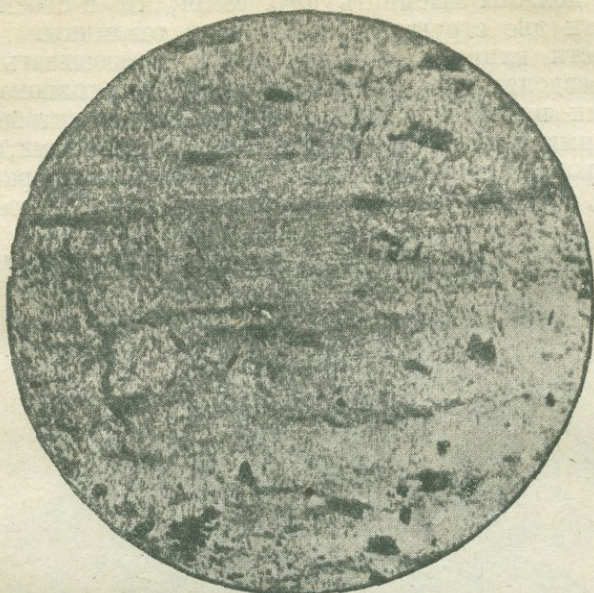


Рис. 55. Микрофотография сланца с ложным кливажем или кливажем разлома из Черных Гор Южной Дакоты. Более длинные диаметры частиц, главным образом слюды, кварца и полевого шпата, лежат по большей части в плоскостях, пересекающих плоскость страницы и параллельно ее более длинным сторонам, но в резко отграниченных плоскостях под прямыми углами к этому направлению более длинные диаметры частиц сгибаются в незначительные моноклиальные складки, изображенные более темными пересекающимися линиями. В этих плоскостях пересечения порфиробласты биотита точно так же образуются параллельно своим более длинным диаметрам. Горная порода обнаруживает здесь два кливажа, из которых один обусловлен преобладающим пространственным расположением мелких частиц, а другой — плоскостями слабости вдоль осей небольших моноклиальных складок, пересекающих преобладающий кливаж. Первый кливаж — течения, образовавшийся обычным образом во время течения породы, а второй — скорее кливаж разлома, образовавшийся позднее вдоль определенных плоскостей скальвания. Порода разбивается кливажем на параллелепipedальные отдельности. („Bull.“ 239, U. S. Geol. Survey).

зону скальвания — термин, употребительный при разработках сланца. При ударе молотком порода частью разбивается вдоль изогнутых поверхностей кливажа течения и частью по осевым плоскостям изгибов. В общем, когда кливаж разлома наложен на кливаж течения, то он изменяет структуру, но не разрушает

се. С другой стороны, если кливаж течения наложен на кливаж разлома, то последняя структура, более раннего происхождения, совершенно исчезает.

Самый типичный кливаж разлома можно видеть там, где слои, различные по составу и мощности, как например кварцит и сланец, деформируется сразу, одновременно. Подобные образования часто можно видеть в области Верхнего Озера и в отложениях



Рис. 56. Кливаж скольжения в гнейсе из южных Аппалачей. Гнейс сильно сгофрирован, и видно, как микроскладки переходят в микросбросы, которые представляют плоскости кливажа разлома. Сбросы, вероятно, цементированы или уплотнены сильным давлением. Параллельно сбросам образуется также параллельное расположение частиц минералов, может быть, отчасти обязанное происхождением скольжения вдоль плоскостей сброса; здесь чрезвычайно трудно отличить кливаж разлома от кливажа течения. („Bull.“ 239, U. S. Geol. Survey).

серии Belt в Айдао и Монтане. В более мягком сланцевом слое развивается кливаж разлома или настоящий кливаж течения. Когда поверхность отдельности направляется к прилегающему более твердому слою, то она начинает изгибаться в направлении, в котором она легче всего пересечет этот более твердый слой. В более твердом слое плоскости отдельности немногочисленны и имеют ясно выраженный характер трещин, несмотря на то, что трение поверхностей может выразиться в росте вторичной слюды или других минералов параллельно поверхности. Эти отдельности на самом деле составляют одно целое с отдельностями кливажа в прилегающем сланцевом слое и очевидно возникли они под действием одних и тех же стрессов. Это значит, что более твердый, более хрупкий слой рассекается трещинами, в то время как более мягкий слой поддается стрессам посредством более глубоко проникающей структуры кливажа разлома или кливажа течения.

Ясно, что в подобных случаях кливаж разлома образуется под действием вращательного стресса или же скалывания и имеет наклонность следовать по плоскости отсутствия искривления; но если порода до некоторой степени мягкая и некомпетентная, то действительный разлом образует с главным стрессом более тупой угол. Кливаж течения образуется вследствие того же самого стресса, но располагается параллельно двум более длинным осям эллипсоида напряжения. Рис. 57 изображает эти отношения посредством диаграммы. Те же соотношения видны на рис. 58 и 59.

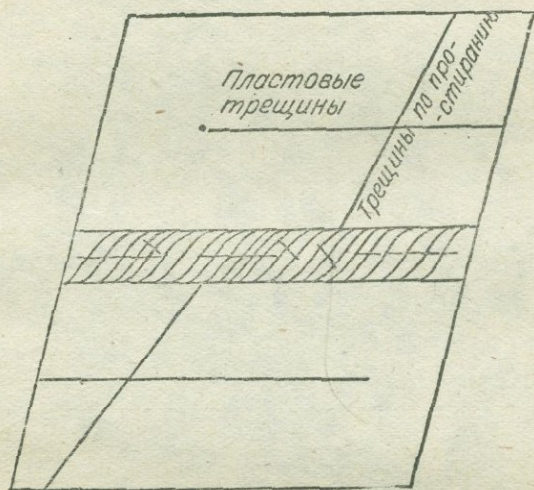


Рис. 57. Вертикальный разрез через кварцит перпендикулярно простиранию на Южном гребне, в области Барабу, в Висконсине. На разрезе виден кливаж разлома в слоях глинистых сланцев и трещины в мощных кварцитовых слоях, вверху и внизу. Видно, как открытые трещины или трещины натяжения пересекают искривленные трещины сжатия в более мягких слоях. (По Стивдману).

Угол между кливажем течения и кливажем разлома может быть так незначителен, что не может служить критерием для различения этих двух структур. Пока кливаж разлома располагается под углом к кливажу течения, он качественно имеет те же самые угловые отношения к напластованию, как и кливаж течения, и подобно кливажу течения может служить доказательством дифференциального движения между слоями, что, в свою очередь, может привести к другим ценным заключениям (стр. 148—151).

Где, кроме того, кливаж разлома ясно выражен, там его положение почти параллельно положению кливажа течения, так что кливаж разлома с некоторым приближением указывает на положение осевой плоскости складки. Как мы увидим далее, кливаж течения более точно намечает эту плоскость. Однако, при полевых определениях часто пользуются для этого кливажем разлома, хотя в тех же случаях, как и кливажем течения, правда с некоторыми оговорками.

Во вращательном скалывании такого рода, о котором мы уже упоминали только что, всегда есть две пересекающиеся плоскости скалывания, соответствующие двум плоскостям отсутствия искри-

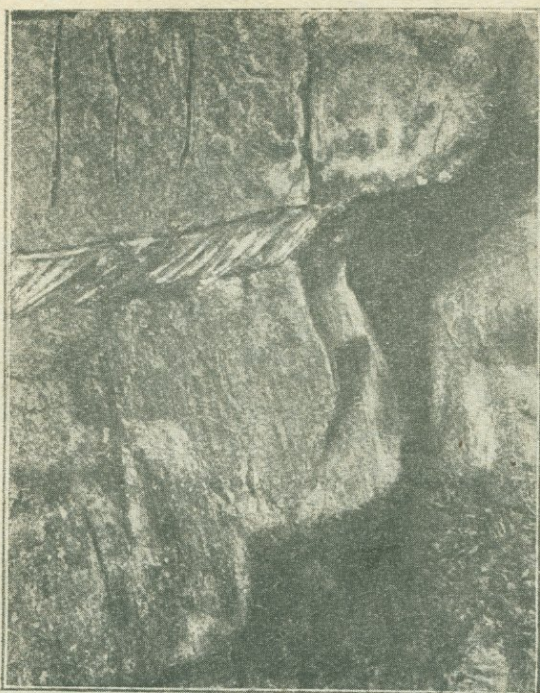


Рис. 58. Кливаж разлома, образовавшийся в сланцеватом кварцитовом слое между двумя мощными слоями кварцита, на южной стороне синклинали Варабу, в Висконсине. Трещины в массивном кварците переходят в сланцевый кварцит вместе с отдельностями кливажа разлома (см. также рис. 57 и 59).

вления в эллипсоиде напряжения. Одна из этих плоскостей, вероятно, параллельна напластованию, и всякое раскалывание вдоль нее может быть незаметным. Ясно выраженная структура всегда следует по другой плоскости отсутствия искривления, наклонной к напластованию. Еще не определена причина такого господствующего выражения этой плоскости скалывания. Это, вероятно, зависит от того, что на обе плоскости действуют не сходные между собой силы трения и нагрузки. Хотя это явление можно объяснить различным образом, но пока имеются в наличии два добавочных ряда стрессов скалывания, порода всегда будет легче раскалываться вдоль ряда, наклоненного к напластованию, чем вдоль ряда, параллельного ему.

В этом типичном описанном нами случае кливаж разлома может дать ключ к выяснению происхождения по крайней мере тех

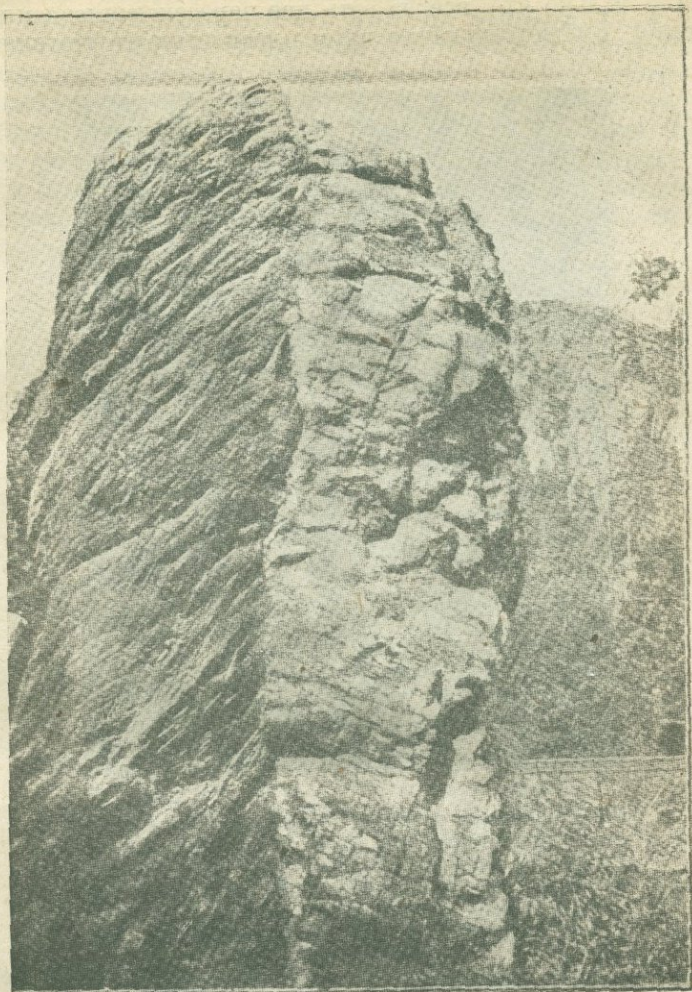


Рис. 59. Кливаж разлома и трещиноватость, образовавшиеся вследствие скальвания между слоями в кварците Барабу. Скала Ван-Хайз. Светлая часть на правой стороне — слой хрупкого кварцита. Темная часть на левой стороне — слой более мягкого сланцеватого кварцита. Выход на поверхность представляет часть северного края синклинали. Правый слой находится на южной стороне. Он, очевидно, поднялся вверх относительно слоев, лежащих к северу от него, судя по его положению на синклинали. Разломы образовались действием вращательных стрессов или же стрессов скальвания (стр. 15—16). Конечно, изучающий должен применять к этим слоям теоретические положения об эллипсоиде напряжения и о плоскостях максимума скальвания. Следует обратить внимание на отношение кливажа разлома к трещиноватости в прилегающем слое.

трещин, которые пересекают твердый, хрупкий слой, и с этой исходной точки зрения другие трещины, более раннего или более позднего происхождения, или трещины, занимающие другие положения, можно приписать иным стрессам, а не тем, которые явились причиной образования ряда, связанного с кливажем разлома. Так как обыкновенный кливаж разлома, описанный нами, связан с дифференциальным движением между слоями во время

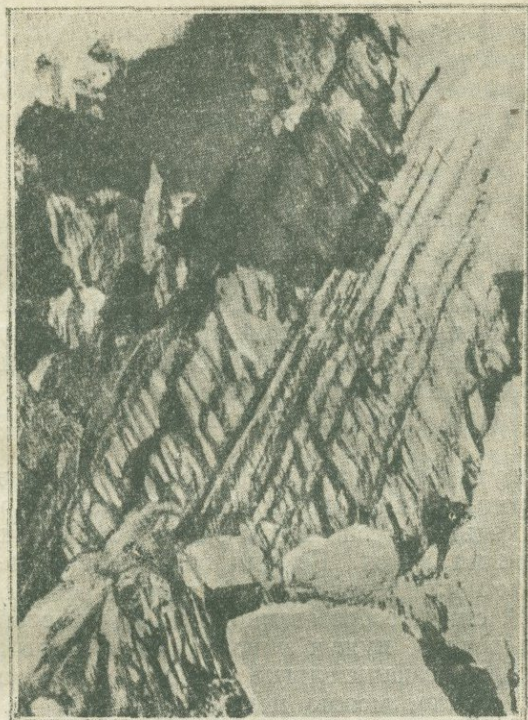


Рис. 60. Кливаж разлома, трещиноватость и кливаж течения, образовавшиеся в граувакке и сланце, Аляска. (По Джильберту). При помощи принципа эллипсоида напряжения (см. стр. 18—23) можно определить направление относительного смещения и теоретическое положение плоскостей разлома и плоскостей течения.

складкообразования, то возникновение других трещин, возможно, произошло до складчатости или же после нее.

Из предыдущего описания ясно, что изучение кливажа разлома невозможно отделить от изучения кливажа течения и трещин. Однако, в самом типичном развитии кливаж разлома обычно тесно связан с кливажем течения.

СКЛАДКИ

ОБЩЕЕ ОПИСАНИЕ

Складками, в наиболее общем смысле, называются все изгибы и искривления, которые образовались и в магматических и в осадочных породах вследствие диастрофизма. Они могут быть самой разнообразной длины, начиная от складок, измеряющихся многими километрами, и кончая незначительными изгибами пластов; так же разнообразна и степень их искривленности. Складки присущи почти всем осадочным породам земного шара, хотя встречаются обширные площади, почти лишенные складчатости на поверхности.

Складки могут образоваться одновременно с разломами или с течением породы (кливаж течения), или с тем и другим вместе; они являются только другим выражением деформации вследствие разлома и течения пород. Не для всякого складкообразования необходим разлом или течение, и не всякий разлом или течение влекут за собой складкообразование. Для очень слабого складкообразования, вероятно, нужен лишь незначительный разлом или потребуются лишь незначительное течение. Даже такое хрупкое вещество, как стекло, можно немного согнуть, не разбив его, если произвести опыт с такими листами стекла, которые соответствовали бы по своей тонкости и длине обычным осадочным пластам: Известно, что некоторые складки в осадочных формациях находятся в состоянии напряжения ниже предела упругости, вследствие чего, если давление исчезает благодаря горным выработкам, они могут внезапно изменить свою форму; при этом они имеют склонность приобретать свою первоначальную форму. Однако, перекристаллизация пород дает складкам постоянную устойчивость, как это можно думать, имея в виду то продолжительное время, которое требуется для указанного процесса. В мягких осадочных породах или же в жидких вулканических массах не могут проявляться ни разломы, ни тот вид кливажа, который можно определять как кливаж течения.

Некоторые статьи, касающиеся складкообразования в горных кряжах, заключают в себе ту мысль, что складки являются обычными спутниками скорее течения породы, чем разлома, и что на глубине складкообразование заменяет разломы; при этом исходят

из того предположения, что течение пород увеличивается с глубиной. Если складчатость происходит в результате как течения, так и разломов пород, то, повидимому, у нас не будет прочного основания для указанного выше заключения.

Складки образуются как в мягких, так и в твердых породах. Изучая складку, сложенную твердыми породами, трудно определить, образовалась ли она уже после отвердевания пород или же в то время, когда они находились еще в мягком состоянии (см. гл. VIII).

Перекристаллизация, растворение и переотложение — процессы, часто ведущие к образованию складок. Увеличение объема при кристаллизации гипса является причиной весьма замечательной складчатости. В округе Гарвей (Harvey Country), в Канзасе, в толщах гипса и соли есть складки до пяти и более метров в поперечнике, происхождение которых преимущественно приписывается изменению объема вследствие вышеупомянутых причин.

Коралловые рифы связаны обычно с выгибанием кроющих и подстилающих слоев соответственно вверх и вниз, что обусловлено преимущественно характером первоначального отложения, но усилено, может быть, еще изменением объема, вследствие последующих перекристаллизации и переотложения материала.

Складки, в существенных чертах похожие на те, которые возникают при деформации, могли образоваться там, где осадки отлагались на неровной поверхности, или там, где лавовые потоки сами приспособлялись к изгибам рельефа. Например, разведочными работами на нефть в слабо складчатых осадочных породах долины Миссисипи было выяснено, что некоторые антиклинали и купола образовались в результате первоначального отложения осадков на антиклиналях и куполах основания и что эти структуры были впоследствии усилены оседанием осадков при отвердении и перекристаллизации¹. Хотя под термином «складчатость» подразумеваются только структуры, происшедшие благодаря вторичной деформации, но представляется вполне возможным игнорировать генетический признак, и на практике действительно этим термином обозначают также все структурные изгибы первоначально отложившихся пород.

Названия складок обычно основаны на форме их, но часто желательны более определяющие термины, для того чтобы указать на происхождение складок, род движения, которым они созданы, на связь складок с разломами и кливажем, которые обычно являются другими выражениями той же самой деформирующей силы.

ЭЛЕМЕНТЫ СКЛАДОК

В целях точного анализа и картирования складок для их частей введены некоторые определенные термины. *Простирание* есть направление линии пересечения слоя с горизонтальной плоскостью. *Падение* есть угол между слоем и горизонтальной плоскостью, измеренный под прямым углом к простиранию. Если

¹ Powers Sidney. Reflected buried hills and their importance in petroleum geology. „Econ. Geol.“, vol. 17, 1922, pp. 233—259.

бы все прослойки пород лежали горизонтально, ровно, то в этих терминах не было бы надобности. Отклонение от горизонтального залегания обыкновенно, хотя и не всегда, является следствием складчатости, и поэтому простирание и падение можно отнести к элементам, определяющим складки. Эти определения могут помочь выяснению вопроса, но элементарные учебники дают лишь очень смутные представления об отношении этих определенных падения и простирания к понятию о складчатости; эти отношения не будут понятны обыкновенно студенту, пока он не начнет наблюдений в поле. Из своего опыта автор знает много случаев, когда начинающие просто наносили на карту все падения и про-

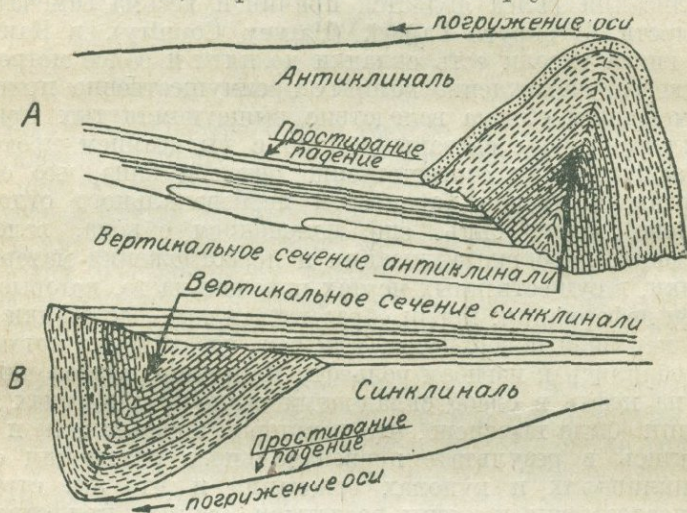


Рис. 61. Части складок. (По Виллису).

стирания на данной площади, исходя, очевидно, из того, что эти элементы залегания пород и являются главнейшими искомыми фактами; они недостаточно учитывали тот простой факт, что определения падений и простираний представляют только ступень к выявлению как складчатости, так и других структур.

Осевая плоскость складки есть плоскость, которая свод или мульду таким образом, что крылья складки располагаются более или менее симметрично по отношению к ней. Несмотря на свое название, осевая плоскость иногда бывает изогнута и может иметь любое положение — от вертикального до горизонтального. Пересечение осевой плоскости со сводом складки или котловиной, мульдой, называется осевой линией, осью, антиклинальной или синклинальной линией. Погружение (pitch) складки есть склонение осевой линии к горизонтальной плоскости. Оно представляет только специальный случай падения, измеряемого вдоль оси складки.

Если угол погружения оси равняется нулю, другими словами, если осевая линия складки горизонтальна, то осевая линия должна проходить по большому кругу земного шара и теоретически

быть бесконечной. Точно горизонтальная осевая линия встречается чрезвычайно редко. Если осевая линия горизонтальна, то в любой части складки простирание слоев и направление «погружения», т. е. простирание оси, параллельны. Если угол погружения не равен нулю, то направление осевой линии и простирание слоев не параллельны, за исключением сильно сжатых складок с вертикальными крыльями.

Тот факт, что складка имеет погружение, по общему мнению, означает, что ее осевая линия согнута в поперечном направлении, т. е. что здесь имеет место сокращение не только поперечное, но и продольное. В некоторых случаях это безусловно правильно,



Рис. 62. Вид антиклинали на поверхности; в задней части рисунка антиклиналь погружается. Между Бонацца и Тенелит, Уайоминг. (По Лейтову).

но в других погружение оси может существовать и без продольного сокращения. Сокращение, возникшее благодаря искривлению осевой линии вдоль вертикальной плоскости, может более или менее компенсироваться трещинами растяжения (см. рис. 77).

Положение осевой плоскости и погружение шарниров складок — самые важные наблюдения, которые могут быть сделаны. О положении складки в трех измерениях они говорят больше, чем наблюдения над отдельными падениями и простираниями. Главная цель наблюдений над падениями и простираниями — это получить в более широком виде те же данные, которые выражаются понятиями осевой плоскости и погружения осевой линии. В различных частях складки падения и простирания, очевидно, различны; чтобы составить полное представление о складке, надо иметь много замеров элементов залегания, и притом замеров, хорошо распределенных по площади. В простых складках достаточно будет немногих наблюдений подобного рода над простираниями и па-

дениями. Но будет мало для этого и тысячи наблюдений, если они будут производиться на сильно смятых складках, где падение и простирание весьма непостоянны. В этих случаях часто представляется возможным сосредоточить наблюдения только над осевой плоскостью и погружением шарниров, — этим значительно сократится процедура, необходимая для установления главных свойств складки. Успех при структурном картировании обеспечивается при том условии, если главное внимание будет сосредоточено на основной структуре.

ВИДЫ СКЛАДОК

Простая складка представляет собой отдельный изгиб слоя без вторичных смятий, *Сложной складкой* называется складка, сложенная *второстепенными изгибами*, оси которых более или менее параллельны оси главной складки. *Главная складка* и *второстепенная складка* — это термины, выражающие только относительную величину. На крыльях главной складки могут быть второстепенные; последние в свою очередь могут осложняться еще меньшими складочками и т. д. Термины «главный» и «второстепенный» выражают отношение между последовательными членами этого ряда. Во второстепенных складках, осложняющих главную, оси первых обычно расположены параллельно оси главной складки, но могут иметь также и другие направления.

Термины «простой» и «сложный» обычно применяются для обозначения строения складок в поперечном разрезе, в основе чего лежит предположение, что осевые линии складок, простирающиеся в третьем измерении, вне плоскости сечения, приблизительно прямые. Но обыкновенно осевые линии бывают не прямые, а согнутые. Такие складки называют «составными складками». В огромном большинстве складки на самом деле составные, и поэтому термины «простой» и «сложный» можно применять по существу только при описании складок в поперечном разрезе. Не всегда легко, однако, бывает резко разграничить изучение складок в двух измерениях от изучения в трех измерениях, т. е. не только в поперечных разрезах, но и в плане, поэтому термины «простой», «составной» и «сложный» практически не всегда точно соответствуют указанным условиям. Эти термины необходимы потому, что всегда напоминают нам о необходимости изучать складки как в разрезе, так и в третьем измерении.

Антиклиналь и *синклиналь* определяют соответственно свод и впадину простой складки. Так как антиклиналь может быть лежачей или опрокинутой, то более точное определение ее следующее: антиклиналь — это складка, у которой первоначально более верхние слои или части располагаются на выпуклой стороне. Терминами «антиклинорий» и «синклинорий» соответственно обозначаются составные или сложные своды и впадины.

Каждый из этих видов складок можно далее разбить на *прямые*, *наклонные*, *опрокинутые* или *лежачие* в зависимости от положения их осевых плоскостей. Дальнейшие объяснения этих терминов нам кажутся излишними. Если крылья складки параллельны,

то такая складка называется *изоклиальной*. Если осевые плоскости второстепенных складок антиклинория сходятся книзу, то такую складку Ван-Хайз (Van Hise)¹ называет *нормальным антиклинорием*; *веерообразная складка* представляет лишь особый вид его (рис. 63). Если осевые плоскости второстепенных

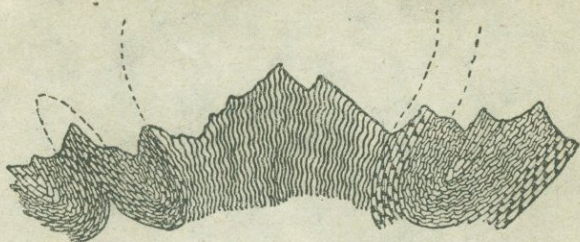


Рис. 63. Схема веерообразной складки или нормального антиклинория. Центральный массив, Альпы. (По Гейму).

складок сходятся кверху, то такая складка называется *ненормальным антиклинорием*; *крышеобразная структура* представляет только особый вид его (рис. 64).

Подобным же образом можно классифицировать и синклинории: если осевые плоскости второстепенных складок сходятся кверху — нормальный синклинорий, если же они расходятся в том же направлении — ненормальный.

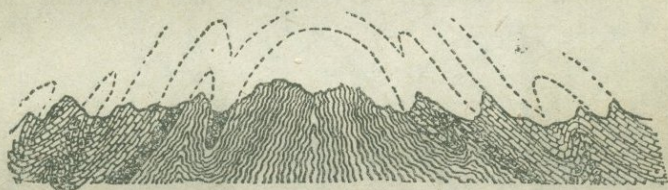


Рис. 64. Схема крышеобразной структуры или ненормального антиклинория. (По Гейму).

Моноклираль есть двойной изгиб горизонтального слоя; слой внезапно меняет свое падение и затем снова возвращается в прежнее залегание. Термин моноклираль или моноклиральное падение можно применять также к любому комплексу слоев, имеющих одно и то же падение на большой площади, даже в том случае, если этот комплекс при наблюдении на более значительной площади будет представлять лишь часть целой складки. Иногда бывает удобнее описать структуру как моноклиральную, прежде чем выяснится, является ли она в действительности таковой или же изоклиальной. Повторные изоклиальные складки, свободные изгибы которых уничтожены эрозией, кажутся серией однообразно наклоненных слоев, в которых видно моноклиральное падение, но с трудом и не скоро можно обнаружить изоклинали.

¹ Van Hise C. R. Principles of North American pre-Cambrian Geology 16th Ann., Rept., U. S. Geol. Survey, pt. 1, 1896, pp. 608—612.

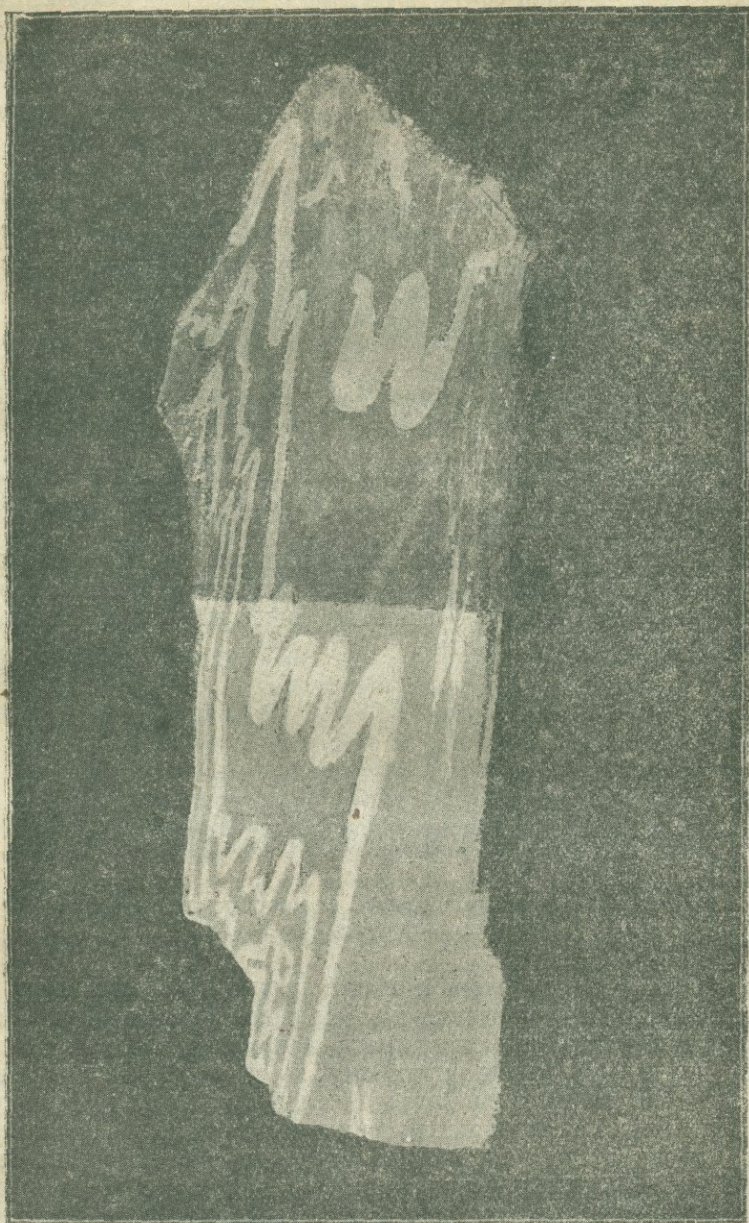


Рис. 65. Некомпетентные складки, образованные течением породы в гнейсе. (По Ван-Хайзу).

Значение терминов *купол* и *бассейн* ясно из самих названий. Они характеризуются квакверзальным падением, что значит что слои однообразно наклонены к центру или от центра структуры.



Рис. 66. Смятый в складки сланец из Аляски. Складки подобные, но острые изгибы слоев указывают на минимум искривления пластов.

Складками волочения называются такие, которые образовались в результате волочения одного слоя по другому, или при общем складкообразовании, или при надвигах. Огромное большинство складок, вероятно, является складками волочения в большем или меньшем масштабе. В компетентных слоях складки отличаются большей протяженностью, более простыми контурами и менее резкими изгибами по сравнению со складками, сложенными менее компетентными пластами. В массивных формациях кварцитов и доломитов часто встречаются простые складки с плавно искривленными контурами, в то время как в более мягких сланцеватых глинах и тонко напластованных сходных с ними осадочных породах обычна гораздо более резкая и запутанная складчатость.

В некомпетентных слоях складки должны будут, вероятно, давать более резкие изгибы, крылья их более или менее прямые. Горные породы, деформированные разломами, в общем должны быть относительно компетентными, породы, деформированные течением, — некомпетентными.

Разница между складками, которые сопровождают разломы, и складками, сопровождающими течение породы, несколько соответствует отличиям между вышеуказанными угловатыми и плавно изогнутыми складками. Следует вспомнить, что компетентность является не только функцией качеств породы самого слоя, но также и той нагрузки, под которой он деформировался. Порода, компетентная близ земной поверхности, может сделаться чрезвы-

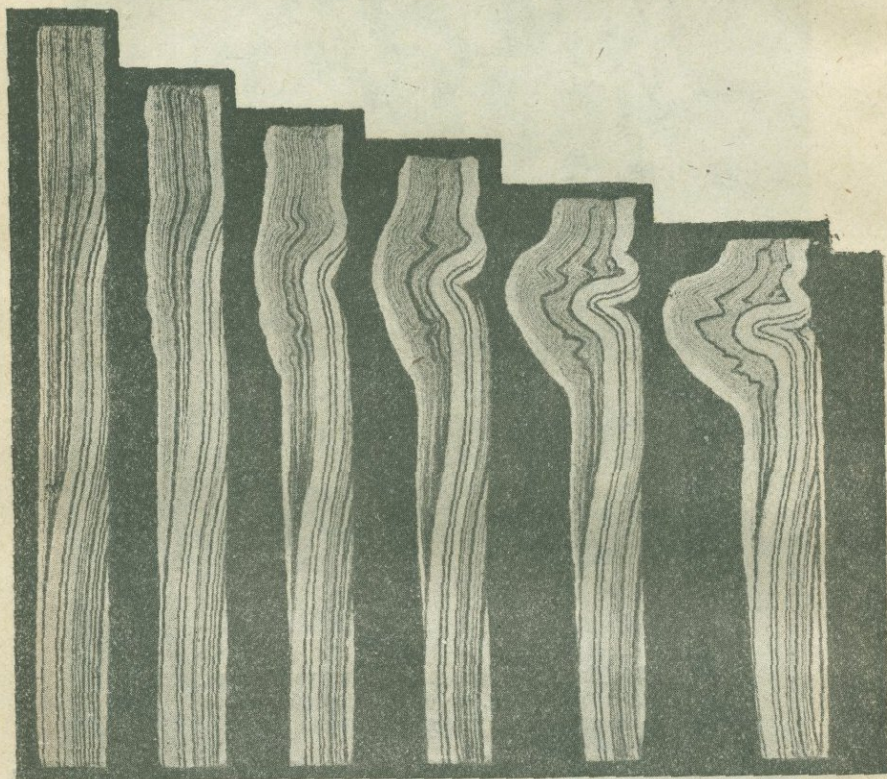


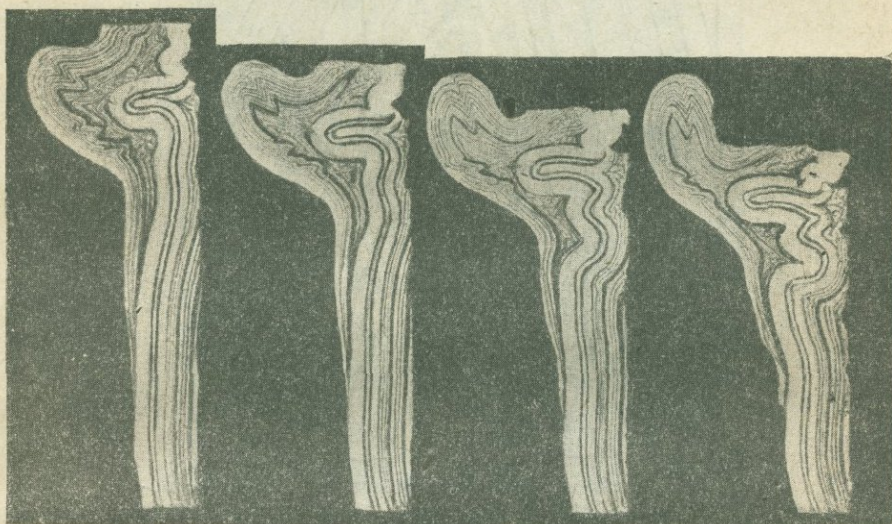
Рис. 67. Эксперименты по образованию складок. (По Виллису). Складка на стов (первичный наклон) и близ точки приложения силы. Плотные слои под в сложные некомпетентные подобные складки. Когда более плотные слои складка, и до некоторой степени они приобретают

чажно некомпетентной при условиях высокой нагрузки, а поэтому в исключительных случаях при необычно высоком давлении даже твердые породы, подобные кварциту и доломиту, могут давать резкую угловатую и запутанную складчатость.

Вопрос об употреблении терминов *компетентный* и *некомпетентный* в отношении к поведению слоев при складкообразовании требует некоторого более подробного объяснения. Произведенные Виллисом опыты по механике образования структур Аппалачей показывают, что более толстые, более компетентные восковые слои при данных условиях давления и нагрузки приподнимаются

простыми складками до тех пор, пока они в состоянии выдерживать данную нагрузку. Затем они сморщиваются и, сморщиваясь, утолщаются, приобретая способность выдерживать большую нагрузку. Таким образом, сложные складки на самом деле указывают на некомпетентность. Простые складки более характерны для условий, благоприятных для разлома; слой может подниматься сам, без внутреннего изменения и без смятия, — он компетентен. Все складки — результат податливости слоев давлению. В этом смысле слои все некомпетентны, и было бы лучше описывать их свойства терминами, выражающими степень некомпетентности. Здесь, вероятно, всегда будет небольшая путаница в употреблении (следуя Виллису) этих двух терминов — компетентный и некомпетентный.

Практически поле наших наблюдений ограничивается зоной, в которой разломы комбинируются с течением (см. гл. I), а от-



чинает развиваться в пунктах первоначального неправильного залегания пластов. Если в простые компетентные параллельные складки, мягкие пласты — поднимутся до предела их компетенции, то они изгибаются, развивается сложный характер некомпетентных складок. Сила была приложена справа.

сюда и складками, представляющими некоторую комбинацию этих двух типов деформации. Складки, описанные как типичные для зоны разлома и зоны течения, можно рассматривать как пределы, между которыми располагаются все другие виды складок.

Если изучать складки детально, то можно заметить, что некоторые слои на крыльях утоняются и утолщаются в сводовых частях. Это обыкновенно более мягкие, более некомпетентные слои, они разбиты сильным квиважем и носят другие признаки течения породы. Слои более компетентного типа обыкновенно не обнаруживают ни утолщений, ни утонений; их мощность остается

постоянной. Эти слои особенно часто обнаруживают признаки разлома. Движение здесь главным образом выражается в скольжении между пластами, тогда как утолщения и утонения в некомпетентных пластах указывают на то, что во внутреннее межпластовое движение вовлекается весь пласт. Немногие серии пластов настолько однородны, что при дислокациях все слои ведут себя одинаково. Обычно же встречается два указанных типа складчатости, но или один или другой тип может преобладать в зависимости от общей или меньшей компетентности пластов. В серии разнородных пластов более крепкие слои стремятся отделиться

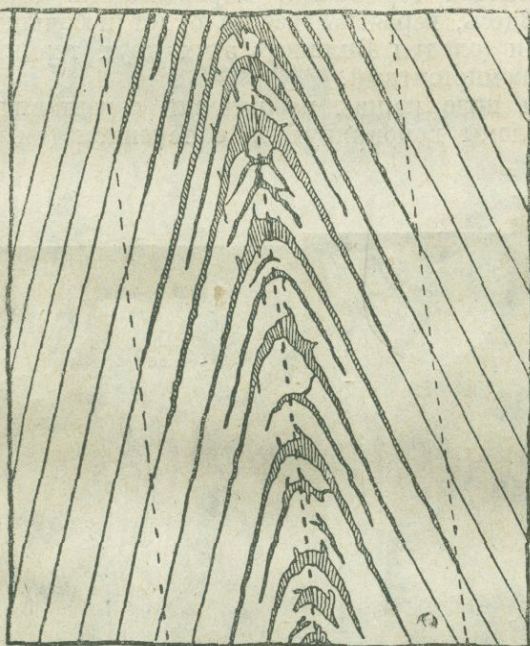


Рис. 68. Разрез крутой складки в золотеносных сланцах Новой Шотландии. Видны седловидные жилы кварца. (По Ферилоту).

при смятии друг от друга вдоль осевых линий так, что каждый слой приподнимается над другим в виде арки. Пространство между ними может остаться незаполненным, но очень часто более мягкие слои стекают с крыльев к этой пустоте и заполняют ее, или же пространство может заполняться жильным материалом, образующим такие «седловидные жилы» (saddle reefs), как в золотеносных сланцах Новой Шотландии или жилы Bendigo в Австралии (см. рис. 68, 69 и 70).

В указанных двух типах деформации складки так резко различаются своей формой, что им следует придать особые названия. Где слои не утолщаются и не утоняются, все части остаются параллельными, там изгибание серии последовательных слоев является более или менее концентричным. Следовательно, с увеличением расстояния от центра кривизны изгибов делается мень-

шей. Этот тип складчатости называется *параллельной* или *концентрической складчатостью*.

Вызванное изгибанием сокращение слоя, расположенного дальше от центра, на любом расстоянии от него, очевидно, будет меньше сокращения слоя, расположенного ближе к центру. Эта разница в величине сокращения показывает существование дифференциального движения между пластами, что, по наблюдениям, представляет характерную черту этого типа складчатости.



Рис. 69. Резко различная складчатость в крупных и мягких прослойках в яшме. Разломанные, темные слои — кремень, светлые — окись железа.

Уменьшение величины изгибания при удалении от центра чаще выражается другим путем: складка, как говорят, затухает. На некотором расстоянии от центра изгибы настолько незначительны, что слой делается почти прямым. Если следовать вдоль осевой плоскости любой складки в компетентных слоях, хорошо можно видеть изменение в степени кривизны, обязанное тому, что изгибание имеет тенденцию идти концентрически. Складки этого типа, как мы уже упоминали, образуются вследствие главным образом деформации разлома.

Если слои делаются толще и тоньше, их части, без сомнения, не остаются параллельными. Они не концентрические. Степень изгибания слоев не изменяется, остается одинаковой во всех слоях.

Здесь нет затухания складчатости и нет дифференциального движения. Этот тип складчатости называется *подобным*. Складки этого типа образуются в результате деформации, главным образом вследствие течения породы.

Не легко запомнить и различать такие сходные по своему значению термины, как «подобный» и «параллельный». Студенты, которые пытаются употреблять эти термины, обычно встречают затруднения, если с самого начала не составят себе ясного представления об основных различиях этих двух терминов. По этой причине можно было бы с некоторым успехом употреблять термин *концентрические складки*, вместо *параллельные складки*.



Рис. 70. Различия в складчатости крупных и мягких прослоев в яшме. Заметны трещины натяжения в хрупких прослоях.

При полевых исследованиях весьма полезно различать компетентные и некомпетентные складки, или концентрические или подобные складки. Если, например, горные породы имеют общую тенденцию образовывать складки концентрического типа, исследователю приходится проследивать складку до полного затухания, искать доказательства значительных дифференциальных движений, отсутствия утонений и утолщений — все это надо иметь в виду при собирании данных и составлении карты и разрезов. Уже доказано на опыте, что без этой сознательной попытки классифицировать складки геолог не сумеет выразить их существенных, характерных черт. Особенно важно это при детальном анализе структур, с которыми связаны рудные месторождения, где предположение об однообразии типа складчатости может привести к ошибочным заключениям о расположении пластов, уже на рас-

стоянии всего нескольких метров от зоны непосредственного полевого наблюдения. Например, на больших сланцевых площадях в области Верхнего Озера производились исследования рудных жильных месторождений, которые выяснили, что сланцы смяты в складки в условиях течения пород. Вследствие этого наблюдатель мог прийти к правильному заключению, что складчатость, вероятно, сжатая и сложная, что здесь имеется много утолщений и утонений пластов, что складки все совершенно подобного типа, без затухания вверх или вниз. Применение этих правил может оказать большую помощь при изучении образцов буровых скважин или же при изучении естественных обнажений. В области Marquette в Мичигане пласты кварцита чередуются с бо-

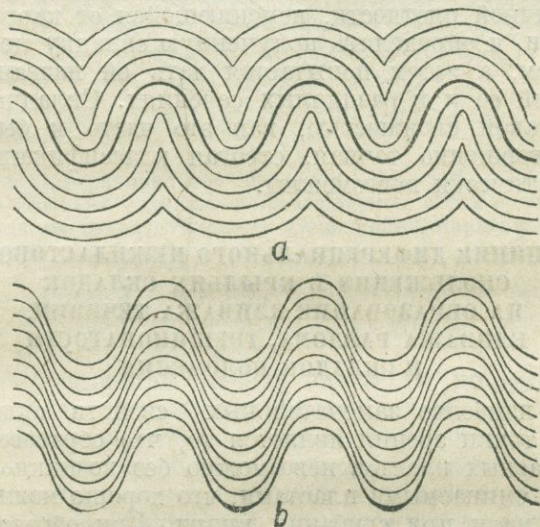


Рис. 71. *a* — схема концентрической или параллельной складки, *b* — схема подобной складки.
(По Ван-Хайзу).

лее мягкими сланцевой и железистой рудоносной формациями, и там представляется возможным, применяя изложенные принципы, установить взаимоотношения между некоторыми более простыми или более открытыми структурами кварцитов с более сжатыми, более сложными и совершенно иными складками мягких пластов. Прежде чем удовлетворительно решить вопрос о толщине смятых пластов, следует поставить вопрос, насколько данные складки сходны с теми, которые сопровождают течение породы, и, следовательно, в какой примерно степени пласты могут утолщаться или утоняться.

Складки так разнообразны по своей форме и происхождению, что названия, которыми они обозначаются, нельзя рассматривать как строго определенные и установленные. При помощи этих названий мы просто отгнем ту или другую характерную черту, которая в данный момент кажется нам наиболее существенной. Например, складка может быть антиклиналом или антиклинорием

и в то же время опрокинутой, лежащей, или изоклиальной, концентрической или подобной, или же складкой волочения. Складка может быть простой в одном поперечном разрезе и сложной — в другом, или же прямой в одном разрезе и опрокинутой — в другом. Такая весьма большая сложность объясняется тем фактом, что пласты горных пород, в общем, неоднородны, и что различные слои или части, слоев ведут себя неодинаково под влиянием деформации. Некоторые слои могут сминаться в складки одним способом, другие же, верхние, нижние или лежащие между ними, — другим способом. Студент не встретит ни в одной книге иллюстраций таких примеров типичных складок, которые не имели бы признаков других типов. Пусть он попробует смять листы бумаги различной плотности, изменяющейся от картона до папиросной бумаги, и определить полученную складку целиком одним общим именем, а затем попытается дать ей названия для различных частей ее и в различных сечениях. Складчатость может отличаться такой сложностью, как это часто и бывает в природе, что совершенно точная, строгая классификация и терминология практически невозможны.

**ВЛИЯНИЕ ДИФЕРЕНЦИАЛЬНОГО МЕЖПЛАСТОВОГО
СКОЛЬЖЕНИЯ В КРЫЛЬЯХ СКЛАДОК
НА ОБРАЗОВАНИЕ КЛИВАЖА ТЕЧЕНИЯ,
КЛИВАЖА РАЗЛОМА, ТРЕЩИНОВАТОСТИ
И СКЛАДОК ВОЛОЧЕНИЯ**

Одним из наиболее замечательных свойств складчатости структурной точки зрения является то, что образование складки в серии склассных пластов невозможно без возникновения скольжения между сминаемыми пластами, что хорошо можно наблюдать на листах бумаги при сгибании книги. При образовании антиклинали верхние пласты движутся по более нижним в направлении к оси антиклинали, в синклинали, наоборот, нижние пласты скользят по более верхним, также по направлению к оси. Такие движения происходят не только между пластами, но и в самих пластах, конечно в соответствии с их податливостью, пластичностью. Что касается разнородных пластов, то там это движение заметно только в некоторых слабых, легко деформируемых прослоях.

Структурными признаками такого движения являются кливаж течения, кливаж разлома, трещиноватость и складки волочения; все эти явления возникают в определенных отношениях к элементам складчатости, как это будет отмечено ниже, и служат характерными критериями при изучении складок.

Складки волочения и их отношение к главной складчатости. Второстепенные складки могут появляться в результате дифференциальных межпластовых движений на крыльях главных складок. Такие складки обычно известны под именем *складок волочения* (*drag folds*). Складки волочения могут возникать также вследствие скольжения ¹ вдоль надвиговых плоскостей (см. рис. 31 и 32),

В смятых разнородных породах более крепкие, более компетентные слои обычно обнаруживают широкие, простые изгибы, а более мягкие, менее компетентные, дают сжатую, сложную второстепенную складчатость волочения. Складки волочения не всегда образуются при этих условиях; деформация может выразиться и в виде трещиноватости или кливажа течения.

Осевые плоскости складок волочения стремятся расположиться параллельно осевой плоскости главной складки независимо от того, находятся ли они на крыльях или на оси главной складки;

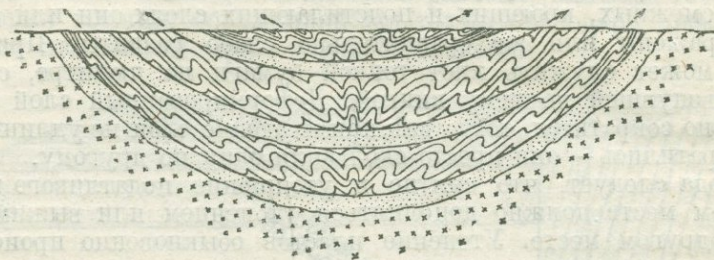


Рис. 72. Дифференциальное движение между компетентными слоями на крыльях складки, сопровождаемое образованием мелких складок волочения между ними. Район Маркетт, Мичиган.

могут быть также и некоторые отступления от этого положения, и в таких случаях различные структурные отклонения можно обозначить особыми терминами.

Если в антиклинали осевые плоскости второстепенных складок на крыльях расходятся кверху, то такая структура называется *нормальным антиклинорием*. Если осевые плоскости второстепенных складок, наоборот, сходятся вверх, в направлении к осевой плоскости главной складки, то такую структуру называют *анормальным антиклинорием*. Это различие может появиться благодаря вращению осевых плоскостей складок волочения всего лишь на какой-нибудь градус вращения, происходящему вследствие дифференциальных движений между контролирующими пластами крыльев.

Если в каком-нибудь данном слое происходили особенно сильные дифференциальные движения, то вращение становится более значительным и складка получит аномальный вид. Если движение не велико или не сконцентрировано в одном или немногих слоях, то вращение будет недостаточным для образования аномального положения и даст нормальную складку.

По мнению автора, самая обычная и самая важная связь между главными и второстепенными складками выражается в ясном параллелизме осевых плоскостей этих складок. Если исследователь найдет в податливом, слабом слое маленькую складку, определит ее как складку волочения, то он с полным правом может думать, что ее осевая плоскость в общем параллельна осевой плоскости главной складки. Такое заключение может весьма помочь отыскать и главные, более значительные, но еще не изученные структуры.

Если позднее геолог определит, что второстепенные складки имеют или нормальное, или аномальное соотношение с главной складкой, то такое уточнение не изменит существенно его первоначального предположения. В этих случаях осевые плоскости главной складчатости лишь в незначительной степени обычно отклоняются от направления второстепенных осевых плоскостей.

Существенной характерной чертой складок волочения является то, что они приурочиваются к некоторым слоям, тогда как в смежных, кроющих и подстилающих слоях они или совсем не выражены или же сравнительно слабо развиты. Примером этого может служить лист тонкой бумаги на пюпитре, смятый соскользнувшей по нему книгой. Деформированный слой действительно сожмется, тогда как прилегающие слои не удлинились; не сожмались — они просто скользили один по другому.

Отсюда следует, что смятие и утолщение податливого пласта в одном месте должно дополняться утонением или выжиманием его в другом месте. Утонение пластов обыкновенно происходит на крыльях главных складок, а утолщение — в сводовых частях и на дне мульды; поэтому складки волочения должны чаще встречаться близ осей главных складок, а не на их крыльях. Этот факт всегда надо иметь в виду при определении сокращения площади вследствие складчатости.

Другой характерной чертой складок волочения является то, что наибольшим постоянством в них отличается направление их осевых линий. Они не только приурочены к определенным слабым пластам, но в пределах своего распространения внутри этих слоев они вытянуты в определенном линейном направлении, в других же частях пласт может быть и не деформирован.

Эта тенденция к постоянному направлению не резко выражена, потому что складки часто выгибаются вдоль своих осевых линий или же замещаются параллельными пучками складок.

Так как складки всегда погружаются, то осевые линии второстепенных складок волочения, спроектированные на горизонтальную плоскость, обычно отклоняются на несколько градусов от простирания пластов на крыльях главных складок, за исключением того случая, когда главные складки вследствие сильного сжатия обладают почти параллельными крыльями. В качестве примера можно привести складки железорудной формации в округе Menominee в Мичигане (рис. 73). В одном месте железорудная свита имеет угол падения в 70° на север и простирание NW 70° . Положение второстепенных складок определяется в 30° в направлении на NW 65° . Так как шарниры этих складок погружаются, склоняются книзу, то они отклоняются вниз к северу, сообразно с падением пластов. В данном случае между проекцией осевой линии второстепенной складки на горизонтальную плоскость и падением пластов наблюдается расхождение в 5° — факт, представляющий некоторое практическое значение при разведочных работах, так как распространение рудного тела связано здесь теснее с погружающимися шарнирами второстепенных складок, а не с простиранием слоев.

Складки волочения могут только определить кровлю и подошву пластов на крыле главной складки. Если второстепенные складки волочения, осложняющие на голову поставленные слои в изолированном обнажении, дают явные доказательства того, что левая сторона двигалась вверх относительно правой, то отсюда можно заключить, что обнажение представляет выход слоев левого крыла антиклинали. Если это так, то значит кровля данных пластов находится слева от обнажения. Те же самые заключения можно вывести из наблюдения кливажа разлома, кливажа течения и некоторых трещин, образовавшихся также благодаря дифференциальным движениям при складкообразовании.

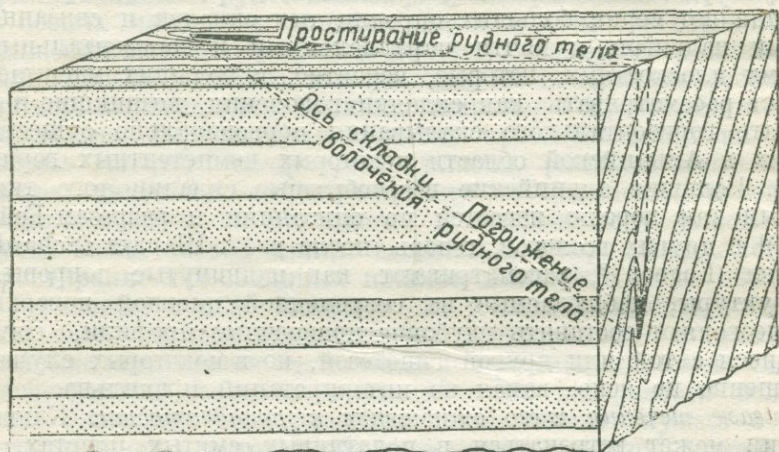


Рис. 73. Расхождение между простиранем и погружением. (По Миду).

В общем, описанные выше соотношения между складками волочения и главными складками при полевой работе дают чрезвычайно полезные указания. Простые, но систематические наблюдения над признаками дифференциального движения, выраженного в складчатости волочения, часто приводят к поразительным результатам. В областях с чрезвычайно запутанной складчатостью исследователь может сначала растеряться среди хаотических, на первый взгляд, структурных условий, но если будет выяснено, что небольшие искривления пластов указывают на некоторое общее скольжение между компетентными слоями, то этот факт даст представление о положении ближайшей более крупной структурной единицы. Последняя доставит данные для изучения еще более значительных структурных единиц, и так далее. В округе Marquette в Мичигане сланцы смяты в складки таким образом, как будто на них влияли более твердые кварциты синклинория этого района. Если понять эти соотношения, то в запутанных очертаниях складок в сланцах можно подметить некоторую закономерность, которую можно достаточно удовлетворительно увязать с простыми контурами складок в кварцитах. В свою очередь, синклинорий Маркетта в целом можно рассматривать, как второстепенную складку, указываю-

щую на дифференциальные движения на крыле главного синкли-
нория Верхнего Озера.

Принцип контроля влияния главных складок на второстепен-
ные дает весьма большие надежды на возможность последова-
тельно разобраться в сложных структурах древнего архейского
комплекса С. Америки, которые до сих пор считались почти не-
объяснимыми. Хотя при случайном обзоре складки и кажутся
весьма сложными, но при изучении их в связи с дифференциаль-
ными движениями сравнительно легко выясняется общая струк-
тура, и можно вывести некоторые заключения об отношении их
к главной складчатости.

Структура альпийских шарьированных покровов (см. рис. 31)
представляет серии больших опрокинутых складок и связанных
с ними надвигов, с почти параллельными и горизонтальными
осевыми плоскостями, которые, вероятно, в больших масштабах
следует рассматривать как складки волочения, возникшие в ре-
зультате горизонтального скалывания первоначально существо-
вавших в Альпийской области некоторых компетентных горных
пород. Большие альпийские веерообразные складки того типа,
который так хорошо известен по описаниям и разрезам Гейма
(Heim)¹ и других геологов, теперь, после работ Шардта (Schardt),
Люжона (Lugeon)², рассматривают как надвинутые покровы.

Структуры, наблюдаемые на современной дневной поверхно-
сти, позволяют составить глубокие поперечные профили, согла-
сующиеся с той или другой гипотезой, но в некоторых случаях
совершенно не ясно, какая из интерпретаций правильна.

Кливаж течения и его отношение к складчатости. Кливаж
течения может встречаться в податливых смятых пластах, в
то время как более крепкие слои будут разломаны. Не все сла-
бые пласты обнаруживают кливаж течения; некоторые могли
течь без образования кливажа течения или же могли находиться
в таких условиях нагрузки, что они скорее разламывались, чем
текли. Уже упоминалось о том факте, что некоторые складки
так незначительно изогнуты, что ни одна часть их не показы-
вает сколько-нибудь заметной степени явлений течения или
разлома. Кливаж может также присутствовать в породах не смя-
тых в складки, как например в зонах некоторых надвигов и,
может быть, также в случае статического динамометаморфизма
под влиянием нагрузки (стр. 104—107). Однако, в наиболее обы-
чных случаях кливаж образуется в результате искривления пла-
стов или других структурных единиц во время складкообразова-
ния. Кливаж указывает на то, что порода поддалась деформиру-
ющим силам, а это обстоятельство обычно связано с искривле-
ниями слоев. Если даже эти искривления не представлены, кли-
важированный пласт, как целое, может быть смятым.

Кливаж течения располагается приблизительно параллельно
осевым плоскостям как главных, так и второстепенных складок.

¹ Heim, Alb. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung.
Basel, 1878.

² Der Bau der Schweizeralpen, Alb. Heim. Neuejahrsblatt der Naturforsch-
enden Gesellschaft in Zürich auf das Jahr 1908.

Это значит, что кливаж располагается обычно под некоторым углом к слоистости и что в различных частях складок этот угол меняет свое направление и величину. На рис. 47 видны типичные соотношения слоистости и кливажа. Только в осевых частях антиклиналей и мульд кливаж часто развивается перпендикулярно к напластованию. В последнем случае дифференциальное движение отсутствует.

Так как в большинстве складок имеется резко выраженное погружение шарниров, то из этого следует, что горизонтальный план расположения кливажа на периклиналях будет очень похож на расположение по вертикальному разрезу той же складки; на крыльях кливаж будет наклонен к поверхностям напластования, в осевых частях — перпендикулярен к ним. Дифференциальное движение можно определить по углу, образуемому кливажем и напластованием, точно так же, как на поперечном разрезе. Например, вертикальный кливаж широтного простирания может пересекать вертикальные пласты, простирющиеся на северо-восток. Из этого следует, что пласты, расположенные на юго-востоке, двигались к северо-востоку по отношению к северо-западным пластам и что где-то к северо-востоку пласты повернутся около осевой линии складки к северо-западу, тогда как простирание юго-западных пластов изменится на юго-восточное.

По одному только кливажу мы можем заключить, что в данном месте имеется складчатость и что падение и простирание кливажа отличаются от падения и простирания слоев. Сильный региональный кливаж, делающийся на поверхности более резким благодаря выветриванию, легко можно спутать с общим простиранием пластов, особенно в районе с резкой сжатой складчатостью, где угол между слоистостью и кливажем не бывает большим. Необходимо напомнить, что направление кливажа не является обычно направлением простирания пород.

Если к тому же есть возможность наблюдать напластование, то, следовательно, угловое отношение его к кливажу укажет, в какой части складки производится наблюдение, о чем мы уже упоминали выше.

Если поверхности напластования вертикальны, то наклон кливажа к пластам покажет, какая сторона двигалась вверх и, следовательно, какая сторона представляет кровлю пласта.

Опрокинутые складки можно обнаружить, изучив отношение кливажа к слоистости; если кливаж показывает, что верхняя часть серий наклоненных пластов двигалась книзу относительно подстилающих слоев, то такое соотношение является ненормальным и дает право искать опрокинутую складку. В нормально лежащих слоях кливаж, вероятно, должен быть круче слоистости, а в опрокинутых пластах, наоборот, слоистость круче кливажа. Факты, такого рода несомненно можно проверить наблюдением над складками волочения и над кливажем разлома, а также определением кровли и почвы пластов посредством изучения чужаих первоначальных структур, как волноприбойные знаки, ложная слоистость и изменения в текстуре пород (стр. 151—153).

Так как кливаж параллелен осевой плоскости складки, то, следовательно, плоскость слоистости на какой-либо кливажной поверхности приблизительно соответствует погружению складки. Это совершенно правильно лишь для той плоскости кливажа, которая совпадает с осевой плоскостью, и приблизительно правильно также для любой другой параллельной кливажной плоскости. Если смять в складку пласт мягкой глины и в нескольких местах разрезать его параллельно осевой плоскости, то можно увидеть, что пересечения слоистости с плоскостями сделанных различных сечений может дать направление погружения складки и обычно также примерный угол погружения, хотя наблюдаемые углы могут меняться в зависимости от положения данных сечений.

В сложных складках, сложенных разнородными пластами, осевые плоскости второстепенных складок могут и не быть совершенно параллельными, и поэтому кливажные плоскости не строго параллельны по всей главной складке. Однако, даже в этих случаях имеет место приближение к параллелизму.

Фактом, достойным замечания, является то, что на любой деформированной плоскости простирание и падение кливажа гораздо более однообразны, чем простирание и падение поверхностей напластования. В районе сильной складчатости на значительной площади кливаж может быть параллельным. Это представляет только другое выражение общего параллелизма кливажа и осевых плоскостей; в общем, в таких областях, которые были смяты настолько, что образовался кливаж, складки должны по всем данным отличаться значительным постоянством в простирании своих осевых плоскостей.

Имея в виду эти нормальные соотношения между кливажем и складками, можно в самых разнообразных случаях прибегать к помощи кливажа для воссоздания структуры, как целого; мы всегда можем вывести ценные заключения, в каких бы ничтожных остатках ни обнажилась данная структура. Эта проблема включает многочисленные комбинации разных факторов; размеры текста не позволяют детально остановиться на рассмотрении всех видов в зависимости от различных возможных комбинаций. Это не гипотеза, это эмпирическое обобщение, основанное на обширных наблюдениях. Только полевой опыт научит легко и продуктивно пользоваться этим методом.

Для пояснения изложенного мы приведем один несколько необычный случай, а именно отметим те выводы, которые можно получить из изучения кливажа на кернях, взятых из буровых скважин. Этот случай включает в себе некоторые интересные проблемы начертательной геометрии. Если мы найдем в кернях вертикальный кливаж, то можно предполагать, что и осевые плоскости складок в данном месте вертикальны; если, наоборот, кливаж наклонен, то осевые плоскости складок также наклонены. Бурение может быть задано для определения точного простирания и падения кливажа, которые соответственно установят положение осевых плоскостей складок. Если мы найдем, что кливаж перпендикулярен к слоистости, то можно предположить нахождение оси складки, если кливаж наклонен к слоистости, то

— крыла складки. Если кливаж круче плоскостей напластования, то можно предполагать на глубине нормальные, прямые складки; если он положе слоистости, то — опрокинутые складки. Можно определить погружение складок даже по небольшим образцам из бурового керна, если знать направление кливажа и след плоскостей напластования на кливажных поверхностях.

Трещиноватость и кливаж разлома как признаки дифференциального движения между смятыми в складки пластами. Дифференциальное межпластовое движение образует одну серию плоскостей скалывания параллельно напластованию и другую — под углом к нему, располагающуюся более параллельно к осевой плоскости складки, чем к напластованию (см. рис. 6). Вдоль этих плоскостей образуются трещины или кливаж разлома. Они могут быть изогнутыми или S-образной формы. Трещины, видимо, должны ограничиваться в своем распространении только некоторыми слоями и в обе стороны затухать вдоль плоскостей напластования при переходе в иные, отличные пласты. Если затем допустить, что трещины или кливаж разлома явно связаны со складчатостью, то можно определить дифференциальное движение и установить, какая часть складки подвергается наблюдению. В округе Барабу в Висконсине падающие к северу пласты кварцита рассекаются двумя сериями частых трещин или кливажа разлома, причем одна серия параллельна напластованию, а другая пересекает его и наклонена на север. На этом примере видно, что более верхние пласты двигались к югу по отношению к нижним пластам, следовательно, они расположены, как это ясно из вышеизложенного, на южном крыле синклинали.

Изучая, таким образом, дифференциальные движения, можно определить кровли и почвы пластов так же, как в случаях складок волочения или кливажа течения.

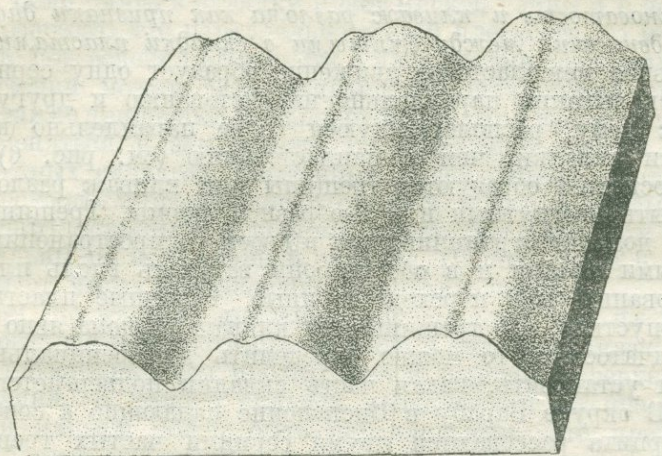
Определение почвы и кровли осадочных пластов в складчатых областях.

Отношение кливажа, трещин и второстепенных складок волочения к главным складкам, рассмотренное выше, помогает определять, где верх и где низ пластов. Для такого определения, в дополнение, можно воспользоваться первоначальными структурами пластов, особенно а) волноприбойными знаками, б) ложной слоистостью и в) изменениями в грубости зерна.

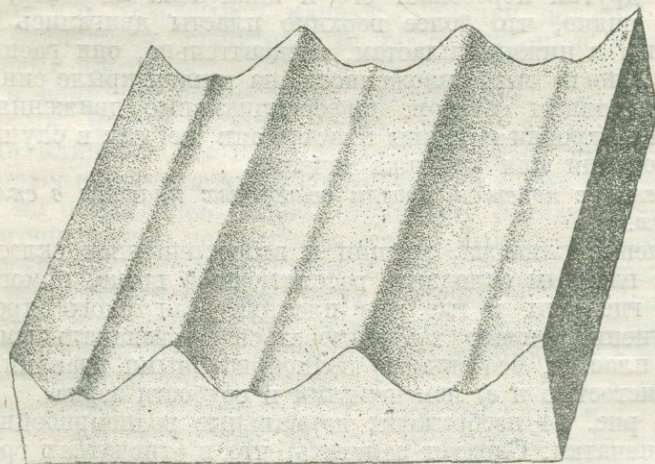
а) На рис. 74 изображены нормальные волноприбойные знаки и их отпечатки. Следует заметить, что в отпечатках гребни значительно острее выемок и что выемки могут иметь вторичные маленькие гребни. Если пласты поставлены на голову или опрокинуты, эти факты позволяют выяснить, где верх и где основание пластов. Однако этим критерием надо пользоваться с осторожностью: им можно воспользоваться лишь в случае симметричных волноприбойных знаков, вроде изображенных на рисунке, образующихся действием волн в мелководье. Знаки, образованные течениями воды и воздуха, принадлежат к асимметричному типу, в котором настоящая рябь и ее слепки так похожи, что они не имеют никакого значения для определения кровли и почвы пластов.

б) На рис. 75 видно, что косвенная слоистость резко срезается

налегающими пластами, в то время как внизу она приходит в контакт с подстилающими слоями по касательной кривой. Если бы показанные на фотографии породы обнажения были поставлены на голову или опрокинуты, то не было бы никаких затруднений для определения первоначальной кровли и почвы пластов.



A



B

Рис. 74. А — волноприбойные знаки (рипл-марки, ripple marks), В — их отпечатки. (По Ван-Хайзу).

с) Обыкновенно замечается уменьшение толщины пород в слое снизу вверх. Это видно даже на микроскопических шлифах. Нередко в свите внезапно появляется грубозернистый пласт, вверх по постепенно становится более тонкозернистым, наоборот, следующий кроющий пласт может быть вновь более грубым. В этих случаях, независимо от степени складчатости, бывает довольно трудно определить первоначальную кровлю и основа-

ние пластов. На этом особенно основываются при интерпретации буровых образцов из смятых в складки пород.

В некоторых случаях можно с успехом пользоваться различными другими критериями для определения почвы и кровли пластов: перерывы — с основными конгломератами или без них



Рис. 75. Косвенная слоистость в песчанике. По Сэлисбэри и Атвуду. Следует отметить, что трещины косвенной слоистости делаются внизу почти горизонтальными, тангенциальными и подстилающими, тогда как вверху они резко срезаются перекрывающими слоями.

(гл. XI), легкие местные несогласия, обязанные своим происхождением эрозии или размыву во время отложения осадков (стр. 228), трещины усыхания на иле, следы ископаемых, а также расположение некоторых типов ископаемых раковин — все эти явления могут оказать услугу при определении положения пластов. Наблюдательный исследователь часто может найти и другие критерии, которые в отдельных частных случаях дадут возможность разрешить эту важную задачу.

СКЛАДКООБРАЗУЮЩИЕ СИЛЫ

Силы, под действием которых возникают складки, являются обычно орогеническими смещениями, оказывающими давление на породы извне; но различные метаморфические изменения пород,

особенно растворение, связаны обычно с изменением объема, которое вместе с силой тяжести может превращаться в линейное движение и кончаться образованием складчатости (стр. 181—182). Особенно следует отметить изменения объема и обрушивание при высыхании и перекристаллизации осадков.

Складчатость обыкновенно заключается в сокращении в направлении, перпендикулярном к осевой плоскости, хотя в этом отношении есть и исключения, отмеченные ниже. Из этого, однако, не следует делать такого заключения, что сокращение всегда вызывается неврацательным стрессом, приложенным перпендикулярно к данной плоскости. Сокращение может происходить и

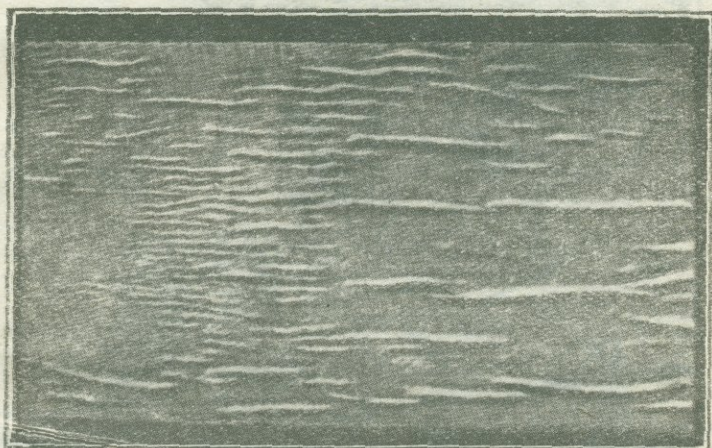


Рис 76. Складки, образованные сжатием гипсовых пластинок перпендикулярно к осевым плоскостям складок. (По Миду).

таким путем, но может также возникать под действием стрессов, наклоненных к осевой плоскости, т. е. стрессов скалывающих или вращательных, или же какой-нибудь комбинации вращательных и неврацательных стрессов (стр. 15—17). Повидимому, стрессы, создающие складки, в большинстве случаев действуют тангенциально к поверхности земли и вызывают тангенциальное сокращение, независимо от того, приложены ли стрессы нормально к осевым плоскостям или же под некоторым углом к ним. Однако, не надо упускать из вида тот факт, что чисто вертикальные движения, происходящие вследствие оседания или интрузии снизу, могут также быть причиной возникновения складок, вследствие поперечного сгибания пород, но в этом случае может и не быть сокращения, перпендикулярного к осевым плоскостям складок, а, наоборот, может быть даже растяжение. Если нормальный сброс переходит по простиранию в моноклиналную складку или флексуру, иногда осложненную вторичными изгибами, то в этом случае ясно имеет место скорее растяжение, чем сжатие.

Хотя складкообразующие силы в целом являются сжимающими силами, однако, после сгибания в самой складке они могут отчасти или целиком превращаться в силы натяжения. Если согнуть брус, то сжатие будет на вогнутой стороне, а натяжение на выпуклой (рис. 15). Поверхность, разделяющая зоны натяжения и сжатия, называется нейтральной поверхностью или нейтральной плоскостью, вдоль которой нет ни натяжения, ни сжатия. Пересечение этой поверхности с каждой стороны бруса называется нейтральной линией. В пределах упругости положение нейтральной поверхности можно точно вычислить; нейтральная

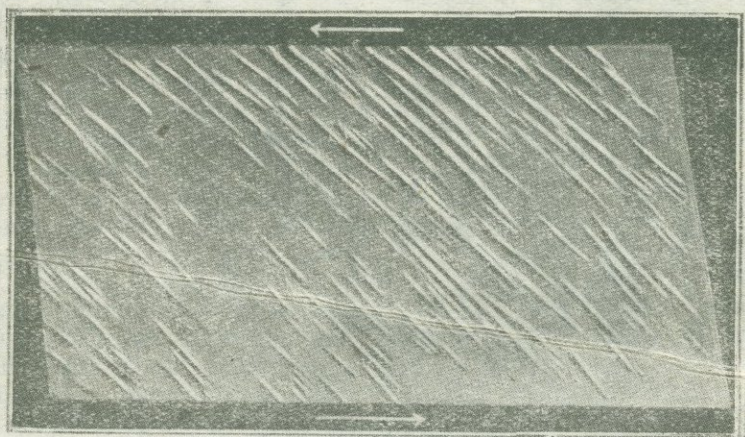


Рис. 77. Складки, образованные деформацией скальвания дисковых пластинок (вид в плане). Стрелки показывают направление движения, степень же деформации видна по форме пластины. Трещины натяжения секут осевые линии под прямым углом. (По Миду).

ось любого поперечного сечения бруса проходит через центр тяжести этого сечения, если только все силы, действующие на брус, являются поперечными. Инженеры рассматривают нейтральную плоскость только в этих пределах. Когда предел упругости перейден, когда начинаются нарушения, тогда на положение нейтральной поверхности начинают влиять многие другие факторы, в особенности прочность самого материала, а именно относительная сопротивляемость его натяжению по сравнению с сопротивляемостью на сжатие. В структурной геологии мы будем иметь дело именно с последним положением, потому что мы будем рассматривать главным образом нарушения за пределами упругости.

Сопротивляемость горных пород натяжению гораздо меньше сопротивляемости на сжатие, поэтому когда брус горной породы сгибается без нагрузки на него, то, как только начинается нарушение, нейтральная плоскость быстро перемещается к вогнутой стороне. Практически весь брус находится под действием натяжения и разламывается. С другой стороны, если масса нахо-

дится под сильным давлением со всех сторон, как в зоне течения пород, то все части ее находятся под действием сжатия, и в этих условиях можно рассматривать внешнюю выпуклую поверхность как нейтральную поверхность.



Рис. 78. Рельефная карта южных Аппалачей. Видно распределение сг-та дог. (По Виллису). Сравни с рис. 77.

Возможно промежуточное положение, когда комбинация нагрузки и сопротивления материала может создать нейтральную плоскость в самой массе горных пород, и в этом случае деформации будут частью на выпуклой стороне вследствие натяжения, частью на вогнутой — благодаря сжатию. В структурной геологии этот последний случай часто приводят в подтверждение того заключения, что трещины натяжения обычно образуются на вы-

пуклой стороне складок. Хотя в некоторых складках несомненно существуют такие условия, однако, полевые наблюдения как будто указывают, что в конце концов условия эти представляют лишь исключения. Убеждение в их важном значении, повидимому, основывается на том предполагаемом положении нейтральной плоскости, которое не подходит для двух обычных крайних случаев, а именно: деформации близ земной поверхности посредством разломов и деформации в глубокой зоне посредством течения. Но если мы примем во внимание, что деформированные массы по всей вероятности являются разнородными и по своей крепости и по степени действующей на них нагрузки, то станет очевидным, что простое предположение о существовании и положении единой, обособленной нейтральной плоскости нуждается во многих оговорках.

Складчатые области часто носят признаки повторных движений; складки, наблюдаемые в настоящее время, возникли под действием не одной деформации. Повторные движения имеют тенденцию усложнять структуру, благодаря чему могут быть отступления от тех более простых структурных особенностей, характерных для дислокаций одной фазы движений, которыми главным образом ограничивается содержание этой главы. В большинстве случаев, однако, более поздние движения, повидимому, развиваются в зонах предшествующих движений, усиливая первоначальные структуры и не затемняя их в значительной степени. Даже на сильно смятых площадях, подобных докембрийским, пережившим несколько периодов складчатости, соотношения между структурами и складками по большей части и донныне остаются теми же, как если бы они возникли вследствие единого, однородного движения.

МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ СКЛАДОК

a) Уиллис¹ доказал экспериментальным путем, что складки имеют склонность возникать близ точки приложения деформирующей силы, если, конечно, горные породы не обладают достаточной твердостью для передачи давления дальше, в более слабую зону. b) Он также показал, что те незначительные неправильности в напластовании, которые могли образоваться во время отложения осадка и которые он называет *первичным наклоном* (initial dip), способствуют образованию складок даже на некотором расстоянии от точки приложения силы. c) Поднятие складки утолщает и увеличивает прочность горных масс, увеличивает местную нагрузку на нижележащие пласты, стремится прогнуть ниже непосредственно прилежащие к ним пласты, тем самым создавая те неправильности или первичные наклоны, которые предопределяют место возникновения других складок. Первая складка поднимается до такой высоты, что дальнейшему напряжению легче создать новую складку в другом податливом месте, чем поднять старую еще выше. d) Волочение слоев вдоль поверхностей раз-

¹ Willis Bailey Mechanics of Appalachian structure. 13th Ann. Rept. U. S. Geol. Survey, pt. 2, 1893, p. 247.

лома иногда дает складчатость. е) Замечено, что контакт таких неодинаковых по прочности пород, как гранит и осадочные отложения, определяет место появления складок, причем плотный гранит служит как бы упором, около которого деформируются более податливые, мягкие свиты. ф) Присущая некоторым породам податливость, слабость, может локализовать в данном месте складкообразование. Сланцеватые глины легче сминаются в складки, чем прилегающий к ним кварцит. Первичный наклон или другая неправильность в залегании может определить, в каком пункте сланцевой свиты будет сосредоточено складкообразование; но и вообще сланцеватые глины, по сравнению с прилегающими кварцитами, отличаются большей податливостью, и вследствие этого в них легче образуются складки. г) Магматические интрузии во многих случаях являются причиной образования складок, влияя как на место, так и на время их возникновения.

Складки, образовавшиеся в незатвердевших осадочных породах во время отложения, в своем распространении ограничиваются тонкими горизонтами осадочных пород, но в этих горизонтах они могут быть весьма широко распространены.

Складки, образованные благодаря выщелачиванию и обрушиванию пород, в своем расположении подчиняются условиям, влияющим на циркуляцию воды. Так в районе Верхнего Озера выщелачивание кварца железорудной формации идет по ясно выраженным водным каналам, определяемым разнообразными структурными условиями.

Складки в пластах гипса, возникшие вследствие увеличения объема при перекристаллизации, точно также ограничиваются в своем распространении тонкими горизонтами, но в этих горизонтах они могут быть чрезвычайно сильно развиты.

Прилежащие к коралловым рифам пласты обычно искривлены, они заметно склоняются под риф и поднимаются на него.

Складки, обязанные своим происхождением первоначальному отложению и оседанию осадков сообразно особенностям рельефа основания, подчиняются в своем расположении рельефу прежней древней поверхности.

ГЛУБИНА СКЛАДЧАТОСТИ

В зоне, доступной нашему наблюдению, отдельные складки являются вообще не очень стойкими структурами. Они затухают как в продольном направлении по простиранию своих осевых линий, так и вверх и вниз от осей наиболее сжатых мест складок. Складки подобного типа устойчивее складок параллельного типа. С другой стороны, зоны складчатости в горизонтальном направлении могут протягиваться на тысячи километров, что имеет место в горных хребтах, и есть предположение, что такие зоны могут распространяться более глубоко, чем индивидуальные складки. Оказывается, однако, что в некоторых местах глубоко залегающие горные породы менее интенсивно смяты в складки,

чем поверхностные слои. По данным Дэли¹ в южной части Британской Колумбии докембрийские образования обладают более слабой складчатостью, чем налегающие на них каменноугольные и триасовые породы; это указывает на то, что небольшой слой земной коры претерпел бурное складкообразование в послелембрийское время. В других областях, например в докембрийской области Верхнего Озера, древние породы смяты сильнее, чем верхние. В общем древние формации отличаются большей смятостью, чем молодые — первые пережили больше периодов складкообразования.

Иногда предполагают, что складки образуются главным образом на некотором расстоянии от поверхности земли и что поверхностная деформация выражается преимущественно в разломах, без

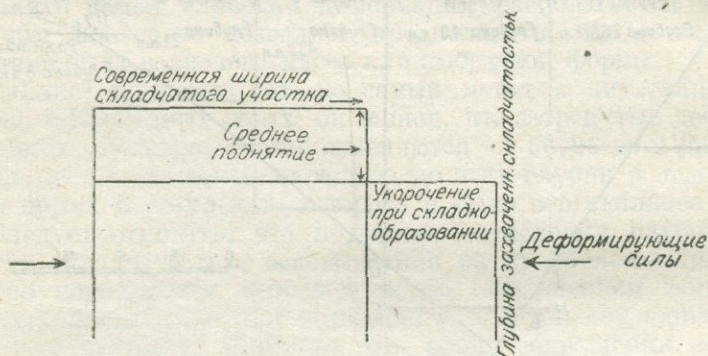


Рис. 79. Схема определения глубины, захваченной складкообразованием.

образования складок. Этому предположению противоречат древние структуры, обнаженные эрозией: складки там находятся в связи и с разломом и с течением, и они почти одинаково развиты как в нижних, так и в более верхних горизонтах, исключая тех случаев, когда нижние горизонты старше и подвергались складкообразованиям в течение более длительного времени.

Обыкновенно мы видим только поверхностную часть складки. Для составления профилей складки или серии складок в недоступных нам глубоких частях земной коры мы должны принимать во внимание компетентность пластов, должны выяснить, подобного или концентрического типа данная складчатость, отношение ее к главной зоне скалывания, если она известна, или к интрузии изверженных пород. Таким путем можно иногда выяснить постоянство или непостоянство данной складки. Но есть и другой метод.

Можно определить простым геометрическим вычислением, сколько предположительно понадобилось материала для образования данного поднятия при складкообразовании (рис. 79). В рассматриваемом случае 150 км поверхности были сжаты до 110 км. Поднятие при этом было примерно в 1,5 км. Из чертежа ясно, что произведение линейного поднятия и длины сокращенной пло-

¹ Daly. R. A. Pre-Cambrian formations in south-central British Columbia. Abstract „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 23, 1912, p. 721.

щадн, $1,5 \text{ км} \times 110 \text{ км}$, должно равняться произведению сжатия площади (40 м) на захваченную складчатостью глубину. Решая это уравнение, находим, что глубина равняется $4,1 \text{ км}$. Это значит, что при данном поднятии чем менее сжаты складки (или взбросы) и, следовательно, чем слабее сокращение, тем больше толщина коры, вовлеченной в данную деформацию. Другими словами, умеренная складчатость, распространяющаяся вглубь на более мощную зону, и резкая складчатость более тонкой зоны имеют одно и то же вертикальное выпирание.

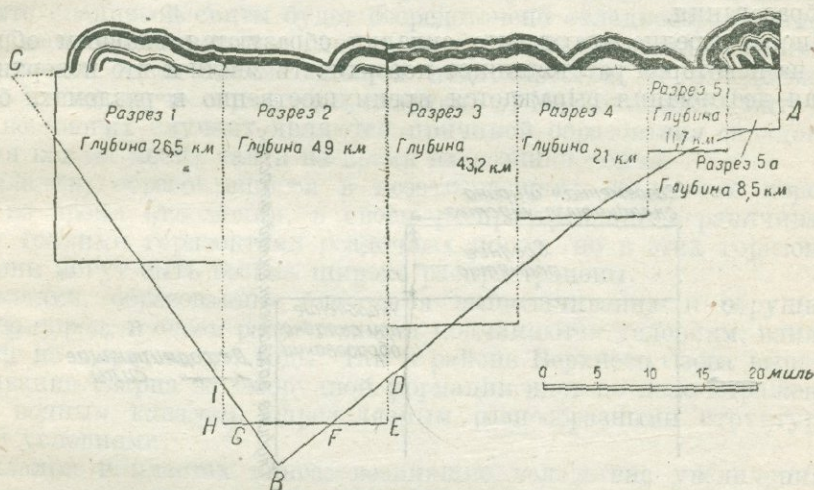


Рис. 80. Разрез через складчатую зону Тайрон-Гаррисбург. Указана толщина деформированной оболочки земной коры под каждым из шести участков; вычисления произведены указанным выше способом. (По Р. Т. Чемберлену). Линии AB и BC проходят через средние точки линий основания каждой из шести глыб, за исключением участка 2, представляющего самую глубокую глыбу. Площадь треугольника GBF равна сумме площадей треугольников GHI и DEF . В целом вся деформированная масса представляет с некоторыми оговорками треугольную глыбу ABC .

Этот метод был предложен Т. К. Чемберленом¹ и впервые применен Р. Т. Чемберленом² к Аппалачским складкам в центральной Пенсильвании. На разрезе Гаррисбурга до Тайрона он определил, что наименьшие глубины складчатости расположены на концах разреза, наибольшие в центральной части (рис. 80). Самая мелкая деформация захватывает глубину в $8,6 \text{ км}$. Произведя вычисления для пяти выделенных в разрезе участков, он нашел постепенное увеличение глубины складчатости к центру этого разреза; это заставляет думать, что деформированная зона ограничена плоскостями, падающими приблизительно под углом в 45° от поверхности с каждого конца разреза и пересекающимися примерно в 48 км под поверхностью середины разреза; другими словами, деформированная зона имеет клинообразную форму с

¹ Chamberlin T. C. and Salisbury R. D. Geology, v. 2. 1906, p. 125—126.

² Chamberlin R. T. Appalachian folds of central Pennsylvania. „Journ. Geol.“, vol. 18, 1910, pp. 228—251.

плоским концом вверх. Пересечение этих гипотетических плоскостей друг с другом и с земной поверхностью под углом в 45° , по Чемберлену, указывает на то, что они являются действительно плоскостями скальвания, образованными тангенциальным стяжением подобно плоскостям разлома, образующимся в глыбе породы под действием давления, хотя в этих границах деформация может быть результатом любой комбинации складчатости, течения пород и разлома.

Позднее тот же самый метод Р. Т. Чемберлен¹ применил к изучению разреза через Скалистые горы; он указал, что глубина захваченная складчатостью, здесь достигает максимума — 1600,5 км. Горизонтальное сжатие здесь более слабое, чем в Аппалачах, но более сильное вертикальное поднятие, образовавшее плато. И опять самая глубокая деформация располагается здесь близ центра; последнее позволяет предполагать, что в складкообразование была вовлечена масса клинообразной формы.

Виллис² применил тот же самый метод к дислокациям пене-плена в Каскадных горах; он нашел, что затронутые деформацией глубины последовательно изменяются от 56,25 до 2.250 км. Возможно вся масса была сокращена до этих глубин вследствие течения пород, в результате которого и было вертикальное поднятие.

Следует отметить, что подобные вычисления глубины, затронутой складчатостью, основываются на предположении, что поднятие порождается непосредственно сокращением земной коры, и получаемые величины выражают поднятия под влиянием только этой причины. Известно, что кроме сокращения коры может быть еще независимое от него вертикальное поднятие, захватывающее массы до неизвестной нам глубины. История некоторых горных цепей показывает, что поднятия, связанные со складчатостью, и поднятия, вызванные другими движениями, чередуются друг с другом (стр. 194). Приведенные вычисления предполагают также то, что объем затронутой массы горных пород остается постоянным в продолжение всей деформации. Другое затруднение применения этого метода заключается в выборе удобной площади для измерения поднятия. Третье затруднение состоит в том, что измерение сокращения не может быть произведено на каком-либо одном слое, но приходится захватывать другие стратиграфически верхние или нижние слои, которые при складкообразовании могли вести себя иначе, чем первый. Наконец, метод этот разработан для двух измерений, он не принимает в расчет возможных удлинения и сокращения массы горных пород параллельно простиранию складок.

¹ Chamberlin R. T. The building of the Colorado Rockies. „Journ. Geol.“. vol. 27, 1919, pp. 145—164; 225—251.

² Willis B. Physiography and deformation of the Wenatchee-Chelan district, Cascade Range. „Prof. Paper“ № 19, U. S. Geol. Survey, 1903, pp. 92—97.

ОПОЛЗНИ, ОБВАЛЫ, ОСЕДАНИЯ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК И ДЕФОРМАЦИИ, ПРОИСШЕДШИЕ ВСЛЕДСТВИЕ МЕСТНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ОБЪЕМА ГОРНЫХ ПОРОД

ОБЩИЙ ОБЗОР

Сила тяжести часто является причиной смещения грунта на поверхности земли; такие смещения стремятся восстановить равновесие, нарушенное либо деформацией, либо неравномерной эрозией, искусственными выработками или же ослаблением устойчивости горных пород вследствие растворения их или изменения количества содержащейся в них воды. Доказательством этому служат обвалы, оползни, обрушивание рудников и другие сходные с ними явления. Как твердые горные породы, так и незатвердевшие осадки могут подвергаться нарушениям этого рода. На земной поверхности постоянно меняются условия нагрузки и температуры, постоянно происходят в горных породах обширные химические и минералогические изменения, которые приводят к растяжению и сжатию горных пород, тесно связанным с многими вышеупомянутыми выравниваниями под действием силы тяжести.

Следствием таких поверхностных движений являются складки, утолщение и утонение слоев, сдвигание или исчезновение пластов, сбросы, трещины, автокластические горные породы и т. д. — все это было описано в общих чертах в предыдущих главах. В результате поверхностных движений появляются также изменения в рельефе местности, выражающиеся в обрывах, изменении береговой линии и нарушении дренажа. При описании поверхностных движений, таким образом, следует рассматривать под другим углом зрения многие структуры, о которых шла речь в предыдущих главах. Вместе с тем желательно обратить внимание на важное значение поверхностных движений и дать некоторые пояснения относительно тех разнообразных условий, в которых происходят эти движения. Кроме того, описываемые перемещения являются почти единственными, которые можно наблюдать непосредственно, в процессе их образования, и изучение их может пролить свет на те структуры, которые образовались в прошлом. Приходится признать, что многие структуры, наблюдаемые нами в древних твердых породах, сохранились в

них с того времени, когда породы эти были незатвердевшими осадками и находились на поверхности земли. Структуры, образовавшиеся на земной поверхности, конечно, будут существовать и после того, как осадки отвердеют и окажутся погребенными под другими породами. Когда мы видим подобные структуры в древних отложениях, то мы с трудом отличаем их от тектонических структур, образовавшихся в твердых породах глубоко под поверхностью земли. В настоящее время необходимо пересмотреть существующие критерии для их распознавания и попытаться найти новые.

Тесные соотношения между структурами, образовавшимися на современной поверхности, и структурами, обнажающимися в геологических разрезах, не так уже очевидны, как это описывается в некоторых работах, касающихся структурной геологии. Сейчас накопилось значительное количество работ о движениях, протекающих на современной поверхности, которые еще не вполне могут быть обобщены в рамках современных представлений структурной геологии.

Так как при разрешении инженерных вопросов все чаще и чаще приходится обращаться к геологии, то все настоятельней становится необходимость более внимательного изучения этих поверхностных движений. Может быть инженеров больше интересуют те явления, которые происходят сейчас и которые, вероятно, будут происходить в ближайшем будущем, чем объяснение древних структур, но все-таки они не должны игнорировать факты, доставляемые им и древними породами.

ОПОЛЗНИ И ОБВАЛЫ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

В последние несколько десятилетий были описаны сотни больших и малых обвалов и оползней и, вероятно, еще большее число их не было зарегистрировано. Повидимому, такие движения происходят очень часто, и земная поверхность вряд ли остается совершенно спокойной в течение более или менее продолжительного времени. Если ранее описываемые движения происходили так же часто, как и теперь, то число оползней, нарушавших породы земной поверхности в прошлое геологическое время, можно считать миллионами.

Оползанию подвергаются как твердые, так и мягкие породы, как на суше, так и под водой.

В некоторых наиболее крупных оползнях были смещены массы, площадь которых измеряется квадратными километрами, а толщина многими десятками метров. Чаще, однако, встречаются оползни, которые не достигают таких размеров, чтобы привлечь к себе внимание. Действительно, процесс сползания в целом, всей массой, переходит в индивидуальное движение маленьких обломков породы, которое обычно рассматривают как явление оползания, но как обыкновенный эрозионный перенос. Ясно также, что эрозионный перенос может современем совершить такой же перенос массы горных пород, как и оползание, однако, первые обычно можно отличить по новому расположению материала.

Трудно определить предельную величину смещаемой площади. Очень вероятно, что существует много значительных движений, которые производят небольшие смещения, но которые захватывают столь большую площадь и так постепенно, что их не легко заметить. В них можно было бы убедиться только при помощи очень тщательных геодезических наблюдений; последних, однако, не так много, чтобы служить исчерпывающим доказательством, — она подтверждают только тот факт, что, вероятно, существуют такие движения обширных площадей. Есть также предположение, что главным образом вследствие пластичности значительные части континентов могут сползать к океаническим бассейнам.

По своей природе оползания могут быть катастрофическими, могут протекать в виде очень медленных движений, или же движения могут быть неправильными и прерывистыми. Даже быстрые движения в большинстве случаев, вероятно, должны измеряться часами или днями.

Угол скольжения может быть чрезвычайно мал, если есть благоприятные условия для скольжения, а слои рыхлые. В других случаях он может быть почти вертикальным. Наиболее обычной является кривая поверхность скольжения, крутая вверху и пологая внизу.

Явления оползания вызываются чрезвычайно разнообразными условиями. Масса может быть так мягка, что, подобно вязкой жидкости, она не сможет удержаться на поверхности, наклоненной под очень маленьким углом. К таким случаям можно отнести скольжение глины, илистых отложений и продуктов выветривания на крутых склонах. Существование какой-либо плоскости скольжения под тяжелым массивом благоприятствует образованию оползней. Такие мягкие, неустойчивые по своей природе прослойки, как ил или глина, могут быть причиной образования плоскости скольжения; плоскость скольжения может образоваться благодаря увеличению подвижности пород, вследствие насыщения их водой, играющей роль смазки для определенной зоны. Образованию плоскости скольжения способствуют осушение (дренаж) какого-либо участка, а также плоскости напластования, трещины и кливаж. Горные породы постоянно подвергаются длинному ряду химических и метаморфических изменений, которые все влияют на их твердость. Поверхности контактов таких сильно отличающихся по твердости пород, как например гранит и глинистые сланцы, иногда являются местом появления оползневых движений.

В конечном счете оползание есть проявление силы тяжести, но всегда существуют более непосредственные причины, которые, вероятно, и дают толчок этому движению. К таким непосредственным причинам относятся, например, большое накопление в каком-нибудь одном месте осадков или вулканических продуктов, вследствие чего лежащие под ними породы и структуры не выдерживают возросшей нагрузки, превосходящей их предельную сопротивляемость. Движение может быть дан толчок эрозией, подмывом в низах склонов компетентных крепких пластов, и следовательно, исчезновением опоры для масс, лежащих выше; это может происходить и с увеличением и без увеличения нагрузки. Массивы

горных пород, достаточно устойчивые в отношении постоянного давления под действием силы тяжести, могут оказаться неспособными противостоять толчкам при землетрясениях. Необычная обрывистость берегов может быть одной из причин появления оползней. Молодые глыбовые горы с крутыми сбросовыми обрывами характеризуются многочисленными оползнями. Ледники могут являться причиной описываемых движений, вызывая их либо своим весом, либо давлением или вспахиванием, а также вследствие большой крутизны штоков глетчерев, образующих цирки.

В 1920 г. на Монблане по этой причине около 4 000 000 м³ породы было перемещено на расстояние в 8 км. В деталях условия, при которых ледники создают небольшие деформации в ледниковом и подстилающем материале, могут быть очень сложными.

В оползнях, на верхней их поверхности, в пункте разлома, образуются трещины, которые часто быстро расширяются при сползании массива. Некоторые из этих трещин с геологической точки зрения можно признать за трещины отдельности, другие же — за сбросы. В большинстве случаев эти, часто многочисленные трещины имеют характер трещин растяжения; они часто, хотя и не всегда, сопровождаются легким наклоном оползающей массы в сторону от незатронутого движением массива; так как поверхность скольжения погружается и, по видимому, в большинстве случаев выколаживается, то движение вдоль нее является движением срезающим, скалывающим. Кроме разломов, в оползнях развиваются еще, благодаря задержкам в движении, складки волочения, появляются утолщения и утонения пластов, а также сдвигание и исчезновение отдельных прослоев. Впереди, у подножья оползня движение может местами идти вверх, вследствие давления задней части оползня. Здесь движение может иметь тот же характер, что и в образовании надвигов или лежащих складок с выдвинутым вперед висячим крылом.

После этих предварительных общих сведений перейдем к описанию нескольких типичных оползней и явлений подводного скольжения осадков. Термин оползень (landslide) мы будем употреблять в широком смысле, включая в него не только движения оползающих масс, но и различные структуры, складки и сбросы, которые их сопровождают.

В 1903 г. с берега р. Ливре, в Квебеке¹, сползло около 15 000 м² глины, которая, продвинувшись через реку, на расстоянии в 120 м, струдилась на противоположном берегу в виде массы в 6—10 м высотой. Масса двигалась вперед частью в виде сплошной глыбы, главным образом в сильно раздробленном состоянии. При своем перемещении масса испытывала вращательные движения. Многочисленные сильные разломы в этом массиве располагались под прямым углом к направлению движения. Местами огромные массы глины приподнялись кверху вдоль этих трещин и обнаружили испатрихованные и сглаженные поверхности. Можно думать, что причиной этого нарушения была чрезмерная перегрузка участка

¹ Ellis R. W. The recent landslide on the Lievre River, P. Q. „Ann. Rept., Can. Geol. Survey“, vol. 15, pt. AA, 1904, p. 136.

вследствие насыщения водой глинистых, а местами песчаных пластов, а также вследствие размягчения какого-нибудь илистого прослоя в толще глины, лежащего примерно на 6 м ниже поверхности земли.

Колумбийские пласты лавы в Каскадных горах, штат Вашингтон, залегают местами на глинах, песках или на рыхлых вулканических пеплах. Размыв последних мягких пород создает благоприятные условия оползания лавовых пластов, слагающих сверху крутые обрывы, и, действительно, такие смещения здесь часто случаются. Присутствие многочисленных вертикальных трещин в спокойно лежащих слоях базальта представляют благоприятные условия для возникновения разломов. По Расселю (Russell)¹, такие образованные глыбы по мере перемещения вниз получают наклон в сторону склона (рис. 81).

В 1903 г. от Черепашной горы близ Франка в Альберте оторвался массив горных пород около квадратного километра по площади и от 120 до 150 м толщиной; сполз к подошве горы, пересек



Рис. 81. Схематический профиль через оползни северной окраины горы Lookout, штат Вашингтон. (По Расселю).

долину и переместился еще на 120 м по другой стороне долины, заняв своей массой пространство более 2 км² и имея высоту от 1,5 до 45 м. Породы состояли наверху из известняков, наклоненных по направлению к горе, а внизу из более рыхлых песчаников и сланцеватых глин. Они были рассечены многочисленными трещинами отдельности. Есть предположение, что это оползание произошло вследствие того, что гора имела очень крутой склон при слабом основании, состоящем из глинистых сланцев и песчаников; возникновению этого оползня содействовали, вероятно, землетрясение 1901 г., предшествовавший период сильных осадков и больших морозов, а также и разработки угля вдоль подошвы горы.

В 1920 г. во время сильного землетрясения в провинции Канзу, в Китае, оползли большие площади лёсса. Оползни отрывали целые террасовидные холмы, погребая или снося деревни, нагромождая каменные потоки, превращая долины в озера и другими способами сильно изменяя рельеф местности. Некоторые из этих снесенных, срытых мест имели более полукилометра в ширину, протягивались ранее в нетронутый массив свыше, чем на километр. Эти оползни образовали огромное количество грязи, которой было покрыто дно долины на многие квадратные километры. Одни из мелких оползней имели правильную форму, как будто бы были срыты гигантской лопатой, другие же имели такой

¹ Russell I. C. Cascades of Northern Washington. 20th Ann. Rept., U. S. Geol. Survey, pt. 2. 1900, p. 194.

вид, как будто они были вырваны зубами какого-то чудовища¹. Образовались не только обрывы, трещины и сбросы, но земля была совершенно сбита и низвергалась вниз как вода, образуя водовороты, вихри и такие изгибы, какие образуют только бурные потоки.

Мягкие илы, глины и мергели, отлагаясь под водой и особенно в дельтах, нередко соскальзывают под действием тяжести и обра-



Рис. 82. Оползни в лёссовом массиве в Китае.

¹ Close Upton and McCormick Elsie. Where the mountains walked. „Nat. Geogr. Magazine“, vol. 61, № 5, May 1922, p. 463.

зуют брекчии, складки, изгибы и обвалы. Отличительной чертой этих структур является то, что они располагаются в отдельных пластах или зонах, смежные же пласты совершенно не имеют подобной структуры. Грабау (Grabau)¹ приводил много примеров таких явлений из миоцена, юрских, триасовых, девонских и ордовичских пластов Европы и США. Эти пласты не подвергались, позднейшим, достаточно сильным тектоническим смещениям, которые могли бы повести к образованию подобных структур. Сами по себе эти структуры не дают достаточных отличительных признаков, по которым можно было бы отличить их от нарушений, возникших при более поздних тектонических смещениях, если не считать полного отсутствия в них кливажа.

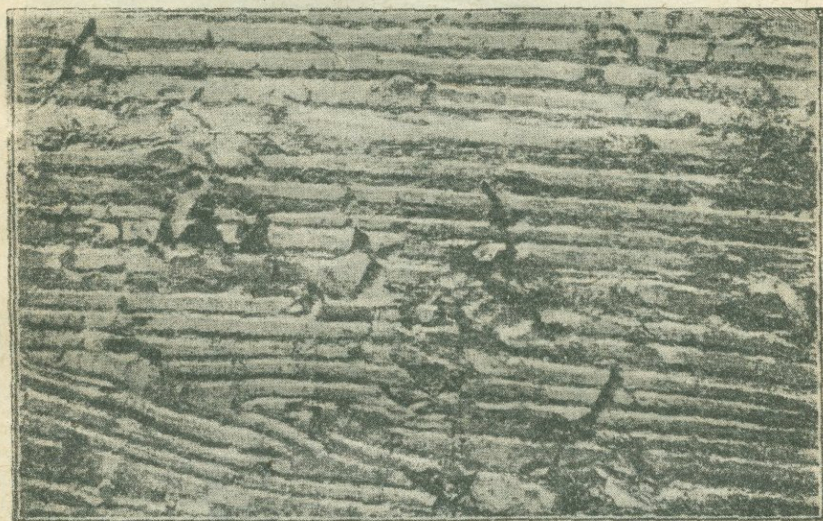


Рис. 83. Складчатость в слоистых глинах, одновременная с их отложением, Квебек. (По Вильсону).

Trenton Falls, штат Нью-Йорк², между ненарушенными пластами встречаются сильно складчатые и разломанные слои известняка. Прежде была некоторая тенденция приписывать появление этих структур или местным различиям в кристаллизации, или тектоническим нарушениям уже в отвердевших породах. Позднее происхождение этих структур стали приписывать скольжению пластов в мягком состоянии, может быть во время процесса их отложения; процесс их образования был описан Кайндлем.

Образование других подобных структур в известняках, соли и гипсе следует приписывать растворению, кристаллизации, коралловым образованиям и т. д., о чем упомянуто на стр. 131 и 182.

¹ Grabau A. W. Principles of stratigraphy, A. G. Seifer and Co, 1919, pp. 781—785.

² Miller W. J. Highly folded between non-folded strata at Trenton Falls, New York. „Jour. Geol.“, vol. 16, 1908, p. 428; Geology of Remsen Quadrangle. „Bull.“ 126, New York State Museum, 1909, p. 29—33.

Кайндль (Kindle)¹ описывает сморщивание и искривление пластов, без нарушения прилегающих слоев, в мягких отложениях залива Фунди и в современных осадках р. Афон, где тяжелые песчаные пласты отлагаются на очень подвижный ил, в результате чего более мягкие пласты выжимаются вверх, и образуются разнообразные смятия и сбросы. Он также воспроизвел эти структуры экспериментальным путем посредством накладывания на мягкие осадки различной нагрузки. Кайндль указывает, что глыбы ила на Миссисипи представляют просто выжатые кверху мягкие слои, обязанные своим происхождением указанному выше процессу. Одной из существенных черт, характерных для условий залива Фунди, является постоянное изменение осадкообразования под влиянием сильных приливов, а именно, смена отложения сносом и обратно. Некоторые из обнажений дна представляют горизонтальные пласты. Они срезаются впадинами, которые позднее заполня-

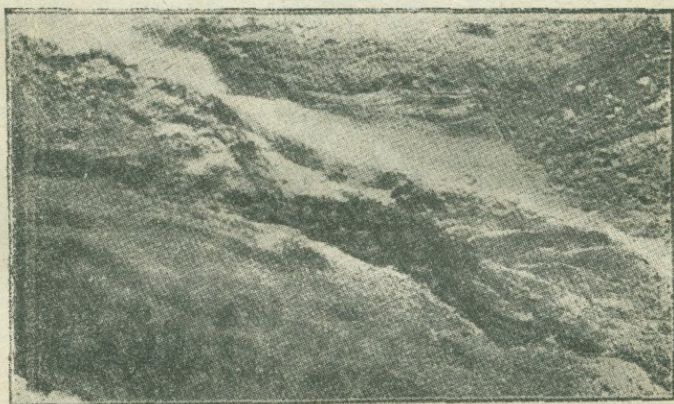


Рис. 84. Сбросы в ледниковых отложениях около Мадисона, Висконсин, возникшие вследствие таяния погребенного льда.

ются осадками, в последних прослоях, следуя покатостям впадин, выполняемых ими, отклоняются от горизонтального положения, приобретают ясно выраженный наклон. Горизонтальные слои, отложенные непосредственно выше этих неправильных поверхностей, ложатся несогласно на них.

Во время половодий в речных слоях, в мягких осадках, часто образуются глубокие рытвины с крутыми стенками. При спаде воды эти стенки обваливаются и оползают.

Местные нарушения и неправильности в залегании, созданные во время отложения пород, представляют особенный интерес при изучении структуры нефтяных месторождений. Ясно, что падения и простирания, имеющиеся в указанных выше структурах, нельзя класть в основу истолкования главных крупных структур. Задача еще осложняется тем фактом, что здесь часто

¹ Kindle E. M. Deformation of unconsolidated beds in Nova Scotia and Southern Ontario. „Bull. Geol. Soc. of Am., vol. 28, 1917, pp. 323—334.

должны быть учтены и другие нарушения, возникшие благодаря позднему растворению и отложению, оседанию, обвалам, оползанию пластов, действию растений, холода и т. д.¹

Озерные ледниковые глины часто обнаруживают неправильное залегание, указывающее на скольжение по ним или вспахивание их погруженной частью ледяных глыб (айсбергов). Сейльс (Sayles)² указывает, что «лед» медленно двигаясь по дну, раздробляет некоторые из верхних прослоев и снимает другие, нижележащие слои. Происшедшие таким образом зоны смятия представляют са-

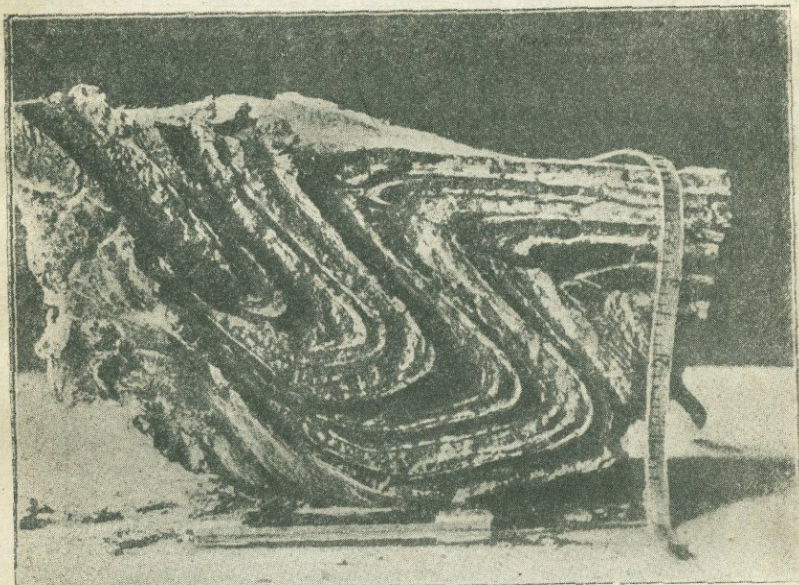


Рис. 85. Смятые слои ледниковых глин. (По Сайльсу).

мые обычные нарушения в ленточных глинах. В таких смятых зонах часто можно встретить различные обломки ледниковых пород; большинство обломков находятся на поверхности смятых слоев, иногда в виде моренных образований. В некоторых случаях смятые зоны обнаруживают явные признаки двигавшихся льдов. Смятые породы могут совершенно срезаться наверху; сама смятая зона часто состоит из складок, у которых расстояние между вершиной и основанием свода достигает двух, трех и даже более метров, с тонким прослоем морены в верхней части зоны.

Деформация слоев, залегающих между горизонтальными пластами глины, во многих случаях происходит вследствие скалыва-

¹ Mather Kirtley F. Superficial dip of marine limestone strata „Econ. Geol.“, vol. 13, 1918, pp. 198—206.

Eugene Wesley. Anomalous dips. „Econ. Geol.“, vol. 13, 1918, pp. 598—610.

² Sayles R. W. Seasonal deposition in aqueo-glacial sediments. „Mem. of the Mus. of Compar. Zoölogy, Harvard College“, vol. 47, N 1, 1919, pp. 37—38.

ния, сдвигания льдом пластов, лежащих выше деформированной зоны. Наблюдаемая складчатость может появляться в результате давления книзу только одного льда или благодаря волочению по дну движущихся льдов. По наблюдениям над глинами р. Коннектикуты направления описываемых складок соответствуют направлению движения льда, и я считаю более вероятным, что указанные выше складки обязаны своим происхождением скорее вспахиванию льдом дна, чем только вертикальному давлению его.

Непосредственное давление континентального ледникового покрова вызвало в ледниковых материалах целый ряд опрокинутых складок. Земляными выемками на территории Висконсинского университета была обнаружена почти горизонтальная опрокинутая



Рис. 86. Смятые афтонские (?) межледниковые отложения, вероятно, нарушенные перекрывавшим их Канзасским ледником, Монтана. (По Гайндсу и Грильсу).

складка или складка волочения длиной около 10 м и по положению, соответствующая определенному движению льда, идущему с северо-востока.

Возможно также, что рассматриваемые деформированные прослои могли явиться в результате «оползания под действием нагрузки покрывающих глин».

Во многих местах наблюдается нарушение флювиогляциальных и ледниковых отложений вследствие провалов.

В современных ледниковых отложениях часто можно видеть образование грязевых лавин, обвалов; они, несомненно, являются результатом сжатия и раздробления ледникового материала. Обвалы от таяния поддерживающего льда очень часто наблюдаются в щебневых холмах (камах), взах (eskera) и дельтах.

Этой причине обязаны своим происхождением маленькие нормальные сбросы и сложная мелкая складчатость, найденные во многих ямах для добычи песка и гравия, всюду на площади оледенения.

Всюду в штате Айова, Небраска канзасские ледниковые отложения содержат массы прослоев песка и гравия в нарушенном залегании; вероятно, эти массы были в замерзшем виде вспаханы надвигавшимся ледником.

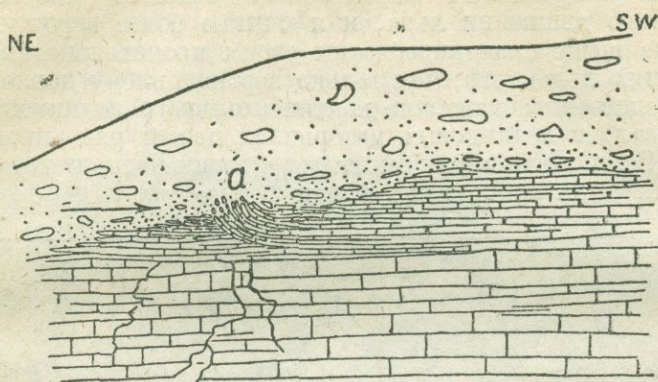


Рис. 87. Нарушения под действием напора ледника на тонкослоистые известняки; каменоломня к северо-востоку от Эвенсвила, Висконсин. (По Альдену).

Ледниковые цирки содержат большие массы обломков горных пород, происшедшие от обвалов и оползней на очень крутых склонах. Эти массы обломков в целом могут иметь форму маленьких ледников, и они, повидимому, двигались, примерно, в том направлении, что и глетчеры.

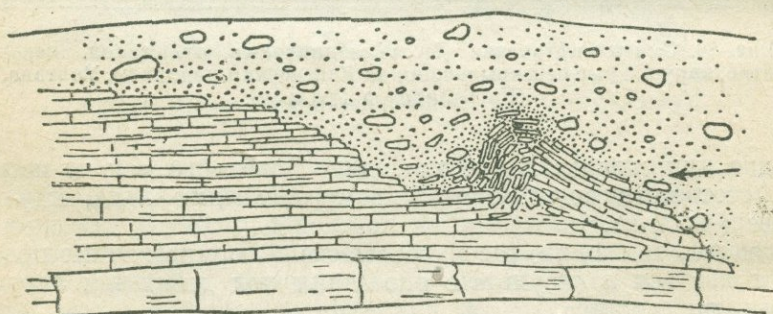


Рис. 88. Нарушения под действием напора ледника; смятые тонкослоистые известняки в каменоломне к югу от Орегона, Висконсин. (По Альдену).

Движение озерных льдов производит местные нарушения вдоль берегов, известные под названием ледниковых валов¹; породы этих валов смяты в складки, разбиты трещинами и сбросами.

¹ Buckley E. R. Ice ramparts. „Trans. Wiss. Acad. Sci., Arts and Letters“ vol. 13, pt. 1, 1901, 141—162.

Большинство из них имеет временный характер, потому что весной и летом они разрушаются, оседают и размываются водой.



Рис. 89. Ледниковый вал, образовавшийся от напора льда со стороны озера. (По Бёкли).

ОПОЛЗНИ, ПРОИСШЕДШИЕ ВСЛЕДСТВИЕ ИСКУССТВЕННЫХ ВЫЕМОК

Все вышеописанные оползни и сходные с ними нарушения объяснены своим происхождением естественным причинам; этот перечень можно еще дополнить нарушениями, происшедшими вследствие искусственных выемок, а именно вследствие таких земляных работ, как прокладывание железных дорог, разработки полезных ископаемых, прорытие каналов и пр.

Эти работы поставили важные вопросы в области применения геологии в инженерном деле; отчеты о них проливают свет на образование геологических структур. Глубокие рудничные разработки оказывают особенное влияние на кроющиеся породы и производят в них большие нарушения, которые детально исследуются инженерами. В этих случаях особенно тщательно фиксируются и анализируются и время и элементы стресса. Размер книги не позволяет уделить большого внимания этим наблюдениям; приходится ограничиться наиболее типичными примерами.

Оползни Панамского канала. Оползни на Панамском канале¹ развиты главным образом в выветрелой туфовой породе, изве-

¹ Becker G. F. Mechanics of the Panama Canal Slides. „Prof. Paper“ 98, U. S. Geol. Survey, 1917, pp. 253—261.

McDonald D. F. Some engineering problems of the Panama Canal in their relation to geology and topography. „Bull.“ 86, U. S. Bur. of Mines, 1915. „Report of Committee of Nat. Acad. of Sci. on Panama Canal Slides“.

стной под именем формации Cusagacha, весьма неустойчивой, во-первых, вследствие своей первоначальной текстуры, во-вторых, вследствие того, что интенсивное выветривание, дающее большое количество коллоидов, действовало на породы этой формации размягчающим образом и, в-третьих, вследствие местной трещиноватости и наличия сбросов.

Различают два рода оползней: 1) поверхностные скольжения по напластованию, трещинам или по плоскостям сброса, или же по другим неустойчивым поверхностям, захватывающие сравнительно небольшие массы, и 2) более глубокие скольжения по поверхностям, крутым вверху и выполаживающимся внизу, нарушающие значительно большие массы.

Чередования сухой и дождливой погоды оказывают большое влияние на поверхностные скольжения. Во время сухой погоды



Рис. 90. Схематический поперечный профиль через Панамский канал; стрелками показаны деформирующие движения. (По Макдональду).

поверхность совершенно высыхает на метр и больше в глубину, а в дождливую погоду она очень быстро пропитывается водой и легко размывается.

Эти поверхностные скольжения образуются, очевидно, в результате разломов, имеющих преимущественно характер натяжения. Более глубокие скольжения, имеющие более важное значение, образуются главным образом в результате скалывания под действием тяжестей. В этом случае возникает раздробление вдоль многочисленных плоскостей скалывания и некоторое внутреннее движение всей массы, напоминающее в общем течение породы.

Большой участок земли опускается почти вертикально, и его верхняя поверхность постепенно и заметно отклоняется от канала.

Оползни имеют очень грубые поверхности скольжения вследствие поверхностного разрушения их верхних частей. Движение внизу более или менее напоминает движение ледника, который внизу течет медленно и непрерывно, как вязкая жидкость, а на поверхности разбивается на глыбы.

Первое указание на образование оползня этого типа — это появление одной или нескольких почти вертикальных трещин в почве на некотором расстоянии от канала. Сначала они расширяются медленно, и вскоре может показаться, что деятельность их замерла; но затем снова начинается движение. После появления

первых трещин и до начала значительных движений земли могут пройти месяцы и даже годы. Затем непосредственно перед трещинами земля опускается вдоль незначительно искривленной, почти вертикальной поверхности.

По мере приближения к каналу оползание становится все менее и менее вертикальным и все более и более горизонтальным. Дно канала при этом часто приподнимается вертикально вверх и образует высокий вал; если же движение произойдет уже после того, как в канал была впущена вода, то оно повлечет

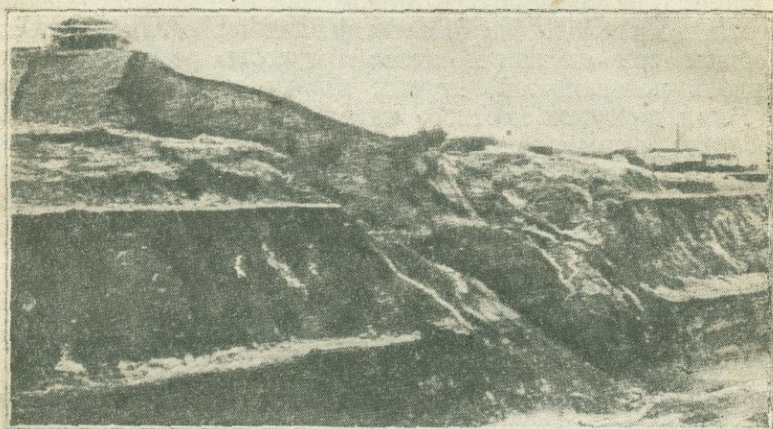


Рис. 91. Панамский оползень типа „сбросовой зоны“. Здание расположено на возвышенности, образованной базальтовой дайкой. Вид на север. Большая поверхность скольжения, почти параллельная северному краю дайки, отделила породы, сползающие вдоль зоны раздробления. (По Макдональду).

за собой образование острова и замыкание русла канала. Очевидно, трещины, обвалы, боковое движение и поднятие представляют собой явления, тесно связанные друг с другом¹.

Формация настолько тонкозерниста, что порода сохраняет совершенную насыщенность при помощи капилляров, и никакой дренаж не действителен. Значит, не может быть временного ослабления формации вследствие притока воды. Если вода и оказывает какое-либо действие, то только потому, что она заполняет более значительные трещины и другие пустоты, и этим увеличивает нагрузку. Геологический комитет Национальной академии наук, изучивший эти оползни, приходит к тому заключению, что если покрыть поверхность непроницаемым слоем с целью предохранить его от воды, то это не достигает своей цели, потому что капиллярность всячески удерживает породу в состоянии насыщения, что оползни возникают и в сухое и в сырое время года, что поверхностный дренаж может мало влиять на уменьшение воды в более значительных трещинах и пустотах, и что некоторую по-

¹ Rept. cit.

мощь может оказать только уменьшение нагрузки в некоторых точках поверхности.

Оседания в рудниках. В открытых разработках и карьерах имеют место оползни насыпей и стенок, подчиненные почти тем же самым законам, как и естественные оползни. Обычно оползни происходят вследствие крутизны стены, слабости пород, присутствия трещин, сбросов, плоскостей напластования или слабых слоев, представляющих подвижные зоны скольжения, а также вследствие доступа воды. Неотвердевший материал, подобный ледниковому наосу, впитывает такое большое количество воды, что последняя оказывает влияние на устойчивость стенок, как вследствие создавшейся нагрузки, так и вследствие размягчения некоторых глинистых слоев.

В общем эти оползни представляют собою результат скалывания вдоль поверхностей, крутых вверху и выполаживающихся внизу, при действии местного натяжения на поверхности, которое обязано своим происхождением незначительному уклонению движущихся частей. В больших открытых коях округа Мизеби, в Миннесоте, дренажу уделяют очень большое внимание, чтобы не допустить проникновения воды не только в стенки, но и в дрены этих стенок.

Постоянная возможность оползней требует самого тщательного изучения и анализа местных условий и, вероятно, прогресс в технике горных разработок более всего содействовал детальному изучению характера оползней.

Особенный интерес возбуждают оседания почвы над горными разработками и в особенности над очень глубокими¹. Горные породы не отличаются большою твердостью и не могут долгое время держаться над большими выработанными пространствами рудника; подземные выработки обычно обрушиваются, образуя четкие структуры.

Горные разработки часто ведутся на том принципе, что кровля будет обваливаться, и задача заключается в том, чтобы вести горные работы таким образом, чтобы можно было более или менее контролировать это обрушение и чтобы оно не мешало производящимся работам. Различные методы горных разработок построены на том принципе, что оседание должно идти более или менее, замещающая выемку внизу. Если нужно оторвать большую массу руды с значительными вертикальными и горизонтальными протяжениями, то работа начинается почти с самого верха, причем руде дают оседать более или менее постепенно по мере продвижения работы книзу. Если движение верхнего материала по какой-нибудь причине приостанавливается, то приходится принимать искусственные меры, а именно, взрывание кровли для того, чтобы предотвратить слишком большое расширение выработки рудника. Если работы продолжают, а движения все нет, если выработка слишком расширяется и если кровля, наконец, ослабевает, то появляется опасность ее обваливания и разрушения всех выработок.

¹ Young L. E. and Stock H. H. „Bull.“ 91, Engineering Experiment Station, Univ. of Ill., 1916, „Subsidence resulting from mining“ представляет превосходную сводку по этому предмету.

Если разработке подвергаются тонкие, спокойно лежащие или незначительно наклоненные пласты таких пород, как уголь, цементные, мергели или клинтонские железные руды, то в таком случае выработки можно поддерживать на неопределенный период времени, оставляя нетронутыми целые столбы породы в виде подпорок. Однако, при этом методе разработки значительное количество руды может остаться в столбах; и даже в таком случае кровля современем может обвалиться, если породы не отличаются исключительной твердостью, как например гнейсы дайрондэжских магнетитовых рудников.

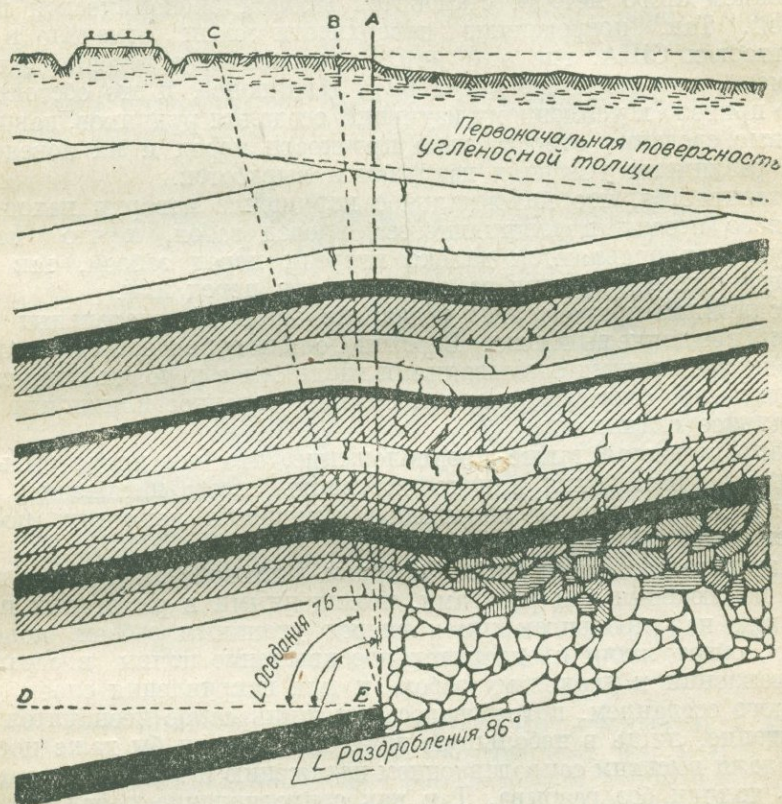


Рис. 92. Оседание, образовавшееся от выемки пласта угля. (По Юнгу и Стёку). Нижние из осевших пород раздроблены, более верхние опущены и разбиты трещинами, самые верхние осели без раздробления и трещин. В данном случае оседание произошло выше действительного угла раздробления.

Чтобы обеспечить вскрытие полезного ископаемого в более широких размерах, а следовательно, и более продуктивное и экономическое добывание его, часто применяют «вдольстенный» метод, особенно в тонких угольных прослойках; он состоит в выламывании руды вдоль разрабатываемого пласта, причем не оставляют никаких столбов, но для поддержания кровли отбрасывают

назад освобожденную от руды раздробленную породу. Пустая порода не может достаточно плотно прилегать к кровле и, следовательно, предотвратить некоторого оседания; если давление действует на раздробленную породу, то появляется большее или меньшее сжатие и оседание, которое передается на поверхность через верхнюю кроющую породу вдоль более или менее вертикальных плоскостей скалывания. Могут пройти годы прежде чем это медленное оседание достигнет поверхности земли. В более старых горнопромышленных округах, особенно в Европе, вопрос о повреждении зданий на земной поверхности, связанный с применением этого метода, становится важной экономической проблемой. Так, повреждение поверхности земли отмечено в тех местностях США, где этот метод применялся в течение долгого времени, как например в Северном Иллинойсе, и это обстоятельство привело к усиленному изучению оседания рудников, давшему ценные сведения относительно прочности пород и их поведения при различных условиях нагрузки и выработок.

Оказывается, что максимальное нарушение наверху находится немного позади продвигающегося вперед забоя, и что малые нарушения появляются далеко впереди перед забоем, так что иногда они ощущаются за сотни метров перед ним.

Истинная природа этих незначительных поступательных движений не вполне выяснена. Вероятно, они могут оказаться малыми, но одновременными скалываниями вдоль более пологих плоскостей скалывания, сопровождающими большее, главное или почти вертикальное скалывание.

Напрашивается также предположение, что они могут быть результатом натяжения или толчка вдоль слоев; натяжения или толчок происходят от внезапного обрушения лежащих позади слоев.

Мы приведем один случай в Северном Иллинойсе, когда тщательные наблюдения над реперами, помещенными в различных положениях над продвигающимся вперед угольным забоем, повидимому, обнаружили предварительное движение почвы в обратном направлении к угольному забою, и для искривления слоев, вызванного оседанием, потребовалось бы лишь самое незначительное движение, лишь в небольшую долю метра, если бы даже породы обладали высоким сопротивлением натяжению и могли бы испытывать толчки без разрыва. Так как сопротивление пород натяжению чрезвычайно мало, особенно это относится к большим массам, разбитым трещинами, то не легко доказать, что нарушение перед двигающимся вперед угольным забоем действительно является скорее результатом толчка (pull), чем результатом скалывания под действием тяжести.

Если тонкие слои круто наклонены и, особенно, если горные породы принадлежат к умеренно competentному типу, то выработки можно предохранить от разрушения на неопределенное время, оставив несколько столбов (pillars), как например в медных рудниках Верхнего Озера. Однако, если глубина выработки превышает километр, то оказывается, что в этих условиях, даже и при этом методе, столбы не выдерживают давления кроющих

пород и обрушиваются с большой силой, что сопровождается незначительными землетрясениями. Разрушение обычно начинается с разломов, наклоненных к граням или выступам столбов.

При огромном разнообразии условий в рудниках трудно сформулировать общие для всех условий правила оседания. В этой проблеме принимают участие следующие факторы: предельная сила сопротивления пород, их структура, число и положение таких зон слабости, как слабые слои, трещины, сбросы и плоскости напластования, условия дренажа, глубина выработки, величина и форма выработки, темпы работ, химические, минералогические, объемные изменения, непрерывно действующие на породу близ земной поверхности, особенно под влиянием изменяющегося дренажа.

В общем поверхностное оседание захватывает площадь, большую чем выработанная, что указывает на то, что разрывы, слу-

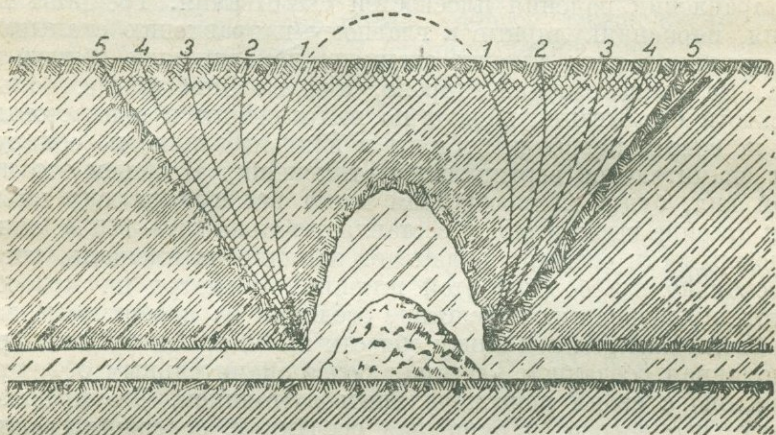


Рис. 93. Оседание над выработанной площадью; видно расширение зоны оседания вверх. (По Юнгу и Стёку).

жащие проводниками оседания, проявляют тенденцию к веерообразному расхождению вверх. Оказывается, что в пластах с незначительным падением один ряд разрывов проявляет тенденцию располагаться перпендикулярно к напластованию. Этот принцип открыт бельгийскими и французскими инженерами несколько десятков лет тому назад и известен под названием «закона перпендикуляра».

Это явление особенно часто наблюдается в угольных прослойках с незначительным падением. Однако, если падения становятся круче, то разрывы не принимают соответственного горизонтального положения, но имеют почти даже более вертикальное направление, чем того требует закон перпендикуляра. На глубине также, повидимому, наблюдается такое же отклонение от закона перпендикуляра. Что касается самой рудничной выработки, то первым действием разрыва может быть так называемое выгибание кровли.

Оно, вероятно, представляет собою не настоящую структурную дугу, но простую пустоту, оставшуюся после падения глыбы горной породы; эта пустота, вероятно, может существовать одновременно с разломами, которые простираются далеко вверх в кровлю рудника. Постоянное падение глыб горной породы, естественно, вытягивает эту дугообразную кровлю веерообразно кверху, пока вся находящаяся наверху земля не обвалится в выработку.

Пример оседания в большом масштабе мы видим в одном из рудников Верхнего Озера, где большая масса руды была извлечена из рудника с глубины, достигающей больше 600 м. Слон имеют моноклинальное падение около 60°. Вдоль нижней стены имеются скольжения или скальвания, которые близ поверхности проявляют тенденцию косо пересекать напластование и принимать горизонтальное положение. Вышележащие части двигаются в направлении падения плоскостей скальвания. Трещины натяжения, перпендикулярные к главному направлению скальвания, обнаруживаются во многих зданиях, находящихся вблизи рудника. На вышележащей стороне, или висячем крыле, большие плоскости скальвания падают по направлению к напластованию. Они не совсем перпендикулярны к напластованию, но обнаруживают значительное вертикальное отклонение. В общем это имеет такой вид, будто клинообразная масса втиснута в зону выемки. Хотя ширина выемки внизу составляет только 150—175 м, однако, на поверхности оседание оказывает влияние на площадь, которая в несколько раз больше этой ширины. Несмотря на это, объем пустот, происшедших вследствие оседания на поверхности, меньше объема заполненной внизу области выемки, потому что порода, разломанная оседанием, обладает более значительным объемом по сравнению с своим первоначальным состоянием. Это происходит потому, что порода, нарушенная оседанием, содержит трещины, брекчии и неправильные пустоты.

Таким образом, очень значительное движение на глубине может быть гораздо менее заметным на поверхности, так как оседание выразилось не только в вертикальных движениях (вверху, но и в образовании незаметных пустот внизу).

Само собой разумеется, что такого рода движения в сущности представляют собою скальвания вдоль наклоненных поверхностей. Однако, в верхних частях оседающая масса вследствие натяжения действительно отрывается от твердого основания, оставляя открытые щели.

Оседающая масса может двигаться, как одно целое, но при детальном рассмотрении в ней наблюдаются большие разрывы, и отдельные части ее движутся с неодинаковой быстротой. Нет какого-нибудь общего закона распределения внутренних разрывов. Близ поверхности земли разрывы более многочисленны и более неправильны, а глубже, несомненно, имеют место более правильные плоскости скальвания. Если материал мягок, то внизу может иметь место плавное движение, имеющее даже характер течения породы, хотя оно не образует сланцевых или рассланцованных структур, указывающих на течение породы.

Брозды, штрихи и другие подобные структуры, а также глинистые примазки, часто сопровождают эти движения, если породы отличаются соответствующим составом и сложением. Данные относительно быстроты или медленности этих движений представляют собою наиболее важное приобретение наших исследований оседания рудников.

Исследование оседания рудников доставило нам очень ценные сведения об отношении движений к времени. В некоторых рудниках наблюдения над движениями производились следующим образом: репера ставили на земной поверхности и под землей и через правильные промежутки времени делали над ними наблюдения; все трещины отмечались стрелками. Даты появления новых трещин сравнивали с этими записями и получали очень верное представление о нормальном развитии оседания.

По данным наблюдения, движения в общем происходят медленно, измеряются месяцами и годами, и быстрота их бывает неодинаковой. До некоторой степени быстрые движения могут чередоваться с периодами покоя; иногда также имеют место катастрофические движения. В руднике Чепин (Chapin), одном из целого ряда железных рудников района Menominee, происходит оседание, обусловленное углублением рудника на 700 м, но это оседание отличается такой постепенностью, что не мешает железнодорожному движению по насыпи, пересекающей оседающую площадь; это достигается медленным постепенным увеличением высоты насыпи так, чтобы оно шло в уровень с оседанием.

По мере расширения и углубления рудничных работ проблема оседания приобретает все большее и большее значение. Повреждения вышележащих прослоев полезных ископаемых и наземных сооружений служат причиной крупных судебных исков и большой затраты денег на исправление повреждений или на покрытие убытков от последних. В Европе оказалось необходимым создать законы для разрешения проблем, вызванных оседанием. В США эти проблемы только что начинают приобретать серьезное значение. Специалисты по структурной геологии все чаще и чаще привлекаются к изучению этих проблем, и в близком будущем мы, вероятно, узнаем очень много нового об их геологических взглядах на эти вопросы.

МЕСТНЫЕ НАРУШЕНИЯ ВСЛЕДСТВИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОБЪЕМА

Движения породы под действием силы тяжести производят опускания земли и другие связанные с ними явления, но есть еще поверхностные движения вследствие расширения и сжатия массы, которые, вероятно, могут быть причиной образования всех структур, наблюдаемых при оползнях, и их часто трудно отличить от результатов скольжения массы.

При высыхании осадочных пород происходит уменьшение объема и обвал, проявляющиеся во многих трещинах и сбросах и может быть местами в складчатости более слабых слоев.

Сбросы и трещиноватость представляют собою достаточно известные результаты изменения объема при охлаждении вулканических

пород, поэтому некоторые землетрясения приписывают этой причине; последовательные периоды набухания (Wetting) и высыхания осадочных пород или нагревания и охлаждения горных пород могут давать очень сложные результаты.

Выветривание вулканических пород в общем служит причиной изменения объема как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения, которые проявляются в местных структурных неправильностях.

Скольжения, глинистые примазки и борозды, часто наблюдаемые в сильно выветрелых породах, особенно в вулканических, непосредственно говорят о местном изменении объема, а вовсе не о каком-нибудь более значительном тектоническом нарушении. Вспучивание гипса издавна считается первопричиной местной де-



Рис. 94. Образец гипса из Гильбароу. Сильно смятые прослои между менее смятыми слоями. (По Миллеру).

формации. Существует предположение, что первоначально отлагается главным образом безводный гипс и что гидратация гипса происходит во время отложения последнего и после отложения. Объем увеличивается на шестьдесят процентов. Слои гипса характерно сжимаются и искривляются в соответствии с изменением объема. Отложения соли обнаруживают такие же явления.

Провал рудных тел во время выщелачивания в зоне выветривания представляет собою достаточно известную причину образования трещин, сбросов и складок.

Железорудные отложения Mesabi, в Миннесоте, являются одним из самых известных случаев такого провала, где последний определен количественно и связан с известными химическими и минералогическими изменениями. Такие сведения приносят пользу при рудничных разработках, потому что по провалу в слоях железорудной формации можно вывести заключение о концентрации руды в более глубокой зоне.

В общем структуры, происшедшие вследствие изменения объема, представляются местными, непостоянными и не связанными с более значительными тектоническими чертами земной коры.

ОПЫТЫ ПО ДЕФОРМАЦИИ МЯГКИХ ПОРОД

При опытах по образованию трещин и сбросов, естественно, пользовались только твердыми, хрупкими материалами. Более мягкие материалы употреблялись главным образом при попытках воспроизвести складчатость; оказалось, что при этих опытах были получены не только складки, но и самые разнообразные сбросы и брекчии. Виллис воспроизводил в своей лаборатории механические условия апалачской структуры¹ с материалами, скорее похожими на мягкие, чем на твердые породы.

В лабораториях структурной геологии и литологии в университете Висконсинны были получены самые разнообразные структуры при искривлении глины, песка и мергеля. Один из этих интереснейших опытов изображен на рис. 97; он показывает мягкие обломочные осадочные породы, первоначально слегка наклоненные, соответственно с начальным падением (initial dip), с нагрузкой наверху.

Более мягкие слои сползают в направлении по падению, давая начало складкам и сбросам. Этот опыт обнаружил тот замечательный факт, что во время деформации происходит большее или меньшее взаимное проникновение материалов различных пластов — это приводит нас к мысли о том, что этот факт мог бы служить критерием для определения таких структур в поле.

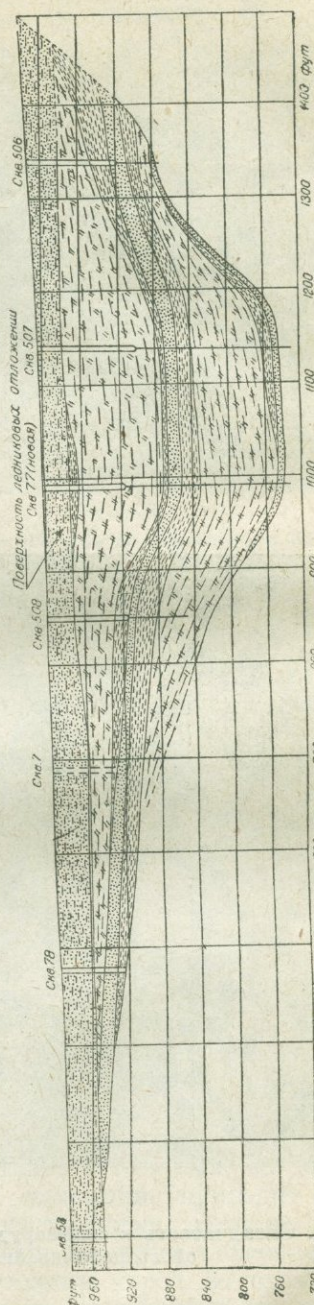
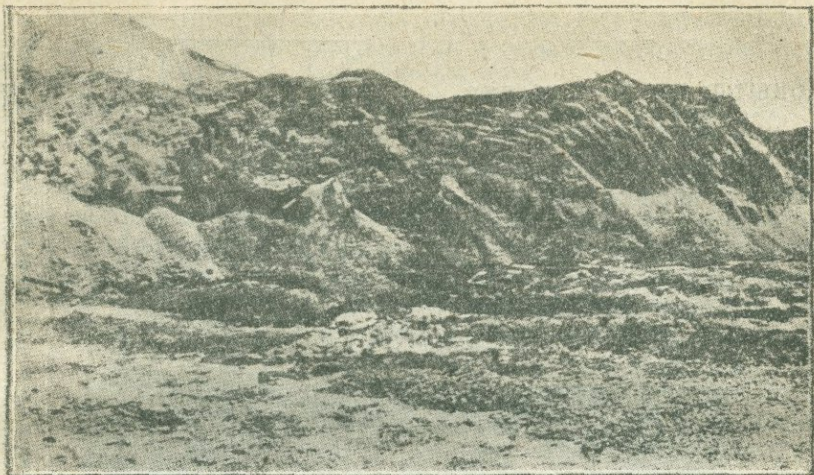
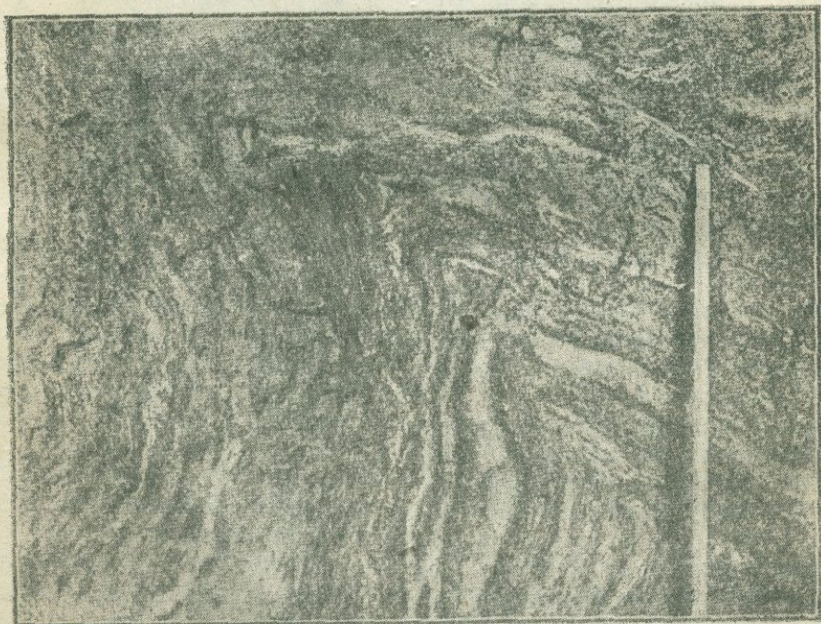


Рис. 95. Поперечный разрез через рудную залежь Mesabi. Виден провал слоев под влиянием выщелачивания кремния во время концентрации руды. Следует обратить внимание на то, что рудные слои резко прогнуты вниз в контакте их с прилегающей породой и что максимум провала приходится над самой мощной частью рудной залежи.

¹ Willis B. The mechanics of Appalachian structure. 13th Ann Rept., U. S. Geol. Survey, pt. 2, 1893, pp. 211—281.



А



В

Рис. 96. Складчатость в железорудных слоях, возникшая при провале от выщелачивания кремнезема, Mesabi.

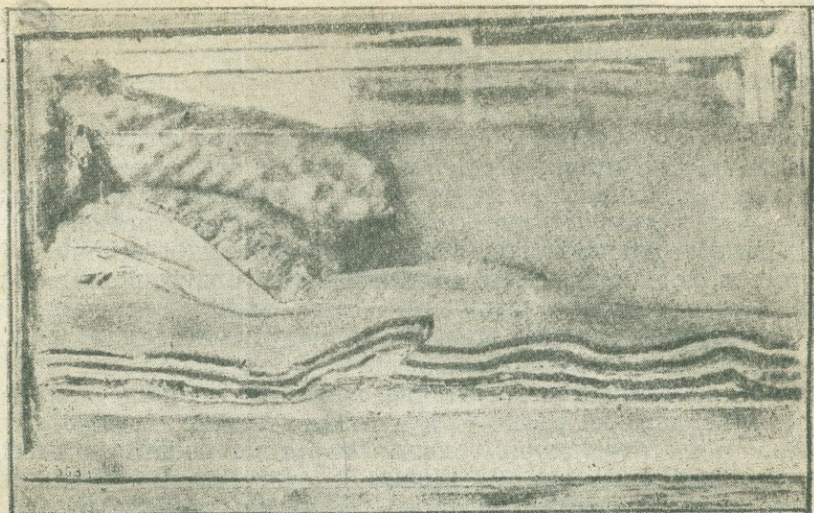


Рис. 97. Опыты по деформации мягких осадков под действием нагрузки.
(По Реттгеру).

**КРИТЕРИИ, СЛУЖАЩИЕ ДЛЯ РАЗЛИЧЕНИЯ СТРУКТУР,
ОБРАЗОВАВШИХСЯ В НЕКОНСОЛИДИРОВАННЫХ
ИЛИ РАСПЛАВЛЕННЫХ ПОРОДАХ, ОТ СТРУКТУР
ОБРАЗОВАВШИХСЯ В ТВЕРДЫХ ПОРОДАХ**

Несмотря на то, что мы имеем многочисленные, подтвержденные наблюдением, доказательства движений в неконсолидированных и мягких породах, однако, структуры, являющиеся следствием таких движений, недостаточно резко отграничены от результатов деформации твердых пород. Обе эти структуры обычно описывают и рассматривают независимо друг от друга, и при изучении структур не обращают достаточного внимания на тот факт, что некоторые из них не являются результатом деформации твердых пород, а унаследованы от той стадии, когда породы находились в мягком состоянии. Различение не только последовательных периодов деформации, но и состояния пород во время деформации становится очень важной проблемой в структурной части полевой работы.

Тот факт, что некоторые структуры, наблюдаемые в настоящее время в твердых породах, образовались в то время, когда породы находились в другом физическом состоянии, приводит к таким выводам относительно истории диастрофизма, которые в корне отличаются от выводов, построенных на предположении о кристаллическом и компетентном состоянии пород во время деформации. Некоторые из этих критериев, изложенные ниже, не так точны, как это было бы желательно, но они могут служить для приблизительной характеристики нашего современного знания об этом важном предмете. Эти критерии представлены двумя груп-

нами: 1) критерии, отличающие структуры, образовавшиеся в твердых породах, от структур, образовавшихся в неотвердевших породах; 2) критерии, отличающие структуры, образовавшиеся в твердых породах, от структур, которые образовались в расплавленных (molten) массах.

Критерии, отличающие структуры, образовавшиеся в твердых породах от структур, образовавшихся в неотвердевших осадочных породах. 1. Мягкие породы не компетентны и не содержат таких, как у твердых пород, полостей (cavities), происшедших вследствие трещиноватости, сбросов и образования брекчий. Полости есть, но они, вероятно, должны быть невелики, непостоянны, и должны появляться лишь местами; по всей вероятности, трещины и сбросы должны быть более неправильными и извилистыми.

2. Мягкие породы недостаточно компетентны и не передают стрессов на далекие расстояния и, следовательно, вообще возникающие в них структуры должны, вероятно, носить местный и непостоянный характер. Обширные и однообразные трещины и сбросы и системы разломов редко возникают в этих условиях. Здесь появляются, вероятно, складки в большом масштабе, хотя из этого правила есть исключения, как в случаях, упомянутых на стр. 168—169, где складки образовались вследствие сжатия мягких слоев под вертикальной тяжестью налегающих осадочных пород, или же в случае, описанном на стр. 131, где складки отражают погребенный рельеф.

3. Разломы, образовавшиеся тогда, когда породы находились в мягком состоянии, должны, вероятно, цементироваться материалом этой же породы, который или проникал в пустоты в виде вязкой массы, или же выпадал в виде химического или механического осадка. Цементирующее вещество может обнаружить сложную структуру, если оно образовалось путем осаждения; если же оно образовалось путем течения, то оно должно обнаруживать незначительную отдельность, параллельную направлению течения, но не настоящий кливаж течения. Если разломы образуются в твердых породах, то они или остаются открытыми или же цементируются жильным материалом; или как в разломах мягких пород, полости заполняются течением в пустоты более мягких прилегающих слоев, а в этом случае течение, вероятно, отмечается кливажем течения.

4. Структуры, происшедшие от деформации мягких пород, вероятно, не должны отличаться такими резкими, законченными чертами, как структуры, являющиеся продуктами деформации твердых пород. Опыты обнаруживают, что существует известное взаимное проникновение зерен прилегающих пластов во время их деформации в мягком состоянии.

5. Насколько автору известно, истинный кливаж течения, характеризующийся развитием вторичных пластинчатых минералов, ограничивается деформацией твердых пород. Нарушения в стадии мягкости могут образовывать грубую, пластинчатую структуру или отдельность, наклоненную к напластованию, или же могут усилить сланцево-глинистые отдельности, но они, по видимому,

не производят сланцевой структуры, наклонной к напластованию и характеризующейся обилием пластинчатых минералов. Сплошная и запутанная складчатость в кристаллической сланцево-глинистой формации, без заметного разлома и не сопровождающаяся квиважем течения, заставляет подозревать, что деформация произошла в ранней, неотвердевшей стадии.

6. Складки, сбросы, трещины и брекчии или межформационные конгломераты и трещины усыхания в мягких породах могут ограничиваться отдельными слоями в толще согласно следующим слоям, где, по всей видимости, не было большого промежутка между отложением подстилающих и налегающих слоев, и где структурное нарушение является просто случайным или временным перебивом процесса отложения, который при других обстоятельствах отличался бы непрерывностью. Структуры указывают, что масса получила достаточную связанность и могла распадаться на осколки, хотя может быть и была далека от твердого состояния. Отвердевание и трещиноватость могут произойти вследствие временного выхода породы на воздух, что является причиной образования трещин усыхания и очень неправильных брекчий, или же они могут быть результатом быстрого течения или подводной эрозии.

Обыкновенно эти структуры не отличаются большим распространением и не указывают на движение, происходящее в одном и том же направлении на всей большой площади.

7. По природе отложений мы до некоторой степени можем судить о тех условиях, при которых произошла деформация. Так, например, если скольжение и опрокинутые складки находятся в дельтовых отложениях, то их образование скорее следует отнести к тому периоду, когда породы находились в мягком состоянии, чем в том случае, когда такие структуры осложняют однообразно напластованные морские пески или же пласты кварцевой формации.

8. Те местные структуры, которые не дают удовлетворительных критериев, вероятно, могут быть настолько связаны с большими областными структурами, что это указывает на общее их происхождение. Так, например, местное волочение в слоях может происходить в направлении, обусловленном большими смещениями, указывающими на соответственное происхождение. Часто более значительную структуру можно приписать орогеническим движениям, возникшим уже после консолидации пород, и в этом случае можно установить соотношение между местной и главной структурами.

9. Отношение деформации к эрозионной поверхности, настоящей или же погребенной в пластах, может дать ключ к определению даты происхождения структуры, а следовательно, и к вероятной степени отвердения пород во время деформации.

Говоря о критериях, мы несколько раз упоминали о местной и ограниченной системе структур мягких пород. На самом деле на этот критерий нельзя полагаться без твердых доказательств. Система является только относительной, и при классификации

какой-нибудь данной структуры у нас не будет образца для сравнения. Некоторые структуры твердых пород также представляют собой местные образования, а некоторые структуры мягких пород представляют широко распространенные образования, может быть более обширные, чем мы теперь думаем.

Критерии, отличающие структуры, образовавшиеся в твердых породах, от структур, образовавшихся в расплавленных массах. Движения масс в стадии плавления производят гнейсовую структуру, складки, сбросы, брекчии и т. д., которые иногда трудно отличить от результатов более поздних движений после того, как породы отвердели и выкристаллизовались. Достаточно полное рассмотрение критериев, их отличающих, выходит за пределы структурной геологии и относится уже к метаморфизму, петрологии и учению о вулканических явлениях, и мы не будем их здесь касаться. Мы ограничим наши объяснения немногими, наиболее характерными и бросающимися в глаза, структурными чертами.

Некоторые критерии для распознавания первоначальных гнейсов огневого происхождения суммированы Трюменом (Trueman)¹ следующим образом.

Полевой признак. Стибание в гнейсе апофизов, параллельное стенкам под углом к сланцеватости включающих пород²; пегматитовые жилы, принадлежащие к той же самой магматической серии, как гнейс, или параллельны гнейсовой структуре и расчленены вместе с ними, или же пересекают гнейсовую структуру и не нарушены; недостаточно резкий контакт между кислыми и более основными частями гнейса, указывающий на высокую температуру во время отвердевания различных полюс³; присутствие включений других, лишь слегка деформированных пород в основной массе резко полосчатого гнейса⁴, присутствие лентных полос совершенно другого состава, причем ни одна из них не обнаруживает признака скалывания; струйчатобразные искривления полюс, часть которых может замыкаться в круг⁵.

Минералогический признак. Присутствие минералов, характерных только для вулканических расплавленных масс и расположенных так, что их происхождение нельзя приписать метаморфизму плотных пород, т. е. нефелина и оливина; строения, объясненные своим происхождением кристаллизации из вулканических жидких масс. По мнению Вейншенка⁵, эпидот, гранат, клиноцоизит, силлиманит и хлорит кристаллизуются из магм в первоначальных гнейсах вследствие давления, являющегося спутником отвердевания породы, но нам еще не совсем известно истинное состояние породы во время деформации».

¹ Trueman J. D. The value of certain criteria for the determination of the origin of foliated crystalline rocks. „*Jour. Geol.*“, vol. 20, 1912, p. 231.

² Gregory J. W. „*Quart. Journ. Geol. Soc.*“, London 1894, p. 265.

³ Geol. Survey Can., „*Mem.*“ 6, 1910, p. 83.

⁴ „*Geol. Mag.*“, new. ser., decade 4, vol. 4, 1897, p. 354.

⁵ Weinschenk E. *Congres' geol. inter., compte rendu, session VIII, I, 1900, p. 340.*

Трюмен показывает, что некоторые черты удлинения минералов, которые приписывали кристаллобластической структуре метаморфических гнейсов, на самом деле присущи первоначальным гнейсам и что строение первоначальных гнейсов в целом, повидимому, занимает промежуточное положение между вулканическим и метаморфическим типами, причем оно более приближается к последнему, и этот факт соответствует тому, что движения, образующие полосы искривления, продолжают позднее в период отвердевания расплавленной массы.

Использование текстуры в качестве критерия для установления тождества первоначальных гнейсов в целом, повидимому, должно иметь лишь ограниченное применение, если бы даже оказалось, что первоначальные гнейсы в целом имеют сложение вулканических пород, тогда как вторичные гнейсы в целом имеют кристаллобластическое сложение.

Проблема определения происхождения гнейсов еще более запутывается вследствие так называемых гнейсов, инъецированных, происшедших вследствие интрузии вулканического материала тонкими листками между прослойками местной породы. Эти гнейсы могут иметь характер и первоначальных и метаморфических гнейсов.

Вообще в первоначальных гнейсах полосчатость страдает недостатком постоянства, и складчатость полос является гораздо более неправильной, местной и запутанной, чем структуры, происшедшие вследствие более поздних динамических движений.

Сланцеватость не так часто наблюдается в вулканических гнейсах, как в гнейсовых структурах (стр. 119—121).

Сбросы и брекчи, образовавшиеся в стадию расплава, являются также местными, запутанными и проявляют меньшую правильность в расположении и в признаках однообразного направления движения, по сравнению с такими же структурами, образовавшимися в стадии твердости.

Щустоты заполняются выкристаллизовавшимися вулканическими породами, похожими на отдельные осколки, но резко отличающимися от многочисленных жильных инфильтратов, образовавшихся уже тогда, когда порода отвердела (стр. 186—187). Течение породы, следующее за разламыванием пород, может точно так же заполнять пространства материалом породы; но этот материал, очевидно, отличается большой сланцеватостью, и угловатые обломки более или менее округляются и удлиняются.

**ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ:
ГЕОАНТИКЛИНАЛИ, ГЕОСИНКЛИНАЛИ,
ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ, КОНТИНЕНТЫ,
ГОРЫ, ПЛАТО, ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ
И ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ¹**

До сих пор мы рассматривали те нарушения горных пород, которые являются объектом нашего непосредственного наблюдения, те структурные единицы, с которыми мы встречаемся в полевой работе. Изучая земную поверхность с более широкой точки зрения, мы можем различать на ней континенты, океанические бассейны, горные системы, плато, области опускания, геoaнтиклинали, геосинклинали и другие крупные черты лика земли, которые, если и не целиком, то отчасти были созданы описанными выше дислокациями.

Геoaнтиклиналь представляет незначительное поднятие обширной площади, подобное же прогибание площади вниз является *геосинклиналью*. Они иногда не зависят от местных структур; районы с сложной складчатостью и сбросами могут целиком изгибаться вверх и вниз. Кроме того, геосинклиналь может усиливаться вследствие эрозии, и когда, позднее, эта область подвергнется опусканию и заполнится осадками, то трудно бывает определить, насколько эта депрессия обязана своим происхождением прогибанию и насколько эрозии; несмотря на это, такие области часто называют геосинклиналями отложения (*geosyncline of deposition*). Некоторые части земной коры в продолжение геологического времени имели тенденцию к прерывистому поднятию, и вследствие этого остались не покрытыми морскими осадками. Они называются *положительными элементами*². Другие части, называемые *отрицательными элементами*, неоднократно погружались под уровень моря в течение истории земли. Докембрийский

¹ В этой главе мы не пытаемся дать сколько-нибудь исчерпывающего описания современных морфологических черт земной поверхности; непревзойденной работой в этой обширной области геологии является большой классический труд Э. Зюсса (Suess), на который мы главным образом и опираемся в дальнейшем изложении.

² Willis B. A theory of continental structure, applied to North America. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 18, 1907, p. 390.

щит Северной Америки и Балтийский щит Европы представляют собой положительные элементы, а палеозойская область долины Миссисипи и Подмосковная впадина — отрицательные. Такие подразделения являются, конечно, неопределенными, и границы между указанными элементами много раз изменялись в течение геологического времени.

Эрозия и отложение играют важную, часто доминирующую, роль в создании рельефа этих обширных структурных единиц. Эти страницы посвящены рассмотрению их структурных особенностей, которые являются лишь частью их общего строения, их истории. Изучение других их особенностей относится либо к области *физиографии*, в задачу которой входит описание и выяснение происхождения характерных черт лица земли, либо к *палеогеографии*, которая на основании изучения осадочных пород дает реконструкцию суши и моря в различные периоды геологического прошлого. Структурная геология, физиография и палеогеография так тесно связаны друг с другом, что ни одна из этих наук не может развиваться самостоятельно, — факт, признанный лишь недавно исследователями в этих областях знания.

Структуры, рассматриваемые здесь, настолько обширны, что представление о них обычно связывается с представлением о сильных внутренних движениях в земной коре, движениях более сильных, чем те, которые являются причиной появления складок, сбросов и трещин. Вертикальное поднятие или депрессию можно скорее заметить, чем признаки горизонтального сокращения, хотя последнее легко доказать, если рассматривать структуру как целое. Преобладающие вертикальные движения этого рода являются скорее движениями эпейрогенического, чем орогенического характера. Мы имеем весьма обильные палеогеографические доказательства того, что эпейрогенические движения происходили во всех местах и во все времена истории земли. На самом деле такие движения представляют обычное явление; поверхность земли, по видимому, постоянно поднимается в одних областях и опускается в других.

Следует заметить, что поднятие и спускание — термины относительные: при понижении морского дна континент кажется поднимающимся, хотя бы он сам и не проявлял никакого движения; иль и континент и океан могут опускаться, но с различной быстротой, и в этом случае видимое поднятие или опускание просто выражают разницу в скорости указанных движений. Действительное поднятие или опускание очень трудно проверить индуктивным методом, исходя из прямых наблюдений.

Крупные структурные единицы, связанные по своему происхождению с эпейрогеническими движениями, могут существовать или самостоятельно, или же вместе с более мелкими единицами орогенического происхождения. Если в своем расположении они связаны друг с другом, то это может навести на мысль об общности их происхождения, хотя в действительности такая зависимость была доказана лишь для немногих случаев. Замечено, что плато, горы и континенты окаймляются с той или с другой, или с двух сторон складками или большими надвигами, поверхности которых

падают под поднятые области. Периферическое расположение этих структур наводит на мысль, что они являются не случайными явлениями в тех деформациях, которые создали указанные крупные структуры.

Эти главные элементы и их генетическая связь с местными второстепенными структурами, естественно, представляют большой интерес для изучающих происхождение и развитие земной поверхности, и делается много усилий для того, чтобы найти соотношение между ними и вывести из них общие заключения относительно поведения земли, как целого, в течение долгого ее развития.

Наблюдая местами признаки некоторого порядка и синхронизма в явлениях, нельзя не думать, что главные деформации земли, как целого, могут быть в конце концов сведены к явлениям более простым, чем те, которые можно предполагать на основании отдельных наблюдений над неправильностями в строении поверхности земли. Как и следовало ожидать, все такие попытки не были особенно успешны, потому что наше знание земной поверхности далеко от совершенства и потому, что интерпретация основных фактов часто сбивалась с правильного пути первоначальными предположениями, касающимися и происхождения земли и причины появления и распространения основных тектонических движений в земной коре. Наблюдатели обычно выводят из структурного комплекса земной коры те обобщения, которые они хотят видеть в нем. Можно принять любую гипотезу и найти факты, согласующиеся с этой первоначальной предпосылкой. Повидимому, такое заключение является правильным и для гипотез, совершенно друг другу противоположных; поэтому, если данное положение соответствует одной гипотезе, то это не является еще действительным доказательством того, что данное положение совершенно исключает другую гипотезу. Одним словом, наше изучение этой проблемы при помощи индуктивного метода находится еще в весьма элементарной, первоначальной фазе развития, и может быть пройдет долгое время, пока мы будем иметь достаточно основных данных, чтобы дать такие верные индуктивные обобщения, которые были бы свободны от предвзятых понятий и мнений о том, что «должно быть». Это мы говорим не в осуждение тех, кто пытается глубже заглянуть в земную кору: истина обнаруживается только в результате настойчивых попыток разрешить ту или иную проблему. Наша цель заключается в том, чтобы указать на необоснованность всех объяснений происхождения наиболее крупных черт лица земли, потому что эти объяснения еще не подтверждаются непосредственным наблюдением.

Мы вышли бы далеко за пределы поставленной задачи, если бы попытались дать в настоящей книге современное положение исследования основных структурных единиц земной коры, так как этот вопрос тесно соприкасается с различными гипотезами о происхождении земли. Изложение указанных исследований, правда, является логическим заключением изучения структурной геологии, но оно предполагает знание стольких других фактов и столь-

ких других дисциплин, что обсуждение этого вопроса слишком отдалило бы нас от нашей главной темы — изучения деформаций, доступных непосредственному наблюдению. Поэтому здесь следует ограничиться лишь указанием на вполне достоверные факты и гипотезы, связанные с рассматриваемыми главными тектоническими единицами земной коры.

ГОРЫ

Типы гор. Эрозия может вырезать горы из недеформированных осадочных или изверженных пород. Они могут также образоваться в результате одной аккумуляции вулканического материала, без помощи эрозии или последующей деформации. Большинство более значительных горных цепей образовалось, однако, из горных пород, подвергшихся деформации и последующему поднятию. Такие горы называются *тектоническими*. В зависимости от природы деформации, они называются также глыбовыми горами, моноклинальными горами, синклиналиными и т. д. Вообще, пожалуй, время возникновения гор считается со времени деформации поднятия, а не с периода эрозионного расчленения. Поднятие относительно уровня моря должно предшествовать эрозии, и в этом смысле оно является первоначальным и существенным элементом в образовании гор. Однако, поднятие может послужить причиной образования плато и других форм, резко отличающихся от гор. Следовательно, неоднородная эрозионная деятельность необходима для возникновения горного рельефа. Горы эрозией срезаются до основания, как это всюду наблюдается в докембрийских областях. Поднятие и деформация самых высоких из существующих гор произошли недавно, и эрозия еще не успела сравнять их.

Здесь мы должны обратить особенное внимание на *тектонические* горы, в поверхностных частях которых особенно ясно выражены структуры, описанные на предыдущих страницах этой книги. Мы можем указать только на некоторые более простые соотношения между структурой и горными хребтами. Во многих хребтах имели место повторные деформации и поднятия и повторные циклы эрозии, создавшие настолько сложные соотношения между современным рельефом и структурой, что они выясняются с большим трудом. Современный рельеф часто помогает нам выяснить сложную историю взаимоотношений между структурой и эрозией, но в этом случае необходимо пользоваться также и принципами физиографии, которых мы не можем здесь рассматривать.

Горы и нормальные сбросы. Некоторые горные хребты образовались главным образом в результате почти вертикальных движений вдоль сбросов. Такие горы возвышаются над прилегающими низменностями вследствие более или менее вертикальных сбросов, их ограничивающих. Немецкие геологи называют их *горстами*. Опущенные глыбы между горстами называются *грабенами*. Хребты Большого бассейна на западе США являются классическими примерами этого типа, однако, относительно их мнения геологов расходятся, и не все они придают большое значение сбросам и эрозии в создании современного рельефа. Опубликован-

ные материалы по вопросу о происхождении этих гор указывают на тенденцию придавать более важное значение эрозии, а не структурным особенностям, т. е. сбросам (стр. 84—85). Другим примером этого типа гор служит Гарц в Германии.

В некоторых хребтах бросаются в глаза горизонтальные дизъюнктивные смещения, как например в Голландской Восточной Индии, где более древняя складчатая структура испытала горизонтальное перемещение. В общем крупнопадающие сбросы, вероятно, отмечаются резкими топографическими депрессиями.

Горы и надвиги. Надвиги играют важную роль в образовании многих горных цепей, но их влияние на современную топографию нельзя объяснить в немногих словах. Породы, разбитые многочисленными повторными надвигами, нагроможденные друг на друга, нередко представляют современное поднятие, ярким примером чего служат горы в Горной Шотландии, в горной части Скандинавии, в некоторых частях Альп и в южных Аппалачах. Эрозия, действуя на породы, разбитые надвигами, стремится образовать вытянутые цепи, в направлении более или менее параллельном линиям надвигов, но эта тенденция очень сильно замаскировывается, особенно если надвиговые плоскости наклонены под небольшими углами и имеют извилистые выходы на поверхность. Извилистость надвиговых линий на земной поверхности обязана своим происхождением размыву или вкрест простирания дислокаций или вдоль более мягких пластов. Хребты, обычно, образуют более крутые склоны на стороне, обращенной в сторону движения надвига.

Отдельные взбросы могут окаймлять поднятые площади, как например вдоль восточного фронта Скалистых гор, штатов Монтана и Альберта: они наклонены здесь в сторону поднятых массивов. Повидимому, эти сбросы более обычны на более крутой стороне гор и наклонены в том же самом направлении, хотя не в той же самой степени, как и осевые плоскости связанных с ними складок. Эти соотношения наводят на мысль о присутствии другого крупного надвига в стороне от взбросов или же поддвига (underthrust) по другую сторону от взбросовой линии.

Предполагают, что надвиги при горообразовании находятся в связи с деформацией тонкой оболочки земной коры. Надвиги не так значительны в тех местах, где деформировались более мощные массивы (стр. 196—197).

Горы и складки. Складчатость является самой распространенной структурной особенностью гор. По общему мнению, она одновременна с поднятием, но она может также предшествовать или следовать за поднятием. Анды и, вероятно, Гималаи были смяты в складки перед поднятием¹.

Отдельный горный хребет или вершина может представлять собой и отдельную простую складку, но в большинстве случаев горная цепь или кряж, включает в себя много параллельных и перекрывающих асимметричных складок, погружающихся в обоих направлениях вдоль простирания цепи, — складок с большей или

¹ Reid Harry Fielding. Isostasy and earth movements. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 33, 1922, pp. 320—322.

меньшей степенью смятия, с различными изгибами осевых линий в плане, складок, разбитых в той или иной степени разломами.

Современные топографические поверхности редко соответствуют формам складок. В молодых горах, где эрозия еще не успела сильно изменить поверхность, контуры вскрытых складок могут в грубых чертах соответствовать топографическим формам. По мере развития эрозионного процесса происходит все большее и большее отклонение от этого соответствия. Эрозия, легче размывая более мягкие слои, прокладывая себе дорогу вдоль сбросов, трещин или вдоль других структур, наиболее доступных размыву, оставляет нетронутыми высоко поднятые массивы, которые по своим контурам вообще могут соответствовать форме складок. Эти массивы чаще слагаются синклиналями, чем антиклиналями. Повидимому, осевые линии антиклиналей особенно легко поддаются эрозии, и часто антиклинали срезаются ею быстрее, чем лежащие между ними синклинали; таким образом, создаются синклиналильные хребты. Прекрасным примером этого является область Аппалач. Глубоко размывые докембрийские горы всюду принадлежат к этому типу. Если ядро антиклинали сложено более устойчивой изверженной породой, как в некоторых Передовых хребтах (Front Ranges) Колорадо, то первоначальные структурные контуры могут соответствовать современному рельефу, даже после длительного периода размыва.

В области с моноклинальными или изоклинальными складками более мягкие пласты размываются, а более устойчивые выступают в виде вытянутых гребней, крутые склоны которых обращены главным образом в сторону, противоположную падению пластов. Именно таким образом и возникают совершенно правильные ступенчатые гребни, ступенчатый рельеф. Если складчатость становится более сжатой и более запутанной, то отношение их к современному рельефу также становится более запутанным. Большие надвинутые складчатые покровы, получившиеся в результате такого же, примерно, процесса нагромождения слоев, как и при надвинутых нескладчатых покровах, образуют хребты, которые в целом соответствуют современным поднятиям, но различная сопротивляемость пород эрозии отражается в крупных несоответствиях между первоначальными формами складок и современным рельефом. Как и в случае надвигов, крутые склоны располагаются в фронтальных их частях, а пологие, наоборот, обращены в сторону падения надвига.

Складчатость волочения встречается нередко, как например, в Аппалачских горах. Выход пласта в плане представляет собой сильно зубчатую линию, идущую диагонально к общему направлению хребта и указывающую на скальвающее движение, параллельное хребту (рис. 78). Изучение некоторых выпусков геологической карты, изданных Геологическим комитетом США, показывает, что существуют места области с складчатостью волочения, однородной в своем направлении. Однако, исследование этой характерной особенности до сих пор было так отрывочно, что пока невозможно вывести из них общие заключения относительно дифференциального движения значительных частей горных краев.

Горы и кливаж. Есть горы, в которых кливаж ясно не развит: обычно кливаж присутствует в более мягких пластах или близ какого-либо интрузивного вулканического тела. В общем кливаж сечет пласты довольно круто и простирается вдоль хребта. Он параллелен осевым-плоскостям складок и местами может располагаться почти параллельно надвиговым плоскостям. Если осевые плоскости складок наклонены в одном и том же направлении, то и кливаж наклонен почти точно так же. Конечно, из этих общих положений есть много исключений. Основания горных хребтов, исчезнувших подобно некоторым горным сооружениям докембрия, характеризуются ясным кливажем, направление и положение которого дают нам некоторые указания об этих исчезнувших горах.

Глубина деформаций в горных сооружениях. Вычисление глубины складчатости посредством методов, изложенных в гл. VII, наводит на мысль, что горы с резко выраженной складчатостью, большие надвиги и другие сильные сокращения земной коры возникают в результате деформаций тонкой оболочки, которая сдвигается с менее измененного основания, примером чего служат Юрекие горы, Альпы, Скандинавские цепи, Горная Шотландия, Бэкбон (Backbone) в Бразилии, Апсалачи и, может быть, Скалистые горы в штате Альберта. С другой стороны, Скалистые горы Колорадо, Каскадные горы на Тихоокеанском берегу, Западные Анды и Абиссинские горы¹ являются представителями другого типа гор, возникших при деформации более толстой оболочки земной коры; в них вертикальные движения резко выражены и менее заметно горизонтальное сокращение складчатостью и надвигами.

Как было показано для двух специально изложенных случаев, массивы при дислокациях (стр. 161), повидимому, принимают форму обращенного книзу клина, указывая на то, что этот тип деформации может быть распространен не только в горах, но и в таких обширных структурных элементах, как плато и континенты.

Деформация пород посредством складчатости и сбросов, наблюдаемая на поверхности земли, может быть только поверхностным выражением более глубоких и медленных движений в результате течения горных пород и складчатости совсем другого порядка.

Надо также иметь в виду, что складчатость и поднятие не проявляются непременно в одно и то же время, одновременно, но что для некоторых горных цепей, как например для Анд и Гималаев, есть доказательство их значительно более позднего поднятия. В действительности, чем полнее делаются наши знания о горах, тем более запутанной кажется нам история их диастрофизма. Поэтому мы не можем судить о глубине залегания масс, захваченных деформацией, единственно только по сокращению поверхности земной коры.

Сокращение земной коры при горообразовании. Очевидно, что горы, созданные складчатостью и надвигами, сокращались пер-

¹ Chamberlin, Rollin T. The building of the Colorado Rockies. „*Jour. Geol.*“, vol. 27, 1919, p. 251.

пендикулярно к их простиранию. Делались различные попытки вычислить это сокращение измерением смещения вдоль плоскостей

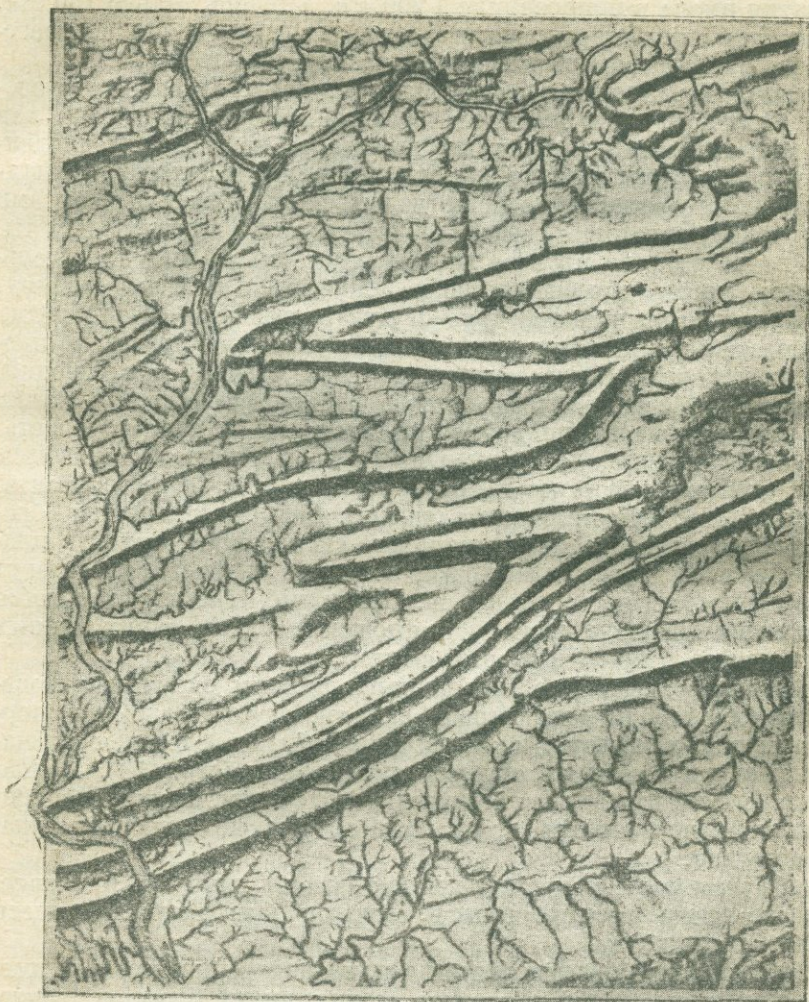


Рис. 98. Рельефная карта западной части антрацитового бассейна Пенсильвании; видны соотношения между горами и речной сетью. (По Виллису).

надвигов и особенно определением первоначальной длины тех пластов, которые теперь смяты в складки.

Чемберлен¹ измерил разрез через Скалистые горы Колорадо и нашел², что здесь 200 км сократились до 190 км. Разрез через

¹ Л. с., р. 234.

² Шипард (Shepard) определяет в 37% стяжение в восточной части Скалистых гор Колорадо.

Shepard F. T. Indications of important horizontal compression in the Colorado Rockies. „Am. Jour. Sci.“, vol. 5, 1923, pp. 403—408.

Пенсильванские Аппалачи обнаруживает, что в них 140 км были сжаты до 100 км. Гейм¹ (Heim) вычислил, что площадь Альп до сжатия имела в поперечнике 1 200 км, а теперь только 150 км. Леконт (Le Conte)² определил, что поперечное сокращение Береговых цепей в Калифорнии колеблется между 12—18 км.

Можно с уверенностью сказать, что сокращение при горообразовании подобного типа достигает большой величины, но так как измерения встречают большие трудности, то вряд ли эти численные данные достаточно точны. Сокращение вследствие складчатости может отчасти возмещаться трещиноватостью, сбросами и интрузиями, которые, наоборот, стремятся удлинить пласты. Очень редко удается произвести измерение какого-нибудь отдельного слоя, потому что он обычно не обнажается по всему разрезу. Пласты сильно отличаются друг от друга степенью складчатости. Последовательное измерение какого-либо условного пласта по профилю может дать более верную картину степени сокращения, чем измерения одного определенного конкретного слоя. Складки могут затухать в том или другом направлении от данного пласта, так что сокращение, доказанное для одного главного горизонта, еще не указывает на такое же сокращение для другого горизонта, расположенного выше или ниже первого. Некоторые складки образуются в результате дифференциального скольжения верхнего пласта по нижележащему; пласты же, лежащие выше и ниже, могут в этом процессе и не сокращаться. Некоторые пласты утолщаются и утончаются складчатостью в заметной степени, но таких данных слишком мало, чтобы учесть этот фактор.

Поперечное сокращение гор является полным синонимом поперечного сжатия, произведенного силами, действовавшими перпендикулярно к хребту. Давление может быть следствием вращательных стрессов или же стрессов скалывания (стр. 154). Прилагая стрессы скалывания, действующие под углом, можно экспериментально воспроизвести прекрасные вторичные складки Аппалачского типа.

Горы, образованные нормальными сбросами типа Basin Range, не имеют признаков поперечного сокращения: наоборот, здесь возможно растяжение.

Мы обыкновенно рассматриваем только поперечное сокращение; такие структуры, как погружение осевых линий складок, можно считать за проявление продольного сжатия. Сравнивая большую длину горных цепей с их шириной, можно заметить, что если даже в процентном отношении продольное сокращение меньше поперечного, то в абсолютной величине оно может быть не меньше, а иногда даже больше поперечного. Однако, наличие погружения, ныряния осевых линий складок не означает еще поперечной складчатости или продольного сокращения. В прекрасной экспериментальной репродукции вторичной складчатости Аппалачского типа Мид³ (Mead) обнаружил явное продольное

¹ Heim A. Mechanismus der Gebirgsbildung. Vol. 2, 1878, pp. 210—215.

² Le Conte H. Elements of Geology. 5th ed. p. 266.

³ Mead W. J. Notes on the mechanics of geologic structures „Jour. Geol.“ vol. 28, 1920, pp. 505—523.

растяжение, выраженное трещинами, проходящими поперек к осям складок.

Точное измерение сокращения земной коры при горообразовании весьма желательно, так как этот вопрос имеет отношение к проблеме происхождения земной поверхности: различные предположения о величине сокращения употреблялись в качестве доказательств за и против различных гипотез, о причинах дислокации земной коры (гл. XIV).

Распространение тектонических гор. Тектонические горы распространены в сравнительно немногих вытянутых и извитых зонах, которые местами иногда то разветвляются, то резко изгибаются, местами прерываются, и которые простираются на значительные части земной поверхности.

Древнейшие горные кряжи, например докембрийские, так сильно размыты, что мы знаем только их остатки; их распределение известно¹ нам плохо, потому что они перекрываются мощными дощами осадочных пород более позднего происхождения. Более поздние тектонические движения наложены на них, и в некоторых местах они так перешлились с древними докембрийскими структурами, что трудно различить первоначальное направление последних. Определение направления всех этих старых горных хребтов дело будущего. Для изучающего орогению эта проблема представляет заманчивое поле деятельности. Несмотря на скудость наших знаний, можно, по видимому, допустить, что эти старые горные хребты до некоторой степени согласуются в распределении и направлении с хребтами более позднего происхождения. По видимому, мобильные зоны, представленные этими древними хребтами, испытывали и более поздние горообразовательные движения.

Тот факт, что эти древнейшие образования чрезвычайно сильно деформированы, кладется в основание заключения о необычайной силе и распространенности древних горообразовательных процессов. По общему мнению, архейский период является периодом исключительной орогенической деятельности. При нашем современном состоянии знания едва ли можно принять этот вывод за достоверный, потому что породы этих древних периодов пережили не только древние, современные им деформации, но и все деформации позднейших периодов, и мы пока не в состоянии сказать определенно, что надо приписать одному периоду складчатости, что — другому.

Конец палеозоя является после докембрия самым важным периодом горообразования. Этот период считается временем возникновения Аппалачских гор в восточной части Северной Америки. Затем горообразования происходили в конце мезозоя и в третичном периоде; оно представлено большими Гималайскими горами, опоясывающими западную Азию, и их продолжением к западу в южную Европу и в северную Африку, где они соединяются с горными хребтами Кавказа, Карпат, Апеннин и Атласа. К северо-востоку Гималаи соединяются через Алеутские острова с Кор-

¹ Ruedemann R. The existence and configuration of pre-Cambrian continents. 17th Rept. of Director of N. Y. State Museum for 1920—1921, 1922, pp. 65—152.

дильерами западного полушария, которые, возможно, представлены также и в Антарктике. К юго-востоку ветвь Гималаев соединяется с горами Голландской Ост-Индии; Тихий океан окаймлен почти целиком хребтами этого периода. Они представляют самые молодые и самые высокие горные цепи. Они отличаются большой величиной, и вследствие того, что возникли недавно и потому, что эрозия не успела размыть их так, как горы более древнего возраста.

Исследование общего расположения этих главных горных цепей обнаруживает тот факт, что они в грубых чертах сопровождают края континентов, и что некоторые из самых высоких горных хребтов расположены против самых больших глубин. Где имеется отступление от этого положения, там в некоторых случаях мы находим доказательство того, что во время своего образования хребты находились на окраинах континентов, хотя они и расположены сейчас на некотором расстоянии от них внутри материков.

В общем можно заметить, что горные цепи связываются в серии пересекающихся гирлянд, которые своими выпуклыми сторонами обращены к океанам, как современным, так и ранее существовавшим. Некоторые исследователи усматривали в таком расположении главную, доминирующую черту в распределении гор, и на этом предположении строили свои заключения. Горные цепи, как и другие элементы лика земли, стлчаются большим разнообразием как в общих формах, так и деталях; они являются прямым следствием многочисленных и разнообразных процессов, поэтому при настоящем положении наших знаний мы должны с большой осторожностью сводить их к какому-либо одному типу. Каждый ученый, естественно, стремится отыскать общие, основные принципы, которые дали бы возможность свести всю сложность форм к одной простой форме, лишь отчасти выражающей истинное положение, и которые, однако, не принимали в расчет другие существующие формы.

Может быть самым замечательным обобщением такого рода является то, по которому горы образовались в больших геосинклинальных областях (в геосинклиналях отложения) вдоль береговых линий и в периоды, непосредственно следующие за периодами наклона осадков.

Осадочные образования в складчатых областях часто отличаются большой мощностью и прибрежным характером. Наблюдения показали, что вдали от горных сооружений они делаются более тонкими. Этот простой эмпирический факт однако еще не установлен для всех горных областей. Еще труднее объяснить, почему горообразование следует за отложением осадков в геосинклиналях.

Геосинклинальные области, которые часто находятся между континентами и океанами, расположены в местах, где, вероятно, сосредоточиваются различные выравнивания между этими большими сегментами земной коры. Как будет показано ниже, движения между этими большими сегментами, повидимому, являются необходимым следствием почти всякой геотектонической гипотезы. Осадочные породы в геосинклиналях, вероятно, должны

иметь значительный первичный наклон; тангенциальным силам в дальнейшем легче деформировать породы уже слегка наклоненные, чем спокойно лежащие. Кроме того, осадки в геосинклиналях, обыкновенно, мало уплотнены и, следовательно, по своему существу некомпетентны.

Часто приводят другую причину геосинклинального расположения гор, а именно нагревание основания оседающей массы, размягчение, расслабление или расширение ее; вследствие этого здесь локализуются деформации под действием главных стрессов в земной коре, независимо от их происхождения. Механизм этого процесса еще не совсем выяснен. Некоторые высказывали предположение, что геосинклиналь просто погружается в более мягкий или расплавленный субстрат, и вследствие этого сминается в складки¹. Сопротивляющаяся этому опусканию жидкая магма может приподняться под прилегающими наиболее легкими пластами. В качестве примера такого рода движения можно привести гранитные батолиты, окруженные синклинальными петлями осадочных сланцев в канадском докембрии.

Связь горообразования с геосинклиналями отложения привлекла такое большое внимание, может быть, в связи с изучением изостазии. Сильная перегрузка геосинклинали, как полагают, нарушает изостатическое равновесие и дает начало ряду движений, зависящих от изменения объема, в результате чего происходит горообразование.

В заключение необходимо отметить, что мы еще не понимаем настоящего значения связи между горами и геосинклиналями. Были предложены различные объяснения, но, повидимому, ни одно из них нельзя считать вполне достаточным. Автор склоняется к тому мнению, что геосинклинали являются главным образом зонами структурной слабости, подвижности, которые поддаются действию главных тектонических напряжений земли, независимо от их происхождения. Следует напомнить, что некоторые горные деформации не связаны с геосинклиналями, что в глубинах океанов имеются геосинклинали без мощных осадков и без гор, и что есть другие синклинали древнего возраста, которые выполнены мощными отложениями осадочных пород, но которые не были смяты в складочные горные сооружения. Ясно, однако, что изучающим осадочные породы и стратиграфию надо предоставить решение вопроса, как велики и достоянны соотношения между горообразованием и отложением осадков в геосинклиналях. Когда мы узнаем факты, то вполне возможно, мы не будем придавать такого большого значения геосинклиналям, как главному предварительному условию горообразования.

Горные площади более ранних периодов обычно являлись местом для горообразования в позднейшие периоды². Повидимому, некоторые пластичные зоны не исчезали в течение почти всей геологической истории. Многие из главных горных сооружений

¹ Deeley R. M. Mountain building. „Geol. Mag.“, new ser., dec. 5, 1918, p. 111.

² Willis B. Some coast migrations. Santa Lucia range, California. „Geol. Am.“, vol. 11, 1900, pp. 417—432.



лись в результате повторных складкообразований и поднятий в пределах тех же самых главных пластичных зон. В некоторых случаях молодые горные сооружения налегают на горы более древнего возраста, но чаще они располагаются рядом, параллельно последним, расширяя, таким образом, деформированную зону. Во многих случаях молодые горы располагаются ближе к океанам, чем более древние. Шучерт (Schuchert)¹ отметил для Северной Америки, что после того как геосинклинальная призма осадочных пород становится достаточно мощной и уплотняется орогенической складчатостью, она перестает быть местом геосинклинального отложения.

Наконец, необходимо указать, что расположение гор часто зависит от вулканических интрузий, на что будет указано ниже.

Горообразование и вулканизм. Мы уже упоминали, что вулканические экстрезии образуют насыпные горы, например, вулканические конуса. Но нас интересуют главным образом тектонические горы и связанные с ними интрузии. Существует много тектонических гор без всяких следов интрузий магматических пород, но горных сооружений с интрузиями еще больше, поэтому следует сделать предположение о наличии какой-то генетической связи между этими явлениями.

Многие горные хребты в основных частях слагаются изверженными породами гранитного типа. Некоторые из этих пород представляют просто части древнего вулканического основания, позднее смятого в складки вместе с налегающими на него осадочными породами и снова вышедшего на поверхность вследствие размытия. Ясно, что такие вулканические породы не являются причиной данной складчатости, они просто вышли на поверхность благодаря этой складчатости.

Вулканические ядра других гор носят явно интрузивный характер, и по крайней мере отчасти являются причиной складкообразования, как на то указывает зональное распределение вокруг этих интрузий складок, кливажа и метаморфизма. Магма может неравномерно внедряться в слои, сминать их, или же она может раздвигать некоторые горизонты в виде лакколитов, как в классическом районе горы Генри (Henry Mountain), описанном Джайлбертом². Осадочные породы в таком случае просто сгибаются, давая место для магмы.

В докембрийском щите Северной Америки развиты огромные гранитные батолиты по крайней мере трех различных возрастов, между которыми располагаются петлеобразно извитые более или менее расщепленные обрывки перекрывавших их пород. Эти батолиты, очевидно, представляют собой размытые корни горных хребтов. Такое предположение было широко распространено, но лишь недавно Коллинс (Collins)³ дал прекрасные доказательства

¹ Schuchert C. Presidential address. Geol. Soc. Am., Ann. Arbor, Mich., 1922.

² Gilbert G. K. Report on the geology of the Henry Mountains. U. S. Geol. and Geol. Survey Rocky Mtn. Region, 2th ed., 1880.

³ Collins W. H. Physiographic history of northeastern Ontario. „*Jour. Geol.*“, vol. 30, 1922, pp. 199 - 210.

в пользу этого предположения. Отчасти эти батолиты являются породами складчатого основания, залегавшего несогласно непосредственно под покрывающими их осадочными породами. Отчасти они являются интрузиями, которые внедрились в осадочные образования и в значительной степени явились причиной смятия. В таких случаях зональное расположение складок, кливаж и метаморфизм вокруг интрузивных батолитов с несомненностью показывают, что интрузия, действительно, проявляла давление, которое и создало в значительной степени окружающие структуры. Вполне возможно, что в этих местах были и предшествующие этому процессу структуры, сопровождавшиеся также интрузией магмы, но эти более или менее древние структуры совершенно замаскированы вторичными структурами, порожденными самой интрузией.

Интересной чертой этих батолитов является частое включение различно ориентированных обломков сланцев примыкающих пород. Эти обломки обычно имеют резкие границы, но иногда наблюдается такое изменение их краев, которое с несомненностью свидетельствует, что они были захвачены расплавленными массами, в которых давления были главным образом гидростатические. Сланцы эти имеют все метаморфические и структурные черты контактовой зоны, образованной интрузией. Автор склонен объяснять эти факты тем, что деформация и метаморфизм окружающих пород произошли в то время, когда магма находилась еще в расплавленном состоянии, и что продукты метаморфизма отрывались от стенок и включались в расплавленную еще массу.

Это не значит, что все интрузии лакколлитов и батолитов образуют складки. Мы знаем случаи, когда предшествующие интрузиям структуры были лишь слегка нарушены, как будто бы магма подвигалась вперед, не напирая на породы стенок, а только задерживаясь около них. Обширные интрузивные массы в округе Бингэм (Bingham) в штате Юта, повидимому, существенно не изменили первоначального падения или простиранья осадочных отложений.

Следует отметить, что некоторые интрузии пользовались, вероятно, уже существовавшими структурами, другие структуры преграждали путь распространению интрузий, подвергались ассимиляции, без нарушения прилегающих пластов, и с этой точки зрения их расположение в горных цепях является скорее следствием, а не причиной горообразования. Но магматические процессы, в особенности глубинные интрузии, и сами могли образовывать новые складки и сбросы или же усиливать старые нарушения. Во время интрузий преобладающими являлись, повидимому, стрессы сжатия. При последующем охлаждении магмы происходит сокращение объема, благодаря которому возникают растягивающие и ослабляющие движения, которые, вероятно, проявляются главным образом в сбросах, а может быть, до некоторой степени, также и в складчатости.

Согласно наиболее распространенной теории вулканизма, интрузии и излияния обязаны своим происхождением уменьшению давления, что в свою очередь происходит от складкообразования

или же от сводообразного поднятия складок. Наличие в земной коре участков слабых и пластичных в структурном отношении является основным условием последующего появления в этих местах и магмы и орогенических стрессов. Эта теория совершенно не касается происхождения магмы, источников магматических интрузий. Геологи еще не пришли к соглашению относительно того, в какой степени магма является продуктом местного плавления пород в зоне самих орогенических нарушений, и в какой степени она поднимается снизу из более глубокой зоны. Обычная связь как горообразования, так и вулканических явлений, с областями глубокого, геосинклинального прогиба, наводит на мысль, что в наиболее глубоких частях геосинклиналей и осадочные породы и породы их основания размягчаются и расплавляются вследствие большой нагрузки и опускания.

Этот взгляд известен под именем гипотезы подкорового плавления. Мы имеем все основания думать, что этот процесс играет важную роль в глубоких интрузиях, но в поле трудно найти ясные доказательства этому явлению. В некоторых геосинклиналях с мощными осадками нижние слои последних, подстилающие их основание, сохранились без малейших следов плавления. В других, где имеются батолитовые интрузии, трудно бывает определить, насколько последние появились в результате геосинклинального опускания в зону с более высокой температурой и насколько они обязаны своим появлением выходу из глубоких зон совершенно новых материалов и новой энергии.

Броуер¹ (Brouwer) сделал интересную попытку установить соотношение вулканических явлений с деформациями в Голландской Ост-Индии; он пришел к заключению, что если земная кора сильно утолщается опрокинутыми складками и поддвигами вблизи к Австралийскому континенту, то вулканические явления не проявляются вследствие, во-первых, утолщения земной коры и, во-вторых, вследствие связанного с ними закупоривания проводящих трещин.

Чемберлен² обратил внимание на то, что горы, образовавшиеся движением мощных массивов, повидимому, чаще бывают связаны с вулканическими явлениями, чем горы, возникшие вследствие движения тонких оболочек; в последнем случае вулканические явления в некоторой степени могут захватывать более глубокие части нарушенных образований. Движения мощных массивов оказывают действие на более глубокие источники вулканических явлений, они, вероятно, достигают зоны потенциального расплавления пород.

Вашингтон (Washington H. S.) установил очень важную связь между горами и плотностью изверженных масс (стр. 241—242). Вулканические породы наиболее высоких поднятий легче таких

¹ Brouwer H. A. On the non-existence of active volcanoes between Pantar and Dammer (East Indian archipelago), in connection with the tectonic movements in this region. „Proc. Kon. Ak. van Wetenschappen te Amsterdam“, vol. 21, 1917, Nos. 6 and 7, pp. 795—802.

² Chamberlin, Rollin T. Vulcanism and mountain-making, a supplementary note. „Jour. Geol.“, vol. 29, 1921, pp. 166—172.

же пород в депрессиях. Здесь имеется тесный параллелизм между распределением плотности и распределением вулканических пород, что определяется исследованиями изостазии (см. гл. XII). Оказывается, что нахождение изверженных пород на поднятиях более или менее определяется их плотностью, с различными, правда, структурными ограничениями (например прочность покровышки), и что горы с ядрами, сложенными изверженными породами, отчасти своим происхождением обязаны тому факту, что здесь концентрировался более легкий изверженный материал. В этом случае происхождение и расположение гор зависят в значительной степени от условий, определяющих распределение магмы.

Обычными, хотя и не главными, спутниками горообразования являются поверхностные излияния лавы из вулканов и трещин. Вулканизм этого типа является, очевидно, побочным явлением при горообразовании или следствием горообразования, а вовсе не первоначальной причиной его. Он может быть простым поверхностным выражением той деятельности, которая глубоко под землей является причиной значительных деформаций. Обширные поверхностные вулканические излияния в горных областях часто бывают связаны с землетрясениями и современными изменениями уровня моря. Они могут служить доказательством продолжающейся активности горообразующих сил.

Процесс горообразования. Попытаемся описать ряд горообразующих моментов, выведенных из условий, изложенных нами на предыдущих страницах. Эта задача настолько тесно связана с вопросом об основных причинах тектонических деформаций, что некоторые части ее мы оставим до рассмотрения этого предмета в гл. XIV.

Общим, хотя и не универсальным условием горообразования, повидимому, является мощное геосинклинальное накопление вдоль берегов континентов. Образование складок, сбросов, сильное прогибание сопровождают это накопление и следует за ним, вследствие чего происходит сокращение в направлении, перпендикулярном к оси геосинклинали. Обыкновенно в этом процессе принимают участие как вертикальные, так и горизонтальные движения, и часто мы находим доказательства того, что эти движения идут одновременно. Однако, поднятие может происходить и без складчатости или сокращения; точно также это есть признак того, что складчатость и сокращение не всегда одновременны с поднятием. Можно предполагать, что Анды и Гималаи поднялись после периода складкообразования. Подробная история большинства горных хребтов указывает на длинный ряд то связанных друг с другом, то резко разобщенных фаз складкообразования, образования сбросов, поднятий.

Вулканические явления могут усилить и осложнить деформацию, особенно если нарушения происходят на глубине, хотя для нас не ясно, в какой степени вулканические явления могут являться причиной нарушений, и какова степень этих деформаций. При всех соотношениях магма небольшой плотности поднимается выше тяжелой магмы, и вследствие этого в ядрах многих

наиболее высоких хребтов преобладают породы гранитного типа; высота их подъема пропорциональна их легкости.

Сочетанием тектонических напряжений и вулканизма массы сильно утолщаются и поднимаются. Эрозии только остается размыть поверхность поднявшейся глыбы, чтобы горный хребет принял тот вид, в каком мы его видим сейчас.

Этот процесс не есть процесс медленный и однообразный; степень его напряженности время от времени варьирует — он периодичен. Последовательность движений можно узнать по несогласиям, образованиям пепеленов и по вулканическим явлениям. Если горообразовательное движение начинается в одном месте, то последующие движения, вероятно, будут происходить или там же, или поблизости. При этом первоначальные структуры становятся сложнее, и в то же самое время происходит расширение зоны нарушений. Обычно это расширение происходит по направлению к прилежащему океану.

Установлено, что горообразующие движения в течение различных геологических периодов не всегда происходят в тех же самых зонах. Так например, крупнейшие движения третичного периода захватили преимущественно другие зоны, чем большие дислокации конца палеозоя. Горообразование приводит утолщение и повышает прочность деформированной массы, поэтому, выше известного предела стрессы могут найти более податливые породы на новой площади, а не в местах старой деформации.

Возможно, что движения в некоторых хребтах не казались бы нам такими непостоянными, если бы сохранялись следы, указывающие на время этих движений. Они представляются нам непостоянными оттого, что эрозия, выражающаяся в несогласных налеганиях, разрушила большие массы пород, а вместе с ними и все заключавшиеся в них признаки бывших деформаций. Если смятые в слабые складки свиты молодого возраста несогласно залегают на более древних складчатых и размытых образованиях, то это значит, что некоторый период складчатости предшествовал отложению молодых свит, а другой следовал за ним. Если, однако, область по каким-нибудь причинам осталась бы ниже уровня моря, в условиях продолжавшегося осадкообразования, без несогласия, то вполне возможно, что осадочные породы обнаружили бы признаки прогрессивного и более или менее непрерывного движения в продолжение всего периода эрозии на прилегающей суше. Броуер¹ думает, что в Голландской Ост-Индии происходили непрерывные движения, начиная от древнего мезозоя и вплоть до настоящего времени; эти движения выражены в областях, оставшихся в условиях непрерывного геосинклинального отложения осадков, тогда как на размытых поверхностях островов имеются только признаки древнего движения и ясно выраженные признаки более молодых дислокаций, которые представлены здесь нарушениями современных коралловых образований.

¹ Brouwer H. A. The major tectonic features of the Dutch East Indies. „*Jour. Wash. Acad. Sci.*“, vol. 12, № 7, 1922, pp. 172—185.

Горообразующие движения бывают как вертикальными, так и горизонтальными. Они разнообразны по своему положению, направлению и скорости. Одна часть может двигаться вверх, вниз или в сторону быстрее другой, образуя, таким образом, структуры волочения. Сгибание геосинклинальных осей благодаря горизонтальным движениям вдоль вертикальных плоскостей, перпендикулярных к этим осям, было указано Броуером¹ для Голландской Ост-Индии.

При горообразовательных движениях происходят как явления течения пород, так и разломы, возникают складки, сбросы, трещины и кливаж, отличающиеся исключительно разнородным расположением. По общему мнению, главное скользящее движение вниз, на глубине происходит в результате текучести пород и выражается в кливаже и складках, тогда как на поверхности движения совершаются главным образом благодаря разломам. Складчатость, однако, может образовываться и благодаря разломам и так же хорошо, как и вследствие течения пород, и поэтому нет никакого основания предполагать, что явления течения пород преобладают на глубине под земной поверхностью. Вертикальное распределение структур будет изложено в других местах этой книги.

ПЛАТО

Большие плато, подобные тем, которые находятся в западной части Северной Америки и в Тибете, являются, по общему мнению, структурами, возникшими преимущественно благодаря вертикальному поднятию, захватившему очень толстую оболочку земной коры. Границы плато, как и *горстов*, часто намечаются вертикальными сбросами или моноклинальными флексурами (стр. 54). Однако, здесь также бывают развиты надвиги и складки, указывающие на горизонтальное сжатие, но при современном уровне наших знаний нельзя сказать, насколько вертикальное поднятие преобладает при образовании этих форм над горизонтальным сжатием. Плато никоим образом не представляют собой отдельных индивидуальных глыб, образованных вертикальным поднятием или горизонтальным стяжением. Плато может содержать более или менее независимые друг от друга различные глыбы — приподнятые, наклоненные или сжатые.

Структурами, дополнительными к плато, являются опущенные континентальные области, депрессии, очень похожие по своей структуре на плато.

Промеры глубин указывают на присутствие на дне океанов наряду с обширными депрессиями приподнятых платформ типа плато.

С широкой точки зрения и плато и области депрессий можно рассматривать как структуры, присущие не только горным областям, но и континентальным массивам. Они являются промежуточными структурными единицами, и быть может произошли под действием тех же самых сил и процессов.

² L. c.

КОНТИНЕНТЫ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ

Общий обзор. Континенты и океанические бассейны — это формы, унаследованные отчасти от неправильного нагромождения разнородного материала в продолжение развития земли, с другой стороны, они являются продуктом диастрофизма, и в дислокациях участвуют как более или менее определенные единицы. Изучение стратиграфии обнаруживает, что континенты по отношению к океану в различные времена испытывали то поднятия, то опускания. Распределение и структура горных сооружений обнаруживают, что здесь, в этих структурах находится место взаимодействия между континентальными и океаническими сегментами.

Приблизительно две трети земной поверхности покрыто морем и только одна треть суши. Три пятых площади суши находится в северном полушарии. Навысшая точка суши находится на 18 км выше самых глубоких мест на дне океанов. В среднем суша тремя милями выше дна океана.

В случае поднятия суши и опускания бассейнов до общего уровня, этот уровень, по Чемберлену¹, находился бы примерно на 2600 м ниже поверхности океана. Континенты приподняты относительно этого уровня приблизительно на три, а бассейны опущены на полтора километра.

Мы знаем, что площади суши легче субокеанической массы и обладают более значительным удельным объемом, но те и другие находятся в состоянии изостатического равновесия (стр. 240).

Неправильности очертаний как по вертикали, так и по площади земного шара являются самой характерной чертой распределения континентов и океанических бассейнов. Если не обращать внимания на небольшие отклонения, континенты представляют, приблизительно, треугольники, а океанические бассейны четырехугольники и многоугольники.

По мнению Чемберлена², это распределение согласуется с представлением о земле, как о теле несколько разнородного состава, которое во время своего развития сжалось в неправильные сегменты, причем большие отрицательные элементы земли, представленные обширными площадями моря — главные сегменты — по всем данным должны иметь многоугольные контуры, соответствующие тому месту, которое они раньше занимали; меньшие положительные сегменты или континенты, оставшиеся между этими главными сегментами, по всем данным должны иметь треугольные контуры или, по крайней мере, контуры с меньшим числом углов, чем главные, доминирующие сегменты.

Так называемая тетраэдная теория земли дает нам менее ясно представление о форме земли. Тетраэдр представляет геометрическое тело, без входящих углов, обладающее максимальной для данного объема поверхностью. Согласно гипотезе, по которой

¹ Chamberlin T. C., and Salisbury R. D. Geology. vol. 1. 1904, p. 523 New York.

² L. c.

внутренняя часть земли сжимается быстрее оболочки, делают заключение, что оболочка стремилась сохранить возможно наибольшую площадь поверхности и вследствие этого приняла очертание тетраэдра. Таким образом, площади континентов и горные цепи приблизительно соответствуют углам тетраэдра. Если поставить тетраэдр на один из углов и назвать его южным полюсом, то три верхних угла по этому предположению соответствуют площадям суши, расположенной вокруг северного полюса.

Три ребра, простирающиеся вниз, к южной полярной точке, соответствуют краям континентов Южной Америки, Африки и Австралии. Преобладание площади суши в северном полушарии соответствует преобладанию выступов в верхней половине тетраэдра. Само собой очевидно, что это сравнение требует некоторого воображения. Я привожу эту гипотезу для лучшего понимания других гипотез; форму земли с таким же успехом можно сравнивать с другими геометрическими телами.

Предвзятые гипотезы происхождения земли оказывают заметное влияние на общие выводы о распределении континентов и морских бассейнов. Очертания земли можно сравнивать с различными геометрическими телами, и с каждым из них они будут иметь некоторое сходство. Вопрос о том, с какими же из таких форм они имеют действительно полное сходство и есть ли такие формы — остается открытым.

Природа движений, действующих на континенты и морские бассейны. Все юрогенические и эпейрогенические движения, дающие начало структурам, описанным в предыдущих главах, несомненно, оказывают также воздействие на континенты и морские бассейны. Суммарным эффектом этих движений, вероятно, объясняется и значительная часть больших континентальных перемещений. Для более точных выводов необходимо рассмотреть эти крупные движения и вместе с ними континенты и океаны, как более или менее самостоятельные структурные единицы. Общее рассмотрение этих крупных площадей указывает на некоторые деформации земли, незаметные в деталях более мелких структур.

Осадочные породы являются свидетелями того, что современные континенты много раз поднимались и опускались относительно уровня океана. Они то затоплялись морем, то вновь выходили из-под воды. Факт поднятия континента не является бесспорным доказательством действительного поднятия относительно центра земли. Различные части земной поверхности могли двигаться и по направлению к центру, но если быстрота движения этих частей была различна, то отстающая часть являлась бы поднятой относительно смежных районов. Движения континентов продолжаются и теперь: на это указывают изменения в уровне моря и очертании берегов, происходившие в историческое время. Остатки осадочных пород, которые недавно, действительно, вышли из-под уровня моря, указывают также на наличие этих вертикальных движений. В море погружены те площади, которые некогда по всей видимости были суши. Мелководные отложения лежат теперь на большой глубине, а глубоководные переместились в область мелководья.

Условия изостатического равновесия, о которых мы скажем в XIV главе, дают другое, не такое ясное, но все же убедительное доказательство поднятий и опусканий.

Характер осадков, отложившихся на континентах в течение периодов погружения, свидетельствует о том, что опускания эти не были значительными: в большинстве случаев осадочные породы на континентах такие, которые отлагаются на глубинах, не достигающих и тысячи метров; по характеру органических остатков, заключающихся в осадочных породах, можно думать, что последние отложились на такой глубине, куда мог проникать свет. Отложений глубоководного типа — немного. Одним словом, континенты остаются такими же континентами, несмотря на их временное погружение на небольшие глубины. Повидимому, и дно океанов оставалось постоянным в продолжение всего геологического времени, насколько можно судить об этом по весьма скудным признакам. Такие промежуточные площади, как континентальные шельфы и небольшие погруженные платформы, очевидно, то поднимались, то погружались в море. Насколько нам известно, повидимому, вполне правильно следующее обобщение: и современные континенты и современные океанические глубины в главных чертах оставались одними и теми же в продолжение всего геологического времени. Это мнение является преобладающим, хотя не все геологи согласны с этим выводом.

Признаки вертикального движения континентов так резко бросаются в глаза, что может быть мы уделяем слишком мало внимания различным признакам движений иных, горизонтальных. Расположение гор по краям континентов и вдоль древних геосинклинальных площадей, повидимому, указывает на то, что края больших континентальных и океанических сегментов являются площадями, испытывавшими боковое давление. Сокращение, связанное с образованием больших горных цепей, предполагает наличие горизонтальных смещений значительных поверхностей земного шара. Есть основание думать, что горизонтальное движение в Голландской Ост-Индии по крайней мере в десять раз превосходило вертикальное движение¹. Большая зона третичной складчатости вдоль южной части Евразии много лет уже трактуется как результат тангенциального движения земной коры к югу от полюса.

Как показывают геодезические наблюдения, в течение исторического времени также происходили горизонтальные передвижения значительных площадей суши. Так считают, что на севере Гренландия движется по направлению к западу со скоростью от 9 до 32 м в год, начиная с 1823 г. Боковые смещения геодезических станций были отмечены в связи с изучением калифорнийских землетрясений. Наблюдения в Европе и Северной Америке обнаруживают незначительное уменьшение широты с течением времени. Эти данные еще недостаточно многочисленны, что-

¹ Brouwer H. A. The horizontal movement of geanticlines and the fractures near their surface. Jour. Geol., vol. 29, 1921, pp. 560—577 и личное сообщение.

бы на основании их можно было делать обобщения о направлении современных движений в земной коре; правда, некоторые исследователи пытаются различать движения к западу и по направлению к экватору.

Эти и другие подобные факты положены в основу всех сугубо спекулятивных гипотез о происхождении континентов. Тейлор¹ приписывал происхождение основных черт земли, включая сюда распределение континентов и горных сооружений, движению от полюсов, происходящему от увеличения сплюснутости земного шара.

Значительно позднее Вегенер (Wegener)² сделал предположение, что континенты не отличаются большой тяжестью, салические массы плавают на базальтовом мягком субстрате, и что под влиянием вращения земли континенты северного полушария движутся к западу и к экватору; этим движением континенты отодвигаются друг от друга; так, например, Южная Америка оторвалась от Африки, на что указывают их дополняющие очертания, тесная связь фаун до образования предполагаемого разлома и т. п.

Движения этого рода предполагают скольжение по поверхности с необычайно низким градиентом и, следовательно, с высокой степенью подвижности, — в этом то и заключаются все трудности объяснения механизма этих движений.

Есть еще другой род бокового движения, а именно от континентов в океану, посредством обыкновенной эрозии и перенесения продуктов разрушения; эрозия срезает поднятые части континентов и рассеивает их по краям, тем самым постепенно заглаживая глубоководными областями.

¹ Taylor F. B. Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the earth's plan. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 21, 1910, pp. 179—226.

² Die Entstehung der Kontinente und Oceane. Die Wissenschaft. 1920.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

ТЕРМИНОЛОГИЯ

Колебание земли называется землетрясением. *Сейсмология* — это наука о землетрясениях. Незначительные колебания, длящиеся несколько часов, называются *микросейсмическими*. Эти незначительные, неощутимые колебания, улавливаемые только точными приборами, называются также *криптосейсмическими*. Более значительные колебания называются *макросейсмическими*. Землетрясения глубинного происхождения называются *батисейсмическими*. Начальная точка землетрясения называется его *фокусом*. *Эпицентром* или *эпифокусом* называется место на поверхности земли как раз над центром зарождения землетрясения.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК СЛЕДСТВИЯ НАРУШЕНИЯ ПОРОД

Землетрясения сами по себе не являются структурами, но могут быть и причиной и следствием деформации пород, в частности разломов.

Многие землетрясения происходят вследствие движения вдоль существовавших уже плоскостей сбросов или же вдоль плоскостей, по своему положению похожих на известные сбросы. Интенсивность нарушения всего сильнее близ сброса и делается меньшей на некотором расстоянии от него. Кроме того, почти все землетрясения этого типа отличаются очень неглубоким зарождением, что наводит на мысль об их связи с предполагаемой зоной разлома. Эти факты приводят к тому общему выводу, что все землетрясения обязаны своим происхождением разломам близ поверхности земли. Однако, есть другие факты, которые говорят о необходимости ограничить это обобщение. Бывают большие землетрясения, как например чарльстонское, которые распространяются на большие площади, но не дают никаких доказательств тектонического нарушения.

Олдгэм (Oldham)¹ обратил внимание на тот факт, что во время индийского землетрясения 1897 г. «там не было никакого отдельного, господствующего сброса, и зоны максимально интенсивного

¹ Oldham R. D. The anniversary address of the President. „Quar. Journ. Geol. Soc. of London“, vol. 78, p. 1, № 309, 1922, p. LXVI.

удара, но было сложное сплетение линий крайней разрушительной силы, разветвляющихся по площади, которая по размерам почти равна Англии и протягивается прямо через серию больших тектонических структур, через большую моноклинальную складку южного склона Ассамской цепи, через сам этот хребет, через аллювиальную плоскость долины Брамапутры, через большие сбросы, ограничивающие Гималаи и, вероятно, даже через главную ось поднятия этой цепи».

Эти землетрясения могут, вероятно, происходить и от разломов в некоторой зоне под поверхностью земли, но отношение их к разломам не кажется нам простым и очевидным. Олдгэм утверждает, что сотрясение может происходить от какой-нибудь глубже лежащей причины, например от внезапных изменений объема массы, которые не всегда бывают связаны с сбросами.

Если даже землетрясения связаны с известными сбросами, то и в таком случае, как сбросы, так и землетрясения, могут возникать как следствие какой-то нижележащей причины, и сбросы служат просто местом нарушения. Землетрясение может быть даже в местах, где сбросы отсутствуют, но в этом случае оно имеет другое распределение.

Возможно, что землетрясения могут возникать также от внезапной деформации пород вследствие их течения. Так как и разломы и течение тесно связаны между собой, как во времени, так и в пространстве, и оба типа являются выражением одних и тех же стрессов, но действующих на различные породы, то главным аргументом против такой связи является самый характер течения пород: по общему представлению течение пород является медленным общим процессом — он слишком медленный сам по себе, чтобы произвести какое-нибудь нарушение.

Так называемые вулканические землетрясения (стр. 216—217) могут также отчасти проявляться независимо от разломов.

Сбросы, действительно связанные с землетрясениями, характеризуются главным образом вертикальными или же крутопадающими плоскостями. Вдоль этих плоскостей происходит вертикальное и наклонное движение. Пологопадающие надвиги, несомненно, также дают начало землетрясениям, но мы редко можем наблюдать самый процесс образования надвигов близ земной поверхности и почти никогда нам не удается наблюдать такие разломы, имеющие определенную связь с землетрясениями. Сбросовые смещения на суше, дающие начало землетрясениям, обычно измеряются несколькими метрами, даже десятками метров, хотя возможно, прежде землетрясения возникали и от более значительных сбросовых смещений.

Промеры глубины моря при исправлении кабелей, разорванных землетрясениями, обнаруживают, что причиной колебаний, повидимому, является опускание на десятки и сотни метров больших сегментов дна океана.

В общем нельзя установить связи между величиной сбросовых смещений и землетрясениями.

Изучение причинной связи между сбросами и землетрясениями привело к очень интересному выводу, а именно — к разработке

теории *упругого отражения* (elastic rebound), которая формулирована Ридом (Reid)¹ следующим образом:

«1. Разлом породы, производящий тектоническое землетрясение, образуется в результате упругих напряжений, превосходящих прочность породы; эти упругие напряжения возникают при относительных смещениях соседних частей земной коры.

2. Эти относительные смещения не происходят внезапно во время разлома, но достигают своей максимальной величины постепенно, в течение более или менее долгого периода.

3. Единственные движения массы во время землетрясения — это внезапные упругие отражения сторон разлома по направлению к положениям неупругого напряжения; эти движения захватывают зону лишь в несколько километров от разлома.

4. Колебания при землетрясении возникают на поверхности разлома; поверхность, от которой они исходят, сначала имеет очень незначительную площадь, затем быстро расширяющуюся, но скорость ее расширения не превышает скорости упругих волн сжатия в породе.

5. Энергия, освобожденная ко времени землетрясения, непосредственно перед разломом находилась в форме энергии упругого напряжения породы».

Сначала смещение происходит в пределах упругости, а затем внезапно переходит за этим пределом в менее общее смещение, выражающееся в постоянном разломе. Мы привыкли считать смещение единственным следствием сбросообразования. Предполагают, что начальное напряжение обязано своим происхождением медленным подкоровым течениям земли. Это могут быть противоположные течения по обеим сторонам плоскости сброса, или же они могут иметь одно направление, но различную быстроту, если рассматривать их в вертикальной или горизонтальной плоскости. Предполагают, что волочение от этих течений проходит на нижней стороне разламывающейся земной коры, хотя это не является необходимым следствием данной гипотезы.

Большое калифорнийское землетрясение 1906 г. Рид рассматривает с точки зрения теории упругого отражения; это землетрясение возникло по сбросу Сан-Андреас в береговых хребтах Калифорнии, и Лоусон (Lawson)² недавно развил эту идею еще дальше. По выводам Лоусона, причиной землетрясений вдоль сброса Сан-Андреас, вероятно, является северное подкоровое течение, выражающееся 1) как продольное напряжение, противопоставленное в направлении главному стрессу, который находит себе выход в полсходящих глубоких разломах, имеющих падение, перпендикулярное к направлению стресса; 2) как поперечное напряжение, которое обязано своим происхождением неодинаковому распределению стрессов в горизонтальном направлении, находя-

¹ Reid H. F. The elastic-rebound theory of earthquakes. „Bull. of Dept. of Geol. Univ. of California“, vol. 6, № 19, 1911, p. 436.

² Lawson A. C. The mobility of the Coast Ranges of California an exploitation of the elastic-rebound theory. „Bull. of Dept. of Geol. Univ. of California“, vol. 12, № 7, 1921, pp. 431—473.

щих выход в вертикальных сбросах, имеющих косое простирание по отношению к направлению стресса.

Упругие напряжения, которые были причиной калифорнийского землетрясения, не возникли внезапно или непосредственно перед толчком, но существовали по некоторым данным за двадцать пять и пятьдесят лет до этого. Это заключение основано на геодезических работах, которые производились до землетрясения 1868 г., затем между 1868 и 1906 гг., временем последнего большого землетрясения, и все последние годы, начиная с 1906 г.

Нет еще достаточных данных по этому вопросу, но в будущем, вероятно, эта гипотеза окажется несостоятельной, и в настоящее время может считаться лишь хорошей рабочей гипотезой. Геодезические работы производились не очень часто, и мы не можем быть уверенными в том, что накопление напряжения носило медленный и однообразный характер. Продолжительные периоды покоя могли сменяться более или менее быстрыми накоплениями напряжений.

Мы также не уверены в действительной неподвижности основных геодезических точек, которые служат для сравнения с подвижными точками.

В Голландской Ост-Индии совершаются еще теперь движения площадей с геосинклинальным современным накоплением, и Броуер объяснил эти движения с точки зрения нижеупомянутой теории, по которой медленные подкорковые растекания являются причиной поверхностных разломов и распределения землетрясений.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ПРИЧИНА НАРУШЕНИЯ ПОРОД

Если горные породы находятся уже под действием напряжения, то землетрясения могут возбудить стрессы вне пункта разлома.

Это было проверено на опыте¹, и предположительно большинство разломов и систем разломов произошло таким путем; но разломы, происходящие таким образом, еще не точно выяснены.

По всей вероятности, передача толчка из первоначального источника в зону, уже находящуюся под действием напряжения, производит некоторые дополнительные разломы, связанные с теми большими разломами, которые дают начало землетрясениям. Дальнейшие толчки, следующие с большим перерывом, с удобством можно приписать вторичным разломам именно такого происхождения.

Мы имеем пока лишь отрывочные данные об отношении землетрясений к специфическим горным породам и структурам горных пород.

ДРУГИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

По общему мнению, разлом пород является обыкновенным результатом землетрясений, но мы должны считаться с возможностью того, что при особых условиях землетрясения дают начало течению пород и складчатости, или же усиливают эти процессы.

¹ Crosby W. O. The origin of parallel and intersecting joints. „Am. Geologist“, vol. 12, 1893, pp. 368—375.

Колебание и разрушительные следствия землетрясений проявляются всего сильнее в слабо уплотненных породах, песках и почвах пропитанных водой. Мы не совсем понимаем причину этого. Мы думаем, что вода делает материал легким и подвижным и, заполняя пористые пространства, способствует переносу толчка.

Дальнейшими следствиями землетрясения являются опускания, снежные обвалы, ускорение движения ледников, моретрясение, различные нарушения поверхностных форм и дренажа, изменения уровня, вулканические явления и магнитные аномалии. Некоторые из этих результатов могут быть почти мгновенными, другие же могут проявляться долгое время спустя после первого толчка. Ускорение движений глетчеров на Аляске наблюдалось через несколько месяцев после землетрясения¹. Вполне вероятно, что медленные движения земли начались точно таким же образом, хотя мы не имеем еще прямых доказательств этого.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМ

Вулканические пояса лежат в больших зонах землетрясений или же близ них. Вулканические явления во многих местах сопровождаются землетрясениями, и обратно. Однако, землетрясения часто бывают не связаны с вулканическими явлениями, и вулканические извержения часто не сопровождаются землетрясениями.

Извержения Кракатоа и горы Пеле произвели лишь незначительные колебания; калифорнийское землетрясение не сопровождалось вулканическими явлениями. Значит оба эти явления не всегда бывают связаны между собой; по общим представлениям, вулканические явления связаны с механическими нарушениями в земной коре, потому что эти нарушения уменьшают давление на нагретую породу и этим способствуют переходу ее в жидкое состояние; отсюда можно заключить, что землетрясения нарушают равновесие давлений и могут оказаться местной причиной вулканической деятельности. Или же и те и другие возникают в результате более значительных движений земли.

Вулканическое землетрясение обязано своим происхождением прямому действию вулканической силы или же силы, которая берет свое начало под вулканом или в непосредственной близости вулкана, независимо от его состояния (вулканы, действующие, находящиеся в состоянии покоя или потухшие).

Девисон (Davison)², изучивший вулканические землетрясения, пришел к следующим выводам: «а) что фокусы вулканических землетрясений располагаются на самой незначительной глубине; б) что фокусы обыкновенно невелики и редко достигают в длину больше 4 или 5 км; в) что последующие толчки берут начало главным образом в фокусе главного землетрясения и д) изучение землетрясений близ Этны в Сицилии и албанского обнаруживают, что большинство вулканических землетрясений берут начало

¹ Tarr R. S. and Martin L. The earthquakes at Yakutat Bay, Alaska, in September, 1899. „Prof. Paper“ 69, U. S. Geol. Survey, 1912.

² Davison Ch. Volcanic earthquakes. „Journ. Geol.“, vol. 29, 1921, pp. 97—124.

вдоль радиальных разломов горы и что не менее значительные землетрясения возникают вдоль периметрических разломов».

Девисон далее указывает, что вулканические землетрясения представляют явления тектонического происхождения, поскольку они обязаны своим происхождением развитию сбросов, но вулканическое их происхождение сказывается в том, что скольжения ускоряются настоящей или прошлой вулканической деятельностью.

СООТНОШЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ С ДРУГИМИ ЯВЛЕНИЯМИ ПРИРОДЫ¹

Работа Коттона дает представление о попытках связать частоту и периодичность землетрясений с следующими явлениями.

1. Северные сияния и световые явления
2. Магнитные и электрические бури
3. Влияния планет
4. Солнечные пятна
5. Температура
6. Барометрическое давление
7. Скорость ветра
8. Дождь и снег
9. Сезонная периодичность
10. Дневная периодичность
11. Приливы океанов
12. Земные приливы
13. Другие периодические явления с широтными колебаниями.

} Деятельность солнца

} Деятельность солнца и луны

Эти исследования привели к более или менее противоречивым результатам, но, по мнению геологов, есть какое-то соотношение между временем землетрясений и барометрическим давлением, приливами океанов вдоль некоторых береговых линий и приливными стрессами в твердой земной коре.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ

Мы предпочитаем процитировать по этому поводу краткий обзор Рида²:

«Почти все землетрясения обязаны своим происхождением внешним разломам земной коры, подвергающейся напряжению, превышающему ее прочность, под действием медленных движений земли.

Сильные колебания возникают во время разлома на поверхностях разлома, как, впрочем, возникают колебания везде при разломе плотного тела. Земля сложена плотными материалами, которые всегда упруги, и, следовательно, эти колебания передаются через них в виде упругих волн. Есть два рода упругих волн:

¹ Для ознакомления с литературой по этому вопросу, особенно по вопросу о соотношении между землетрясением и приливами, см. Cotton L. A. Earthquake frequency, with special reference to tidal stresses in the lithosphere. „Bull. Seismol. Soc. A.“, vol. 12, 1922, pp. 47—198.

² Reid H. F. The problems of seismology. „Proc. Nat. Acad. Sci.“, vol. 6, N 10, 1920, p. 556.

нормальные волны, если движение идет в направлении расширения, и поперечное, если движение распространяется под прямым углом к направлению расширения. Эти два рода колебаний распространяются с различной скоростью. Их скорость близ земной поверхности соответственно составляет около 7 и 4 км/сек; но чем глубже проникают они вниз, тем быстрее они двигаются.

Следовательно, из этих особенностей упругих волн получается то, что их пути искривляются и становятся вогнутыми вверх. Эти важные результаты были получены при изучении времени, которое затрачивается обоими типами волн для прохождения от места их возникновения до станций, расположенных на разных расстояниях и снабженных чувствительными приборами для записи времени достижения их волнами. Может показаться странным, что пути следования лучей и скорость в различных частях пути можно определить просто по времени, потребному для достижения ими многочисленных точек земной поверхности; но это можно сделать легко при помощи математического анализа. Можно сделать очень интересный вывод из прохождения поперечных волн через центр земли, а именно, что земля представляет плотную, а не жидкую сферу, потому что поперечные волны могут передаваться только плотной средой.

Есть и другие волны, которые передаются вдоль поверхности земли; они, должно быть, каким-нибудь образом возникают в то время, когда главные волны, уже упомянутые нами, появляются на поверхности, но мы не знаем точно, насколько место их происхождения соответствует месту их возникновения.

Известно много примеров, когда подводные землетрясения вздымают громадные волны, которые, как известно, перекачиваются с одного края Тихого океана до другого. По общему мнению, первым указанием на близость таких волн является отлив воды, а уже затем следуют громадные поднимающиеся волны. Конечно, такая последовательность бывает часто, но не всегда, и во многих случаях сначала появляются высокие волны.

То, что мы выше назвали нормальной волной, можно также назвать *волной сжатия*, *первоначальной волной* или же *продольной волной*. Иногда поперечную волну называют *волной искривления* или же *вторичной волной*, или же *волной скалывания*. Волны, распространяющиеся по поверхности земного шара, не расчленены. Описанные волны следуют в указанном порядке и дают трехфазную запись.

Обычно в более старых работах по сейсмологии запись более или менее ступенчается на расстоянии менее 1 000 км от начала землетрясения или же на расстоянии менее 10° от эпицентра; но в современных приборах эти три фазы резко разделяются на гораздо меньшем расстоянии, в одном случае на расстоянии 45 км¹; свыше 110° от эпицентра они пересутываются и ослабевают. Неизвестно, какие волны проходят через самую середину земли — волны ли сжатия, поперечные, или же те и другие вместе.

¹ Macelwane James B. Some seismological evidence that is not evident. „Science“, vol. 56, 1922, pp. 478—480.

Сейсмографы представляют собой инструменты для открытия и измерения волн землетрясения. Они разнообразны по форме, но все они по существу позволяют определять более или менее независимо три главные слагающие волны, т. е. колебания в трех взаимно перпендикулярных плоскостях.

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАЧАЛЬНОЙ ТОЧКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Начальная точка землетрясения залегает неглубоко, насколько можно об этом судить по направлениям выхода волн землетрясения при помощи ли точных инструментов или же посредством изучения разрушений от толчков землетрясения. Величина изменения интенсивности нарушения относительно эпицентра дает некоторое понятие о глубине залегания начальной точки. Чем ближе эта точка к поверхности, тем больше колебания интенсивности на поверхности соответствуют колебаниям интенсивности у фокуса. Нигде эта глубина не превышает 18 км, обычно же она еще меньше. Неглубокое залегание начальной точки землетрясения подтверждается тем фактом, что толчок, хорошо локализуется в каком-нибудь месте на земной поверхности, что имеется какая-то одна зона, которую можно рассматривать как место активности. Обыкновенно место это представляет не точку, а линию или удлиненную зону, соответствующую положению плоскости разлома; она может простираться горизонтально на десятки или даже на несколько сотен километров.

На площади максимального колебания почвы начальная точка залегания определяется по интенсивности толчка и по направлению выхода волн. Площадь максимальных колебаний имеет обычно грубую овальную или эллиптическую форму; обыкновенно на ней есть линия или точка с ярко выраженным максимумом интенсивности толчка. Есть предположение, что близ начальной точки имеют место и поперечные волны и волны сжатия и что в структурах, находящихся под действием землетрясения, появляются и стрессы скальвания и стрессы натяжения, и что сопротивление пород на разлом сначала меньше стрессов натяжения, из которых доминирующий должен располагаться перпендикулярно к направлению распространения волны. Поэтому считается, что плоскости разлома в зданиях возникают от натяжения, и поэтому они перпендикулярны к пути волны. Плоскость разлома лучше всего определяется на углах здания. Линии, проведенные перпендикулярно к этим плоскостям разлома, на значительных площадях стремятся сходиться в какой-либо точке или плоскости, которая, следовательно, считается начальной точкой колебания почвы. Этот метод не является очень точным, потому что местные условия сильно влияют на положение разломов, и трудно проверить, являются ли они действительно разломами натяжения.

Определение места землетрясения в более отдаленных точках делается таким образом: отмечается разница во времени вступления нормальных волн или волн сжатия и поперечных волн, причем первые доходят быстрее последних. Чем больше разница

во времени вступления этих двух волн, тем больше расстояние от начальной точки землетрясения. Так как скорость этих двух разнородных волн известна, то разница во времени их вступления дает основание для вычисления расстояния. С какой-нибудь одной точки наблюдения можно определить расстояние, но не направление. Наблюдение расстояния с трех точек определит пункт землетрясения посредством метода пересечения. На самом деле хорошее определение делается с одной или двух станций. Если

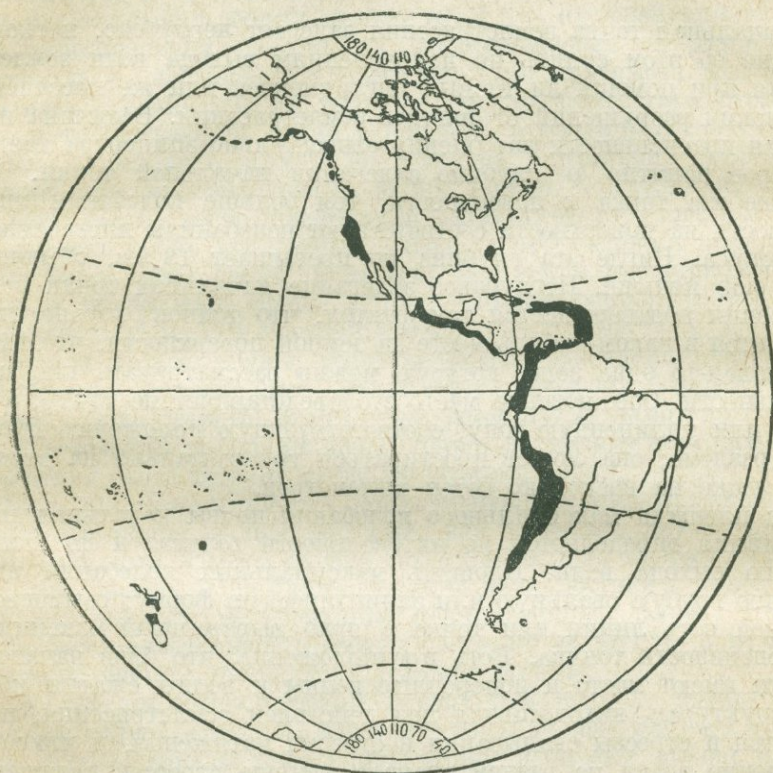


Рис. 99. Черным на карте показаны места главнейших

по определению одной станции, землетрясение отстоит от нее на 3 000 км, то окружность, описанная этим радиусом вокруг станции, может пересечь только единственную зону, известную своими частыми землетрясениями, и эту зону можно считать возможным пунктом землетрясения. Если имеются две станции, то это место будет находиться на пересечении окружностей, описанных из этих двух точек; искомый пункт определяется отношением этих пересечений к главным зонам общей сейсмической деятельности.

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Распределение землетрясений, отмеченных сейсмографами, совпадает с зонами более или менее сильной деформации, или вулканизма, или же и того и другого. Самыми обычными двумя

большими зонами землетрясений являются так называемая Средиземная зона, или пояс, проходящая через Гималаи и Восточный Китай, откуда известно 53% записанных землетрясений, и опоясывающий Тихий океан Тихоокеанский пояс, в котором зарегистрировано 41% записанных землетрясений¹. В особенности землетрясения часто происходят по краям континентов и по краям менее значительных площадей с сильно развитым рельефом, а именно, вдоль горных цепей, в особенности молодых, вдоль вулканических поясов, у краев двух площадей, значительно различающихся



сейсмических областей земного шара. (По Монтесю-де-Баллор).

по плотности, такова, например, зона Мессинского землетрясения, и вдоль площадей, где наблюдаются большие неправильности в распределении земного магнетизма. Утверждают, что землетрясения особенно многочисленны в геосинклиналях, выполненных мезозойскими породами.

Так как многие из этих образований претерпели горообразование сравнительно недавно, то последнее является лишь частным случаем того большого количества землетрясений, которые свойственны горам молодого возраста.

Распределение землетрясений под уровнем моря еще недостаточно изучено.

¹ Montessus de Ballore F. Les Tremblements de Terre. Paris 1906.

ВНУТРЕННЕЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Поперечные волны проходят через землю, достигая большой глубины (по крайней мере 110° от начальной точки землетрясения); это указывает на то, что земля до этой глубины представляет твердое тело, потому что поперечные волны не могут распространяться в жидкой среде. Скорость передачи зависит от внутреннего состояния земли, а именно от отношения упругости к плотности. Чем больше упругость, тем больше скорость, чем больше плотность, тем меньшую скорость.

Скорость волн с глубиной увеличивается; отсюда можно заключить, что упругость земли увеличивается быстрее плотности. Упругость не то же самое, что твердость, но большая упругость предполагает большую твердость.

Волны смешиваются и ослабевают, проходя через ядро земли далее 110° от начальной точки землетрясения, и сейсмологи расходятся во мнениях по вопросу о том, какие волны пересекают ядро земли, продольные, поперечные, или те и другие вместе. Предположение о пересечении ядра поперечными волнами приводит в доказательство того, что оно может быть жидким. Другие находят в этом предположении доказательства в пользу того, что ядро состоит из железа. Иные считают, что ядро земли не отличается от остальных ее частей по своему составу, но отличается по плотности, потому что оно находится под сильным давлением. Опыты на сжимаемость пород проводились под давлением, соответствующим давлению на глубине в 50 км, и указывают на известную степень сжимаемости; но проведение этих опытов с давлениями, соответствующими более значительной глубине, не дает указаний на достаточное увеличение плотности пород, которой можно было бы объяснить известную среднюю плотность земли; таким образом, есть основание думать, что ядро земли состоит из какого-то другого материала, похожего на железо¹.

Большинство сейсмологов и геофизиков предполагает, что ядро земли находится в твердом состоянии.

Мы имеем еще и другие доказательства, кроме сейсмологических, что твердость земли в целом под действием более быстрых стрессов превышает твердость стали.

Рид² обращает внимание на тот факт, что полные 95% энергии толчка доходят до поверхности через гемисферу, имеющую как начальную, так и конечную точку, и приходит к заключению, что данные передачи ее на большие расстояния, к ядру земли, слишком недостаточны — на основании их нельзя сделать надежных выводов. Делались различные попытки из формы искривления лучей волн вывести заключение о распределении твердости

¹ Williamson E. D. Change of the physical properties of materials with pressures. Jour. Frankl. Inst., vol. 193, 1922, pp. 491—513.

² Reid H. F. The problems of seismology. Proc. Nat. Acad. Sci., vol. 6, N 10, 1920, pp. 557—559.

и плотности в недрах земли; и было предложено несколько гипотез о внутреннем состоянии земли.

Согласно этим гипотезам земля состоит из очень плотного ядра, которое окружают одна или несколько резко дифференцированных оболочек меньшей плотности, в которых скорость быстро меняется. Эти гипотезы отличаются друг от друга оценкой толщины оболочек, или количества их, или же их плотности.

Мы еще не уверены в том, что резкое разделение волн на нормальные, поперечные и поверхностные происходит только на расстоянии в 10° дуги, где волны проникают по крайней мере на 100 км под поверхностью земли. Однако, этот недостоверный факт (стр. 218) считают доказательством того, что на сравнительно небольшой глубине под поверхностью земли находится некоторая изотропная среда, в противоположность известному разнородному кристаллическому характеру земной поверхности, и, следовательно, можно предполагать, что на этой глубине земная кора находится в других физических условиях, чем на поверхности. Однако, вполне возможно, что материал может быть однородным в широком смысле слова и все-таки может обладать той же кристаллической разнородностью, которая свойственна поверхностным породам.

ПРЕДСКАЗАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Предсказание времени и места землетрясений до сих пор отличается большой неточностью. Что касается места, то землетрясения, вероятно, будут ограничиваться некоторыми обширными зонами — обычными местами их возникновения в прошлом. Записи в поясе землетрясения обнаруживают как будто бы, что раз имеется большое нарушение в одном месте, значит надо искать еще другое нарушение в какой-нибудь другой части пояса. Однако, это явление нельзя возвести в правило, потому что оно не всегда имеет место. Предсказания места землетрясений, основанные на скудных записях исторического времени, не могут внушить нам большого доверия, если мы обратим внимание на широкое распространение сбросов, часто сопровождающихся при своем возникновении землетрясениями, и изучим возможность образования сбросов в геологическом будущем. Не следует забывать также и того, что иногда значительные землетрясения возникают там, где нет и признака сбросообразования ни в настоящем, ни в прошлом.

Рид¹ говорит, что место предварительных толчков может способствовать образованию сброса, вдоль которого должно образоваться большое нарушение. Мы мало знаем о предварительных нарушениях за исключением того, что они, вероятно, встречаются.

Наука знает много попыток определить периодичность землетрясений для различных областей и установить соотношение периодов землетрясений с приливообразующими стрессами, с изменениями широт, с климатическими периодами и с медленными

¹ Reid H. F., op. cit. „Proc. Nat. Acad. Sci.“, vol. 6, N 10, 1920, p. 559.

накоплениями напряжения вследствие земных течений. В настоящее время многие смотрят на теорию упругого отражения как на возможный способ предсказывать землетрясения. Она может представить основу для предсказания, если накопление напряжения будет медленным, однообразным и если будет возможность установить для всякой местности некоторую периодичность разломов, являющихся следствием этого напряжения.

Пока эти попытки не увенчались успехом, может быть вследствие недостатка данных. Джильтберт¹ обращает внимание на тот факт, что многие попытки установить периодичность землетрясений увенчались, по видимому, успехом, потому что большая частота землетрясений известной силы доставляет примеры для любой системы периодичности землетрясений.

¹ Gilbert G. K. Earthquake forecasts. „Science“, vol. 29, 1909, pp. 121—138.

ЗНАЧЕНИЕ ТЕРМИНОВ «НЕСОГЛАСИЕ» И «ПЕРЕРЫВ»

Признаком несогласия между двумя свитами или формациями является или эрозионный промежуток некоторой продолжительности между периодами их образования, или прекращение отложения осадков между ними.

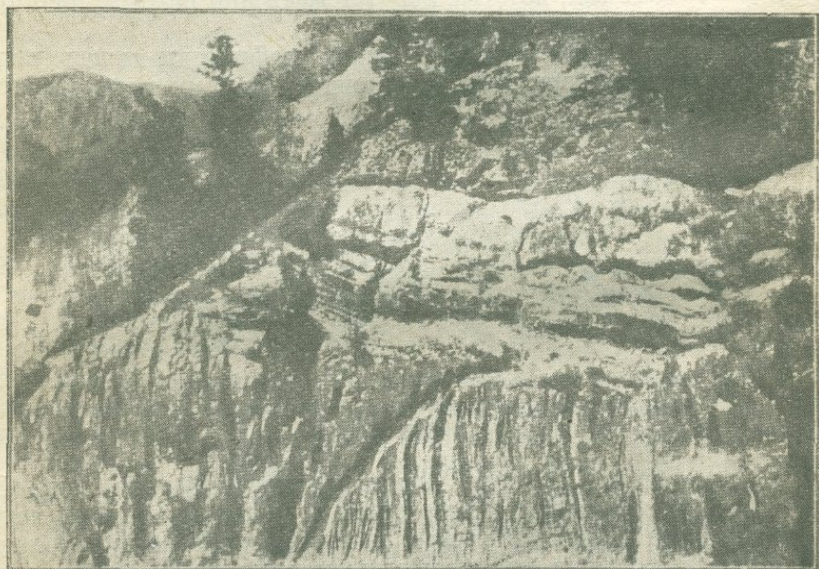


Рис. 100. Горизонтальные слоистые известняки, лежащие несогласно на вертикальных слоях протерозойских кварцитов. Каньон Бокс, Колорадо. (По Р. Т. Чемберлену).

В том и другом случае утрачивается часть геологической летописи. Термин *несогласие* (*unconformity*) иногда употребляется для обозначения залегания пород с угловым несогласием, иногда им обозначается промежуток времени, необходимый для образования несогласия. Обычно этот термин включает в себе и то и другое понятие. Другие термины, употребляющиеся американскими и английскими геологами для обозначения перерывов,

следующие: *disconformity* (перерыв) и *nonconformity*. Термин *nonconformity* иногда употребляется в тех случаях, если кроющая и подстилающая его формации явственно отличаются друг от друга или же имеют различные залегания, а *disconformity* (перерыв) — если обе указанные формации залегают видимо параллельно¹.

Деформации пород, составляющие главную тему этой книги, являются только одним из факторов, которые нужно иметь в виду при изучении несогласий и перерывов. Стратиграфия, физикогеография и палеонтология — другие факторы; действительно, всестороннее рассмотрение такого важного явления, как перерыв, невозможно без целого ряда других геологических дисциплин. Здесь этот предмет излагается главным образом с точки зрения структурной геологии, а не в более обширном смысле; необходимом для понимания всей важности этого явления.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕСОГЛАСИЯ И ПЕРЕРЫВА

Физические признаки несогласия следующие:

1. *Признаки эрозионной деятельности* между древней и более молодой формациями, которые могут лежать или параллельно, друг другу, или непараллельно.

2. *Различия в метаморфизме*. Стратиграфически нижележащие породы могут подвергнуться более значительному метаморфизму,

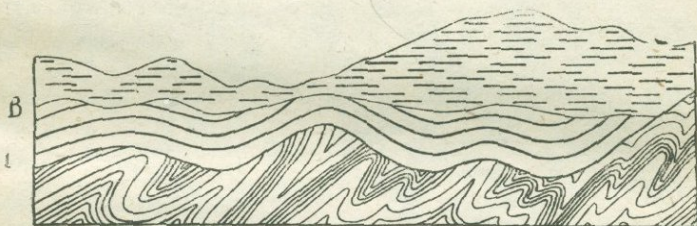


Рис. 101. Схема несогласного залегания. (По Спёрру). А — поверхность древнего несогласия; В — то же более молодого несогласия.

чем литологически сходные пласты, налегающие на них. Это указывает на возможный и вероятный перерыв во времени между их отложением. Первоначальные литологические различия также влияют на характер и интенсивность метаморфизма, создавая резкий контраст в степени метаморфизма в смежных, согласно лежащих пластах.

3. *Различия в деформации*. Стратиграфически нижележащие породы могут быть смяты в складки, разбиты трещинами или же рассланцованы вследствие тяжести пород, и в то же время эти признаки могут быть менее заметны или даже совсем отсутствовать в совершенно таких же вышележащих пластах; это указывает на известный перерыв между периодами их образования. Этим критерием надо пользоваться, однако, с осторожностью, так как

¹ Pirsson L. V. and Schuchert C. Textbook of Geology. John Wiley and Sons, 2 nd., part. 1, 1920, p. 311.

разница в степени нарушенности пород может зависеть только от неодинаковой пластичности различных пластов в непрерывном согласном разрезе.

4. *Разница в числе магматических интрузий.* Стратиграфически подстилающие слои могут содержать интрузии вулканических пород, отсутствующих в вышележащих пластах. Само по себе это обстоятельство не может служить признаком несогласия, но может подтверждать другие признаки, указывающие на наличие эрозионного перерыва между нижними и верхними пластами. Если вулканическая порода в нижних пластах является глубинной породой и срезается эрозионной поверхностью, то это признак того, что эрозионный период был настолько продолжителен, что успели разрушиться большие толщи пород.

5. *Базальный конгломерат.* Конгломерат в вышележащих пластах, сложенный обломками пород, находящихся непосредственно ниже контактовой поверхности. Конгломерат, содержащий разнообразные обломки, принесенные со значительной площади, является может быть более важным признаком перерыва во времени, чем конгломерат составленный из обломков, тождественных с непосредственно подстилающими породами. Однако, если подстилающие породы отличаются однородностью на больших площадях, то и кроющие основные конгломераты могут обнаруживать ярко выраженную однородность обломков. Внутриформационные конгломераты иногда образуются исключительно бурными потоками или вследствие других причин во время непрерывного отложения осадков. Подобные конгломераты не указывают на значительный эрозионный перерыв и не означают несогласия (стр. 90).

Хотя основной конгломерат и указывает на перерыв или несогласие, однако, отсутствие такого конгломерата не является признаком согласного залегания, так как изучение осадкообразования доставляет много данных относительно таких условий, при которых осадки могут отлагаться несогласно на более древних поверхностях без промежуточных конгломератов. Основание палеозоя в долине Миссисипи, в целом, совершенно свободно от основных конгломератов, исключая мест, прилегающих к останцам древнего докембрийского пещелена. В некоторых из больших несогласий докембрия имелись подобные же условия. В самом деле, если бы автор должен был говорить об основных конгломератах только на основании своих собственных полевых наблюдений, то он констатировал бы, что наличие этих образований представляет исключение, а отнюдь не правило, и что на больших, плоских, спокойных поверхностях конгломератов или нет совсем или они непостоянны, тонки, незаметны; мощные, резко выраженные основные конгломераты обыкновенно облегают мантией какие-нибудь резкие выступы, возвышающиеся над господствующей плоскостью, на которой происходило накопление осадков. Обыкновенно в разрезах за несогласием и перерывом следует конгломерат, переходящий в грубый песок, а этот, в свою очередь, переходит в тонкие осадки. Однако, совсем не редкость встретить в основании кроющих серий тонко-напластованные глинистые и песчаные породы мощностью от

долей метра и до десятков метров, которые могут лежать непосредственно на подстилающем их основании или же отделяться от него лишь тонким конгломератом. Если пласты позднее были дислоцированы и подверглись эрозии, то этот относительно мягкий материал быстро выветривается, вследствие чего несогласный контакт часто располагается в пониженных местах рельефа, лишенных обнажений. Если подстилающая формация представлена такими твердыми породами, как кварциты или граниты, то легче всего встретить основной конгломерат близ контакта с поверхностью эродированных древних пород, где остатки налегающего на них конгломерата прирастают плотно к более твердым и более древним породам.

6. *Полевым изучением* площадного распространения пород можно определить несогласие даже в том случае, если нет обнажений контактов или других признаков перерыва. Например, непрерывный пласт кварцита, залегающий рядом с разнородной группой неправильно расположенных пород, сам по себе навел бы на мысль о несогласии между этими породами и кварцитом. Предварительное изучение карт, указывающих на распределение литологических типов по площади, часто помогает вывести заключение о возможных несогласиях и сделать более плодотворной дальнейшую полевую работу.

7. *Различие в литологии*, так например, если осадочная порода лежит на вулканической без признаков интрузии.

8. *Палеонтологический пробел* в видимо непрерывной серии пластов.

9. *Отсутствие некоторых пластов* из известного разреза может указывать, хотя и не всегда, на местное несогласие.

Вообще определять несогласия необходимо не по одному признаку, а по большому числу указанных критериев. Ни один критерий в отдельности не имеет решающего значения.

ОБЪЯСНЕНИЕ НЕСОГЛАСИЙ И ПЕРЕРЫВОВ

Перерыв или несогласие представляет собой некоторый промежуток времени, относительно которого в данном месте не осталось никаких следов в разрезе. Интервал может объясниться: а) прекращением отложения, обычно связанным с поднятием из воды, и часто сопровождаемым деформацией пород; б) денудацией, обычно процессами субаэральными; в) возобновлением отложения осадков, обычно в связи с погружением под уровень моря, но часто и в наземных условиях¹. Описание и объяснение несогласий обыкновенно основывается на том предположении, что налегающие осадки отложились под водой и что эрозия в предшествующий промежуток времени непременно вызывалась поднятием данного участка из воды. Однако, выяснено, что крупные осадочные формации могут отлагаться на суше и лежать несогласно на подстилающих породах; в этом случае период эрозии мог и

¹ Blackwelder E. The valuation of unconformities. „Jour. Geol.“, vol. 17, 1909, p. 240.

не следовать за поднятием. Кроме того, несогласие может возникнуть и благодаря одному только прекращению отложения, без поднятия. Как только эрозионная деятельность прекращается, то сейчас же прекращается и отложение в прилегающих подводных районах. Возобновлением отложения в этих местах создается несогласие, распознаваемое если не структурным несогласием, то отсутствием в некотором интервале осадкообразования.

Оценка величины несогласия требует большого внимания. Определения «большое» и «незначительное», часто применяемые к несогласию, лишь весьма приблизительно выражают степень его. Под «большим несогласием» подразумевают структурное несогласное залегание свит, либо отсутствие мощных толщ пластов; или же большой промежуток времени, или же какую-нибудь комбинацию этих признаков. Обычно при этом склонны предполагать, что несогласное залегание резко выражено и что имеется большой перерыв в геологическом разрезе данного места, а следовательно, и утеря значительной части геологической летописи. Желательно по возможности различать указанные признаки, если бы даже их количественную величину и нельзя было определить.

Изучение несогласий в широком смысле слова, как довольно характерных черт континентального режима, имеет большое значение для структурной геологии, так как они позволяют распознать значительные искривления и колебания континентов относительно уровня моря. Контакты с самых древних периодов геологической истории все время некоторой своей частью находились над водой, в некоторой своей части подвергались эрозии, и, следовательно, история их может быть полностью выяснена. Во время непрерывных движений континентов наземные животные, мигрируя с места на место, очевидно, могли жить на площадях, подвергавшихся эрозии, которая в геологической истории обозначается перерывами или несогласием. Таким образом, в некотором смысле несогласия отличаются постоянством физическим и хронологическим, но они перемещаются по континентам с постоянными колебаниями, затоплениями и поднятиями из-под уровня моря. Всякое местное несогласие представлено где-нибудь в другом месте непрерывным процессом отложения. Блэквельдер (Blackwelder)¹ указывает:

«Вся геологическая история, таким образом, мыслится не как простое нагромождение пластов, а как колонна, составленная из клиньев в виде ласточкиных хвостов, причем перерывы и отложения пород комбинируются в ней в изменяющихся отношениях. Первые преобладают в некоторых местах и в некоторые периоды, тогда как вторые преобладают в других районах».

При изучении перерывов мы настолько концентрируем внимание на разрывах в геологической истории осадочного процесса, что оставляем без внимания то, что перерыв означает также разрыв в исторической последовательности тектонических деформаций: эрозия удаляет осадочные отложения, которыми регистрируются движения земной коры. Структуры, выражающие

¹ Op. cit. p. 299.

движения до и после перерыва, обычно помогают определять и распознавать границы периодов, и часто подразумевают, что в промежуточное время, представленное утерянной частью геологической истории, не происходило никаких движений. Изучение

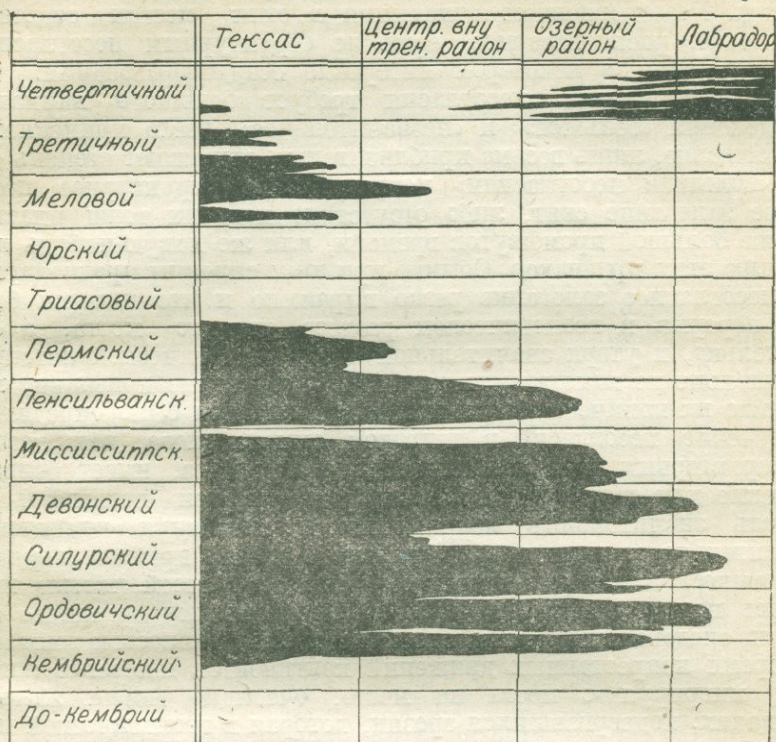


Рис. 102. Диаграмма перерывов. (По Блэквельдеру). Черной краской обозначены распространение площадей отложения осадков и продолжительность времени их отложения. Белый — время и распространение площади денудации и соответствующих перерывов и несогласий.

движений в осадочных непрерывных толщах того же возраста в прилегающих районах, например в геосинклиналях, может дать указание на то, что движения горообразовательного типа являются непрерывными, а не периодическими.

ПРОЧНОСТЬ, ПЛОТНОСТЬ И ОБЪЕМНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД¹

В предыдущих главах, в которых были изложены данные о нарушении пород, только случайно упоминалось об их прочности, плотности и объемных изменениях. Необходимо собрать вместе некоторые известные нам факты, касающиеся этих свойств горных пород, чтобы на основании их рассмотреть причины и природу диастрофизма, о которых мы будем говорить в следующих главах.

ПРОЧНОСТЬ ПОРОД

Когда мы говорим о прочности пород, мы обыкновенно имеем в виду способность пород противостоять стрессам при обычных поверхностных условиях, под которыми подразумеваются ограниченные колебания температуры, возможность уклоняться от действия стрессов в одну или несколько сторон, и короткий период действия стресса. Сравнительно мало известно о прочности пород под действием высокого всестороннего давления и при высоких температурах, преобладающих в глубоких зонах земной коры или же под действием непрерывных стрессов в течение геологических периодов. Таким образом, такие термины, как *прочный* (strong) и *слабый* (weak), *жесткий* (rigid) и *подвижный* (mobil), *компетентный* и *некомпетентный*, имеют лишь относительное, а не абсолютное значение. Когда мы говорим о том, что порода слаба, пластична или подвижна, то мы подразумеваем, что она обладает этими качествами при известных условиях или по сравнению с другой породой; она может быть относительно прочна при других условиях или по сравнению с другой породой. Уже по самому характеру предмета эти термины не могут быть строго определенными и часто приводят к путанице при рассмотрении явлений диастрофизма и особенно движений в глубоких зонах земной коры. Эти термины часто употребляются как заключающие в себе скрытое представление об абсолютных условиях, на самом же деле они неизбежно выражают только относительность условий. Если рассматривать с широкой геологической точки зрения, то прочность породы зависит: 1) от присутствующих ей свойств

¹ См. приложение, а также Barrell J, The strength of the earth's crust „Jour. Geol.“, vol. 22 and 23, 1914 and 1915.

химического состава, кристаллического строения и текстуры; 2) от величины и рода стрессов, оказывающих действие на породу, она оказывает различное сопротивление стрессу натяжения, сжатия, кручения или стрессу сдвига или скальвания; 3) от продолжительности времени приложения стресса и повторяемости этого приложения. Порода, оказывающая сопротивление быстрому действию стресса, может подвергнуться разламыванию при медленно действующем стрессе. Инженеры называют это ослабевание материалов под влиянием повторных стрессов *утомлением* (fatigue), которое уменьшает сопротивление материала, делает его менее устойчивым; 4) от температуры; о сопротивлении пород стрессам при исключительно высоких температурах известно немного; 5) от легкости, с которой происходят химические и минералогические изменения или перекристаллизация. Это зависит и от окружающих условий и от характера самой породы. При приложении одного и того же стресса и при одинаковых температурных условиях одна порода может проявлять неустойчивость, потому что такие изменения совершаются в ней без труда, другая же порода может оказывать сопротивление вследствие отсутствия некоторого фактора или же комбинации факторов, благоприятствующих этим процессам.

После этого предварительного общего обзора мы сделаем небольшую сводку числовых данных относительно прочности пород. Цель этой сводки — дать наиболее характерные, а не исчерпывающие величины.

§ 1 УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ИЛИ ИХ ИЗМЕНЧИВОСТЬ В ПРЕДЕЛАХ УПРУГОСТИ

Перед раздавливанием у большинства материалов замечаются некоторые упругие изменения без остаточной деформации. Если действие давления прекратится, материал принимает свою первоначальную форму, и это условие будет сохраняться до тех пор, пока давление не перейдет предела упругости. В прикладной механике под пределом упругости понимают ту величину усилия и стресса, при которой деформации остаются пропорциональными величине приложенной нагрузки и выше которой деформация начинает увеличиваться в более быстрой пропорции, чем прилагаемая нагрузка. Опыты показывают, что предел упругости горных пород чрезвычайно мал. Даже незначительная нагрузка, поскольку это проверено опытом, придает некоторую остаточную, постоянную деформацию. Баушингер (Bauschinger)¹ нашел, что нагрузка и деформация не точно пропорциональны даже в начале приложения стресса. Такие мягкие пористые породы, как песчаники, дают очень большое отклонение от пропорциональности в самом начале опыта. При возрастании стрессов они обнаруживают тенденцию приблизительно к пропорциональности. Твердые, компактные породы, как гранит, приближаются к пропорциональности почти у точки разлома.

¹ Bauschinger J. Mittheilungen aus dem Mechanische-Technischen Laboratorium in München. 1875, Heft 4, p. 11; испытание металлов Watertown Arsenal Reports for 1894—1895.

УСТАЛОСТЬ

Повторные стрессы уменьшают сопротивление на раздавливание. Это явление называется *усталостью* материалов и подчиняется следующим закономерностям:

«1. Повторные приложения определенного стресса, меньшего чем предельное сопротивление материала, могут привести к разлому бруска.

2. Чем больше ряд стрессов, тем меньшая величина потребуется для образования разлома после этого многократного действия стрессов.

3. Для образования разлома потребуется громадное число повторных усилий, если величина этих стрессов в бруске будет варьировать от нуля до предела упругости.

4. Ряд разнородных стрессов, то растяжения, то сжатия, и обратно, производит разлом при меньшем числе приложений стресса, чем тот же самый ряд однородных стрессов.

5. Если ряд стрессов растяжения будет равняться ряду стрессов сжатия, то величина стресса, производящего разлом после огромного числа приложений указанных выше рядов, будет немного больше половины предела упругости»¹.

Количественное значение усталости, развивающейся в горных породах в течение долгих геологических периодов, естественно, не поддается лабораторному измерению, и поэтому нам неизвестно.

СОПРОТИВЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД НАТЯЖЕНИЮ

Горная порода легче деформируется под влиянием натяжения, чем сжатия. При наличии некоторых стрессов может иметь место и сжатие и натяжение (различно ориентированные), и в этом случае порода поддается действию натяжения. При других условиях то обстоятельство, что порода деформировалась под влиянием натяжения, еще отнюдь не указывает на несомненное отсутствие стрессов сжатия. В следующей таблице даны как максимумы, так и ряд наиболее обычных колебаний сопротивляемости горных пород натяжению, выраженной в фунтах на кв. дюйм².

	Максимум	Обычные колебания	
		от	до
Гранит	1 100	500	800
Известняк	1 400	600	1 000
Доломит	700	200	400
Песчаник	1 400	200	600

Эти результаты были получены при обыкновенных лабораторных условиях. Мы мало знаем о сопротивляемости пород под влиянием натяжения при высокой температуре, под действием продолжительных и повторявшихся стрессов, т. е. таких, с которыми часто имеет дело геология.

¹ Merriman M. Mechanics of materials. John W. bey and Sons Inc. 11th ed., 1916, p. 353.

² Hirshwald J. Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung. Berlin, 1912, pp. 75—82.

СОПРОТИВЛЕНИЕ ПОРОД ИЗГИБУ

Сопротивление изгибу или одностороннему сжатию бруска или стержня, выточенного из горной породы, тесно связано с натяжением, потому что разрыв породы начинается вдоль выпуклой стороны под влиянием натяжения бруска. Однако, это положение заключает в себе некоторые приводящие факторы, а именно действие натяжения ограничивается в данном случае одной, выпуклой стороной над некоторой нейтральной поверхностью в бруске, а действие сжатия располагается на другой, вогнутой стороне. Когда предел упругости данной породы перейден, начинается разлом породы, причем указанная нейтральная поверхность быстро переходит на вогнутую сторону, поэтому практически весь разлом происходит под влиянием растяжения.

СОПРОТИВЛЯЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД РАЗДАВЛИВАНИЮ ПОД ВЛИЯНИЕМ СЖАТИЯ (СОКРАЩЕНИЯ) ДЕЙСТВУЮЩЕГО В ДАННОМ НАПРАВЛЕНИИ

Две из трех главных осей стресса равны нулю; в этом случае нет упора с боков. При обыкновенных лабораторных условиях температуры и времени обычные горные породы будут разламываться, если стресс достигнет приблизительно следующего давления, выраженного в фунтах на кв. дюйм. Эти величины дают максимум и обычные колебания указанного давления:

	Максимум	Наиболее обычные колебания	
		от	до
Гранит	43 000	15 000	25 000
Диабаз	27 000	22 000	26 000
Мрамор	23 000	9 000	15 000
Известняк	42 000	7 000	15 000
Песчаник	29 000	4 000	8 000
Сланец	29 000	15 000	20 000

СОПРОТИВЛЕНИЕ ПОРОД ДЕЙСТВИЮ УДАРА

Это сопротивление измеряется при помощи повторного опускания молота с известной высоты, которая последовательно увеличивается до тех пор, пока порода не даст трещины. Вес молота, помноженный на сумму высот, с которых его опускали, называется сопротивлением удару или толчку. По Фепплиу¹, это сопротивление породы находится в связи с сопротивлением ее раздавливанию и с твердостью. Степень раздробления поверхностных горных пород, при внезапных ударах, какие обыкновенно бывают во время землетрясений, вероятно, находится в тесном отношении с указанной сопротивляемостью пород на удар. Ниже при-

¹ Förppl A. Die Prüfung von Steinen auf Zähigkeit mit Hilfe von Schlagversuchen. Mitth. aus dem Mechanisch-technischen Laboratorium. München, Heft 30 und 32, 1912.

См. также Goldbeck A. T. and Jackson T. H. Physical tests of rock for road building, Office of Public Roads, Bull. 44, 1912.

ведены некоторые определения этой сопротивляемости по Фешплю, переведенные на английские меры; приведенные для каждой породы цифры представляют произведение веса в фунтах и суммы высот опусканий в дюймах и показывают, какая тяжесть должна быть одущена, чтобы разбить квадратный дюйм породы. Сопротивление толчку в 2 000 указывает, что 2 000-фунтовый вес должен опуститься с высоты одного дюйма, чтобы разбить один кубический дюйм испытуемого материала. Тот же самый результат можно было бы получить опусканием 50-фунтового веса с высоты 40 дюймов.

Граниты	3 920	3 510	4 570
Песчаник	—	—	217
Порфировый диабаз . .	—	—	5 510
Серая вакка	—	—	7 550
Базальт	—	—	7 890

Сопротивление раздавливанию гранитов, сопротивления удару которых приведены выше, составляли соответственно 24 300, 25 200 и 32 600 фунтов на кв. дюйм. Сопротивление раздавливанию песчаника равнялось 12 300 фунтам на кв. дюйм.

СОПРОТИВЛЕНИЕ ПОРОД РАЗДАВЛИВАНИЮ ПОД ДЕЙСТВИЕМ НЕВРАЩАТЕЛЬНОГО СЖАТИЯ С БОКОВЫМ УПОРОМ

Два стресса из числа главных в условиях опытов равны между собой, но меньше стресса сжатия. Чрезвычайно разнообразные опыты обнаруживают, что при этих условиях сопротивление пород на раздавливание гораздо значительнее, чем в том случае, если нет бокового упора. Увеличение малых главных стрессов требует для деформации большого увеличения большего стресса, должна увеличиться «разность стрессов» (stress difference) (стр. 14). Выражаясь иначе, порода приобретает большую прочность и твердость. Если мрамор без бокового упора будет раздавливаться обычно под давлением от 9 000 до 15 000 фунтов на кв. дюйм, то при условии бокового упора в виде стального чехла, с силой сопротивления, равной приблизительно 26 000 фунтам на кв. дюйм, для деформации мрамора потребуется около 66 000 фунтов разности стрессов. Если диск горной породы деформируется под высокими давлениями между плоскими стальными плитами, он также приобретает высокую твердость, несмотря на то, что, по видимому, он свободен от других стрессов. Даже деформированная таким образом мягкая глина приобретает такую твердость, что дает отпечатки на стальных пилах. Сила трения в данном случае заменяет то сопротивление, которое в предыдущих примерах оказывал стальной чехол.

Действительных измерений малых главных стрессов (бокового упора) еще так немного, что невозможно пока дать формулу; выражающую отношение между ними и увеличением твердости. Для нас не совсем ясно, что именно означает твердость в этих условиях, т. е. насколько это качество связано своим происхождением изменениям в физическом характере самого материала и насколько сдерживающим стенкам или трению (стр. 261—263),

СОПРОТИВЛЯЕМОСТЬ ПОРОД ДЕЙСТВИЮ ВРАЩАТЕЛЬНЫХ СТРЕССОВ ИЛИ СТРЕССОВ СКАЛЫВАНИЯ

а) При обыкновенных поверхностных условиях без бокового упора. Сопrotивляемость обыкновенных пород скалыванию при сжатии обычно имеет следующие величины в фунтах на кв. дюйм:

Гранит	1 900 до 2 400
Известняк	1 200 „ 2 000
Песчаник	1 200 „ 1 800

Следовательно, сопротивляемость пород таким стрессам почти так же мала, как и сопротивляемость натяжению.

б) При стрессах скалывания с боковым упором. Это условие, вероятно, существует в глубоких зонах внутри земли. Опыты геологической лаборатории Висконсинского университета указывают, что прочность или твердость при этих условиях сильно увеличивается, но что разность стрессов, необходимая для деформации, гораздо меньше, чем при невращательном сжатии, с подобными же условиями упора.

Стрессы скалывания присутствуют как при натяжении, так и при сжатии, но неустойчивость пород по отношению к этим стрессам гораздо чаще проявляется в разломах, перпендикулярных к натяжению, чем в скалываниях вдоль наклоненных плоскостей сгибания, так что нельзя измерить их сопротивляемость скалыванию при натяжении.

СОПРОТИВЛЕНИЕ ПОРОД РАЗДАВЛИВАНИЮ ПРИ ГИДРОСТАТИЧЕСКОМ ДАВЛЕНИИ ИЛИ ОДИНАКОВОМ СЖАТИИ СО ВСЕХ СТОРОН

Из экспериментальных данных Бриджмена (Bridgman)¹ следует, что для закрытия в породах пор посредством гидростатического давления потребуются стрессы в двадцать раз большие, чем для обыкновенного раздавливания пород. Он испытывал действие гидростатических давлений до 12 000 кг/см² на полые цилиндры кварца, барита, турмалина, кальцита, полевого шпата, порфир-андезита, известняка, гранита и стекла. Выше известного давления, меняющегося в зависимости от материала, стенки просверленных отверстий отслаивались. Образовывались трещины, но скользящих не было. Гранит и барит обнаруживали незначительную величину течения. Стеклообразные трубки подвергались гидростатическому давлению в 24 000 ат и не раздавливались. А сопротивляемость на натяжение стеклянной трубки равнялась только 7 000 ат².

¹ Bridgman P. W. Failure of cavities in crystals and rocks. „Am. Jour. Sci.“, vol. 45. 4th ser., 1918, pp. 243—268.

² Bridgman P. W. Breaking tests under hydrostatic pressure and conditions of rupture. „Phil. Mag.“, vol. 24, 1912, p. 63.

ДРУГИЕ ФАКТЫ, УКАЗЫВАЮЩИЕ НА ПРОЧНОСТЬ ЗЕМЛИ

Ценные лабораторные испытания прочности пород еще слишком недостаточны, чтобы определить прочность земли в целом — для этого есть иные методы. Сопротивляемость земли приливным стрессам указывает на то, что в целом она крепче стали.

«Если бы земля; — пишет Рид¹, — изменилась под действием этого стресса как жидкое тело, ее поверхность всегда бы оставалась под прямым углом к вертикали, и качание маятника оставалось бы относительно постоянным для всех положений луны; если бы земля была абсолютно твердой, притяжение луны отклонило бы маятник на чрезвычайно малую величину, но на величину, возможную для измерения».

Измерения качаний маятника не дают удовлетворительных результатов, потому что отклонения эти слишком незначительны, но существование и природа земных приливов были блестяще доказаны Михельсоном и Гэл² при помощи измерения отклонений поверхности воды в трубке длиной в 152 м и погруженной на 1,8 м в землю. Трубка была закрыта с двух концов и уровень воды в ней измерялся при помощи очень тонких методов. Изменения уровня происходили вследствие наклона трубки под влиянием приливных стрессов. Кривые этих наклонов показывают, что изменения земли, благодаря ее вязкости, незначительны, что вытекает из небольшой разницы в фазе между наблюдаемыми и вычисленными приливами. На самом деле приливы земли составляют только 0,310 тех, какими они были бы, если бы земля представляла собой жидкое тело. Сопротивляемость земли приливным стрессам превосходит сопротивляемость стали.

По определениям Швейдара (Schweydar)³, твердость земли в 2,5 раза больше твердости стали. Он считает, что при известной низкой твердости пород земной поверхности, внутренняя ее часть, вероятно, в десять раз тверже поверхностной.

Изменение полюсов считается также показателем большой упругости и твердости земли. Характер и быстрота волн землетрясений указывает на то, что земля тверда, эластична, не имеет свойства жидкости и что твердость ее увеличивается с глубиной. Но ни один из предшествующих фактов не указывает на отношение земли к более медленным и продолжительным влияниям стрессов.

Из наших наблюдений известно, что горные породы с глубиной становятся более податливыми, природа движений земли, вызывающих как орогенические и эпирогенические нарушения, так и изостатические выравнивания говорят за то, что нарушения горных пород простираются на несколько десятков километров в глубину (стр. 253—264). Среди геологов очень широко рас-

¹ Reid, Harry Fielding. Constitution of the interior of the earth as indicated by seismological investigations. „Proc. Am. Phil. Soc.“, vol. 54, N 219, 1915, p. 296.

² Michelson A. A. and Gale Henry G. The rigidity of the earth. „Jour. Geol.“, vol. 27, 1919, pp. 585—601.

³ Schweydar W. On the elasticity of the earth. Naturwissenschaften (1917). Potsdam, Germany, pt. 38.

пространено предположение о том, что непосредственно под хрупкой земной корой, возможно, существует зона скольжения. Нет прямых доказательств существования такой зоны слабости; этот постулат вызывает еще ряд других предположений, которые могут быть или не быть верными; и все нити подобных рассуждений ведут в конце концов к концепциям о происхождении земли и земного диастрофизма (гл. XIII).

Если принять, что горные породы обладают только прочностью, определяемой опытами на земной поверхности, то можно вычислить, что они недостаточно тверды, чтобы выдержать сферический свод земной коры. Действительно, свод с такой кривизной может выдержать только $\frac{1}{525}$ часть своего веса, причем более или менее безотносительно к его толщине. Тот факт, доказанный опытом, что твердость вырастает с нагрузкой, делает, однако, сделанное выше предположение маловероятным.

Итак, прямые наблюдения и опытные данные показывают, что твердость земли превышает твердость стали, — так ведет она себя при крупных землетрясениях и под действием приливных стрессов, — и что твердость ее возрастает с глубиной. Неизвестно, как отражаются на прочности земли медленные влияния постоянных стрессов, но, вероятно, прочность ее уменьшается. Геологические данные указывают, что поверхностные горные породы разрушаются под действием стрессов, и такое разрушение, вероятно, распространяется вниз не более чем на 15 км. Характер и распространение разломов на больших глубинах являются в той или иной степени проблематичными.

Видимое противоречие между высокой твердостью, с одной стороны, и податливостью материалов, из которых сложена земля, с другой, объясняется тем, что эти материалы сохраняют свою твердость только в условиях быстро действующих стрессов. Может быть под действием более медленных стрессов даже более глубоко лежащие породы будут медленно поддаваться, будут более податливы. Таким образом, земля, как целое, может вести себя как твердое, плотное тело и вместе с тем в отдельных своих частях быть податливой, пластичной.

ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ИЗОСТАТИЧЕСКОЕ СОГЛАСОВАНИЕ

Плотности наиболее часто встречающихся пород следующие:

Удельный вес горных пород (от	до)	
Гранит	2,63	2,75
Габбро	2,9	3,3
Базальт	2,9	3,1
Риолит	2,4	2,5
Известняк	2,6	2,8
Доломит	2,7	2,87
Сланцеватая глина	2,7	—
Глинистый сланец	2,8	—
Песчаник	2,5	2,7

1. Есть предположение, что осадочные породы образуют только тонкую оболочку, а на глубине 15 км от поверхности земли не

менее 95% горных пород принадлежат к породам вулканического происхождения. По этому предположению, средняя плотность 15-км оболочки равна приблизительно 2,76¹, если принять при вычислении для всех типов пород ту действительную плотность, которая присуща им для поверхностных условий. Средняя плотность всего земного шара определяется астрономическим путем около 5,6. Если плотность поверхностных горных пород равна, примерно, 2,76, то отсюда следует, что плотность части земли, очевидно, более 5 и что плотность глубокой зоны должна превышать плотность поверхностной зоны; в центре земли, исходя из однообразного увеличения ее градиента, она должна быть около 11. Действительное распределение плотностей в глубоких зонах как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях неизвестно.

Плотность может увеличиваться вследствие объемного сжатия (стр. 248—249); надо думать, что внизу под земной поверхностью плотность должна возрастать благодаря увеличению давления. Однако, нет экспериментальных доказательств того, что большие давления в земле достаточны для увеличения плотности обыкновенных пород и минералов в такой степени, что этим можно было бы объяснить среднюю плотность земли. Считают, что отчасти увеличение плотности происходит от изменения в глубине состава пород; так например возможна концентрация железа в ядре земли. Недостовверные сейсмологические данные приводят к такому же выводу (гл. X).

Тесной связи между плотностью и прочностью пород нет. Легкие породы, как гранит и кварцит, принадлежат к наиболее прочным из известных нам пород. Такие тяжелые и очень плотные породы, как базальт и известняк, относительно непрочны. Вполне естественно думать, что легкость и слабость пород более или менее связаны между собой, и это скрытое предположение проскальзывает в литературе по деформации земли.

Сравнение с другими планетами наводит на мысль, что плотность увеличивается с массой планет, может быть вследствие вытеснения более легких материалов².

ПЛОЩАДНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ И ИЗОСТАЗИЯ³

Исследования, покрывшие, правда, лишь небольшую часть земной поверхности, указывают на то, что поднятия в целом менее плотны, чем депрессии, как если бы массы находились в плавающем равновесии, т. е. плотность земной коры уравнивается топографическим рельефом. Это условие называется «изостазией». Этот термин путают с гидростатическим равновесием

¹ Washington H. S. Isostasy and rock density. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 33, 1922, p. 402.

² Chamberlin T. C. Diastrophism and the formative processes. „Jour. Geol.“, vol. 29, 1921, pp. 400—402.

³ Для общего ознакомления с этим предметом я отсылаю к статьям Джона Гайфорда и В. Бови—U. S. Coast and Geodetic Survey, а также Symposium in „Bull. Soc. Am.“, vol. 33, N 2, 1922.

вследствие того, что то и другое понятия предполагают одни и те же давления, как например плавание на жидком субстрате, и некоторые одинаковые типы движений, необходимые для его поддержания. Поэтому при употреблении этого термина при описании известных фактов распределения плотности до некоторой степени путают гипотезы с фактами. Повидимому, представляется желательным строго разграничить эти оба термина.

В этой главе мы будем иметь дело главным образом с фактическим материалом по распределению плотностей, оставляя до следующей главы (XIV) рассмотрение тех движений, которые можно вывести из описываемых фактов. Если в этой главе термин «изостазия» и употребляется, то только в отношении к фактам распределения плотности.

Плотность определяется измерениями напряжения силы тяжести и отклонениями от вертикали отвеса. Разница между вычисленным и наблюдаемым напряжением силы тяжести в любой точке называется гравитационной аномалией или аномалией силы тяжести. Если более высокие поднятия представляют излишек массы, напряжение силы тяжести в этих пунктах должно быть выше, чем в пониженных местах.

Это не случайность. Если на карте нанесены гравитационные аномалии, то по ним можно выяснить распределение возвышенностей и низменностей. Вообще, если совокупность пород в поднятой области имеет ту же самую плотность, как и совокупность пород в отношении пониженной области, то отвес будет стремиться в сторону возвышенности.

Обширные геодезические исследования в разных странах показывают, что это не случайность. Хотя отвес незначительно отклоняется в сторону возвышенностей, благодаря излишку в них массы, однако, отклонение это на самом деле меньше того, которое можно вычислить, исходя из предположения о равных плотностях, как высоких, так и низких областей.

Очевидно, низменности обладают каким-то компенсирующим влиянием, которое объясняется излишком плотности в них.

Береговой и геодезической службой (The Coast and Geodetic Survey) были определены отклонения отвеса от астрономической вертикали для сотен станций в США. При помощи топографических карт было вычислено боковое влияние на отвес рельефа поднятий без учета, конечно, плотности поднятых областей. И во всех случаях вычисленное отклонение от вертикали под влиянием рельефа было гораздо больше действительно наблюдаемого, хотя обычно эти отклонения происходили в одном и том же направлении. Это, несомненно, указывает на то, что внизу существует какое-то сильное влияние, обязанное своим происхождением излишку плотности в точке наблюдения, иными словами, существует излишек плотности в понижениях рельефа, соответствующий недостатку его в поднятиях.

Таким образом, существует известное равновесие или компенсация между плотностью и рельефом, причем области с породами малой плотности компенсируются более значительным под-

пятем, а тяжелые — понижением. Приведем здесь следующие выдержки из статьи Гайфорда (Hayford)¹:

«Изучение формы геоида для США, а также тот факт, что вычисленные отклонения от вертикали под влиянием рельефа гораздо значительнее наблюдаемых, приводит к фактическому заключению, что под действием какого-то влияния должно происходить неполное уравнивание отклонений, вызываемых рельефом, причем менее значительные отклонения не меняют своего направления.

По мнению автора, разница между стрессами настолько уменьшена изостатической компенсацией в США и в прилегающих районах, что она составляет менее $\frac{1}{20}$ величины, какая она была бы в том случае, если вследствие твердости земли континенты оставались бы постоянно в их поднятом положении, а дно океанов в опущенном.

Результаты исследования показали, что континент, как целое, в весьма сильной степени компенсируется и что области, имеющие величину США, также компенсируются.

Автор думает даже, что всякая область площадью в один квадратный градус вообще может значительно компенсироваться. По представлению автора, будущие исследования покажут, что максимальная горизонтальная площадь какой-нибудь формы рельефа, не захватываемая изостатической компенсацией, заключается между двумя-тремя квадратными километрами и одним квадратным градусом. Это представление частью обосновывается изучением механики этой проблемы».

РЕГИОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПЕНСАЦИИ

Трудно определить, насколько могут компенсироваться независимо от окружающих областей маленькие районы или котлоны земной коры в отдельности; другими словами, какую площадь следует принимать во внимание при выяснении присутствия или отсутствия компенсации. По данным Береговой и геодезической службы США, Бови (Bowie) делает следующие выводы².

«Найдено, что аномалии силы тяжести одинаково сильно редуцировались как региональным распределением компенсации на расстоянии менее 55 км от станции, так и местной компенсацией, но если компенсация была распределена на расстоянии 150 км от станции, то аномалии силы тяжести появлялись систематически, и была найдена определенная связь между тем или иным поднятием станции и аномалией силы тяжести. Мы не располагаем точными данными относительно того, что не существует чисто местного распределения изостатической компенсации, но точно так же представляется невероятным, чтобы компенсация распределялась на большие расстояния от элементов рельефа.

¹ Hayford J. The figure of the earth and isostasy from measurements in the U. S. U. S. Coast and Geodetic Survey, 1909, pp. 65, 166 and 169.

² Bowie W. Theory of isostasy is a geological problem. „Bull. Geol. Soc. of Am.“, vol. 33, 1922, p. 279.

Рассмотрев силу сопротивления вертикальному движению со стороны колонны изостатической оболочки, автор высказывает убеждение, что колонна, которая может находиться в изостатическом равновесии независимо от окружающих областей, имеет примерно величину, выражающуюся в одном квадратном градусе на экваторе или около 160 км².

РЕГИОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ В СВЯЗИ С ТИПАМИ ГОРНЫХ ПОРОД И ВОЗРАСТОМ ФОРМАЦИЙ

С некоторых пор среди геологов широко распространено мнение, что горы и континенты вообще состоят из более кислых пород, чем дно океанов. Но сведения об этом носят отрывочный характер. Недавно Вашингтон¹ доказал для Северной Америки, что действительный, определенный и вычисленный удельный вес на возвышенностях ниже, чем на низменностях, что «средняя плотность вулканических пород той или иной области меняется в обратном отношении к средней высоте», что поднятые области носят главным образом кислый характер, а опущенные — преимущественно основной. Все магматические области обнаруживают поразительное сходство в областном распределении плотности. Он приходит к этому заключению двумя методами: 1) сопоставляет определения средней плотности и 2) берет за исходную точку средний состав пород какой-нибудь области, сводя его к минералогическому составу однообразными выбранными методами, и уже из минералогического состава вычисляет среднюю плотность, причем плотность различных породообразующих минералов известна. В этом вычислении осадочные породы не принимаются в расчет на том основании, что сравнительно с вулканическими осадочные породы не имеют большого значения на той глубине, которая затронута геодезическими вычислениями.

Особенно замечательно то, что гранит, принадлежащий к легким породам, является самой характерной породой более высоких пунктов многих горных цепей. Тем не менее во многих частях света существуют такие же большие площади гранита на низких пещеленах, сложенных докембрием и более молодыми системами. Можно было бы привести в пример огромные площади гранита на пещелене Канадского щита.

Из этого, повидимому, должно бы следовать, что любое изменение расплавленных вулканических пород определяет также и распределение плотности. Так, гранитные батолиты, заполняющие площадь, зачастую прежде габбро или базальта, заменяют своей плотностью плотность последнего, что влечет за собой уменьшение плотности, составляющее около 13%.

Повидимому, существует какое-то определенное соотношение между плотностями докембрийских и кенозойских формаций, согласно результатам геодезических исследований в США, Ка-

¹ Washington H. E. Isostasy and rock density. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 33, 1922, p. 393.

наде и Индии. Докембрийские области имеют преимущественно излишек плотности, а кенозойские площади легки, т. е. обнаруживают недостаток плотности¹. Современные дельтовые отложения измерялись со специальной целью, чтобы узнать, представляют ли эти отложения излишек массы или же отклонение от изостатического согласования, и оказывалось, что они действительно обладают недостатком плотности.

ГЛУБИНА ИЗОСТАТИЧЕСКОЙ КОМПЕНСАЦИИ

Глубиной компенсации называется та глубина, до которой согласно предположению простираются областные разности (areal difference) плотности.

Плоскость на этой глубине должна поддерживать равный по весу материал, расположенный вверху в каждой отдельной точке области, причем плотность материала компенсируется высотой

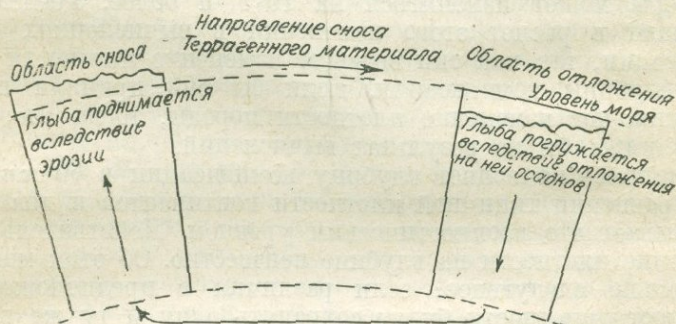


Рис. 103. Схема цикла движений по теории изостазии. Пунктирная линия изображает предполагаемую поверхность компенсации, находящуюся приблизительно в 90 км ниже земной поверхности. Предполагают, что глыбы над уровнем компенсации двигаются вертикально как отдельные образования, а материал ниже уровня компенсации ведет себя так, как будто бы он остается все время пластичным под действием длительных стрессов. (По Бови).

вселенны; существует предположение, что ниже этой глубины плотность остается постоянной. Предполагая существование такой плоскости совершенной компенсации, Гейфорд допустил существование различных произвольных глубин для того, чтобы отыскать наиболее соответствующую тем явлениям, которые подмечены при наблюдениях над силой тяжести. Что касается до этих произвольных глубин, то было сделано три взаимно исключаящих предположения и относительно распределения плотности: 1) однородное вертикальное распределение плотности до глубины полной компенсации; 2) постепенно уменьшающееся различие в плотности до этой глубины; 3) максимальная разница в плотности в некоторой промежуточной точке.

В зависимости от выбора распределения плотности, найденная

¹ Bowie W. Z. c., p. 275.

глубина полной компенсации колеблется между 90 и 225 км. Оказалось, что при однообразном распределении плотности глубина компенсации в 115 км лучше всего согласуется с наблюдениями над отвесом.

Позднее Бови вычислил, что глубина компенсации составляет около 50 и 90 км, если допустить равное вертикальное распределение плотности. В вычислениях геодезистов существует определенная связь между глубиной компенсации, топографическим рельефом и изменением плотности породы. Каждая из указанных величин, принятая за глубину компенсации, основывается на предположении об определенном изменении плотности земной коры. Для двух колонн той или иной горной породы, отличающихся в рельефе на 3000 м, разница в плотности для глубины компенсации в 90 км составляет 3,3%, а для глубины компенсации в 180 км — 1,7%. Теперь мы знаем, что поверхностная плотность литосферы может изменяться на 10% и более. Геодезисты не принимают в расчет этого изменения в вычислениях глубины компенсации, так как они выводят изменение плотности из принятой глубины компенсации. Если бы они приняли в расчет действительное изменение плотности породы, тогда оно, очевидно, повлияло бы на результат вычислений.

Вашингтон¹ исчисляет глубину компенсации в 50 км посредством сравнения типичной плотности континентов и дна океанов. Он называет это изопиестическим уровнем. Действительное распределение плотности на глубине неизвестно. Об этом можно сказать только следующее: если различия в предположенной на поверхности плотности будут сохранять одну и ту же величину до отмеченной глубины, то это объяснит различия поверхностного поднятия не хуже, или даже лучше, чем любая другая предположенная глубина. Это, конечно, не может служить доказательством того, что глубина компенсации не будет однообразно увеличиваться или уменьшаться, согласно с различной произвольной величиной вертикального распределения плотности, или, что компенсация не будет на глубине отличаться значительной неправильностью.

Горизонтальное распределение плотности отличается значительной неправильностью, почему же вертикальное распределение не может быть таким же. Однообразная глубина компенсации является по существу математическим условием в целях облегчения вычисления, потому что при этом уменьшается число переменных величин. У нас нет никаких доказательств того, что это условие существует в природе, но оно является почти что предположением. Геодезисты пользуются различными произвольными величинами при вычислениях, но они строго придерживаются предположения об однообразной глубине компенсации, пользуясь им как рабочей гипотезой. На самом деле теория изостазии может обойтись и без существования однообразной глубины компенсации.

¹ Washington H. S. Isostasy and rock density. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 33, 1922, p. 402.

ЗАМЕЧАНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО НАБЛЮДЕННЫХ ОТКЛОНЕНИЙ ОТ СОВЕРШЕННОГО ИЗОСТАТИЧЕСКОГО СОГЛАСОВАНИЯ

Следует отметить, что исследование в области изостазии основывается на геодезических измерениях, ограничивающихся областями США, Канады и Индии, которые заключают в себе только 10 или 12% всего земного шара. Океаны, относительно которых не имеется никаких данных, покрывают 70% всего земного шара. Следовательно, геодезические исследования изостазии охватывают только около 3% всей поверхности земли¹.

На океанах производились различные маятниковые наблюдения силы тяжести по большей части с правильными результатами, но соответствующие определения силы тяжести на океанах еще не сделаны. В изученной области средние отклонения от полного изостатического согласования, основанного на предположении об однообразной глубине компенсации, по Гайфорду, эквивалентны тяжести 75 м породы. Местами встречаются более значительные отклонения. Геодезисты обращают особенное внимание на тот факт, что кенозойские осадочные отложения, в частности дельтовые и другие молодые береговые образования, отличаются недостаточной плотностью сравнительно с требованиями полной изостазии. Эти области недавно накопили тяжелые массы осадочных пород и должны были бы обнаруживать избыточную плотность, превышающую изостатические требования. Недостаток плотности приписывают тому факту, что осадочные породы в значительной мере не консолидированы и отличаются незначительной плотностью, искажающей до некоторой степени наблюдения близлежащих станций. Доказывают, что наблюдаемый недостаток плотности, вероятно, компенсируется более тяжелым материалом нижних частей колонны, таким образом, приводя колонны, как целое, в изостатическое согласование. Это обосновано тем, что мощное осадкообразование неизбежно должно увеличить груз и, вероятно, не должно служить причиной недостаточной плотности колонны, как целого. Этот аргумент предполагает, повидимому, правильность гипотезы о действительности полного изостатического согласования земли, а не является индуктивным заключением, выведенным из наблюдаемых фактов.

Точно так же обнаружено, что докембрийские области, в целом, отличаются излишком плотности, превышающей требования совершенной изостазии. Эта избыточная плотность, вероятно, компенсируется более легкими, залегающими ниже, материалами. Геологи признают возможность или даже вероятность присутствия более плотных материалов под легкими областями, но у них нет доказательств присутствия более легких материалов под плотными основными породами докембрия.

Можно предполагать, что такие эрозионные области, как докембрийская и другие, должны были бы обнаруживать такой недостаток плотности, при котором изостатическое согласование

¹ Многочисленные определения силы тяжести, произведенные в последние годы в США, в Западной Европе и СССР, значительно увеличивают изученную площадь.

уже отстает от уменьшения тяжести. На самом же деле они обнаруживают большой избыток плотности. Геодезисты объясняют этот факт полной или избыточной компенсацией и еще тем, что плотность пород близ поверхности земли дурно влияет на правильность наблюдений.

Несмотря на вышеупомянутые сомнения и оговорки, данные геодезических наблюдений значительно приближаются к величинам, обуславливающим высокую степень изостатического согласования. Если мы обратим внимание на вертикальное и боковое распределение плотности, влияющее на изостатическое согласование, то увидим, что наши знания об этом явлении еще менее совершенны, чем можно было бы судить по предшествующим страницам.

Поэтому геологу очень трудно составить себе ясное представление о величине действительно существующего изостатического равновесия и о распределении масс, различных по плотности, и согласиться с заключением геодезистов о реальности некоторого рода изостатического равновесия. У геолога возникают большие сомнения относительно механики движений, выдвигаемых теорией изостазии, рассматриваемых в следующей главе.

ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА ГОРНЫХ ПОРОД ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

Коэффициенты линейного расширения некоторых широко распространенных минералов и горных пород при повышении температуры на 1°С нижеследующие¹:

П о р о д а	Изменение температуры	Коэффициент линейного расширения
Кальцит (вдоль главной оси)	0—100°	0,000026315
„ (перпендикулярно к ней)	0—100°	0,000005440
Кварц	19—46°	0,0000119
„	50—60°	0,00001177
„ (параллельно главной оси)	0—100°	0,000007971
„ (перпендикулярно к оси)	0—100°	0,000013371
Белый мрамор	15—100°	0,00000117
Каррарский мрамор	0—100°	0,00000849
Черный мрамор	0—100°	0,00000445
Известняк	0—100°	0,00000251
Гранит	0—100°	0,00000868

Результаты опытов различных исследователей несколько не сходятся; одни и те же образцы обнаруживают различные коэффициенты расширения для различных промежутков температурной шкалы.

Коэффициентом кубического расширения вещества называется отношение между увеличением объема при повышении температу-

¹ Castell-Evans J. Physico-Chemical Tables, London 1902; также Landolt und Börnstein. Meyerhoffers Tabellen. 1905.

ры на 1°C и первоначальным объемом. Он почти в три раза больше коэффициента линейного расширения.

Если коэффициент линейного расширения гранита, принять за 0,0000868, то коэффициент кубического расширения составляет около 0,0002604. Объем кубического километра гранита при повышении на 1°C достигает 1,0002604 км³.

После повышения на 1000° его объем составлял бы 1,02604; процент увеличения объема равен 2,6.

Дели¹ свел данные, из которых мы видим, что увеличение объема гранита и габбро должно находиться между 3 и 4% при нагревании от 20 до 1300°C . Эта сводка базируется на экспериментальной работе Дугласа².

При более высоких температурах большинство пород претерпевает изменение объема уже вследствие химических реакций, и некоторые минералы претерпевают такие превращения, при которых меняется их кристаллизация. Минералы тех или других пород, подвергающиеся действию температуры, превышающей точку превращения, отличаются меньшей плотностью по сравнению с минералами, претерпевающими действие температуры ниже точки превращения. Примером этого правила служит кварц, который при 800°C превращается в тридимит; в этом случае плотность уменьшается почти на 13%.

Если породы переходят из твердого в жидкое состояние под обыкновенным давлением, то они значительно увеличиваются в объеме. Барус (Barus)³ констатирует, что при переходе диабаз в стекло объем его увеличивается почти на 10%, но что переход из жидкого диабаз в стекло сопровождается сжатием, достигающим от 3,5 и до 4%. По данным Дели, габбро увеличивается в объеме при 1000°C на 7,65%, причем при той же самой температуре он переходит в жидкое состояние; при таких же условиях изменение объема гранита составляет 10,7%.

Изменение объема, происходящее от изменений температуры, бывает гораздо заметнее в жидком, чем в твердом состоянии. Так, по данным Дели при повышении температуры с 1000 до 1300°C жидкий габбро увеличивается в объеме на 0,46%, а жидкий гранит на 0,74%.

В предыдущих данных не принято в расчет давление. По данным Тамман (Tammann)⁴ при кристаллизации минералов из магмы объем уменьшается при более высоком давлении, и затем происходит обратный процесс, но последние опыты Бриджмена (Bridgman)⁵ над кривыми плавления двадцати веществ не обнаружили такого обратного процесса.

¹ Daly R. *Igneous rocks and their origin*. New York 1914, p. 202.

² Douglas T. A. On changes of physical constants which take place in certain minerals and igneous rocks on the passage from the crystalline to the glassy state. „*Quart. Journ. Geol. Soc.*“, vol. 63, 1907, p. 145.

³ Barus C. High temperature work in igneous fusion and ebullition. „*Bull.*“, 103, U. S. Geol. Survey, 1893, pp. 25—26.

⁴ Tammann G. *Kristallisieren und Schmelzen*, 1903.

⁵ Bridgman P. W. Change of phase under pressure. „*Physical Review*“, vol. 3, 1914—1915.

При кристаллизации магмы выделение летучих компонентов, особенно воды, происходит с быстрым увеличением давления; часто первоначальное давление паров магмы может происходить от кристаллизации лишь малой части нелетучих веществ. Это выделение может носить катастрофически бурный характер в том случае, если условия не препятствуют накоплению давления.

ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА ГОРНЫХ ПОРОД ОТ СЖАТИЯ

Упругая сжимаемость (elastic compressibility) горных пород (экспериментальная). Опыты в геофизической лаборатории в Вашингтоне¹ указывают на следующую способность к сжатию горных пород в мегабарах², выраженную в десятигтысячных долях при давлении в 2 000 мегабар:

Мрамор	1,41
Гранит	2,13
Базальт	1,88
Диабаз	1,26

При высоких давлениях упругая сжимаемость меньше, чем при низких.

Способность на сжатие предыдущих веществ в мегабарах, под давлением в 10 000 мегабар, выраженная в 10 000 000, частях. следующая:

Мрамор	1,41
Гранит	1,84
Базальт	1,55
Диабаз	1,26

При кубическом сжатии в 206 фунтов давления на кв. дюйм, или около 13 500 мегабар, уменьшение объема выражается в следующих цифрах (%):

Гранит	0,248
Мрамор	0,190
Базальт	0,209
Диабаз	0,170

Упругая сжимаемость алмаза и кварца в мегабарах соответственно равна 0,18—2,7 в десятигтысячных долях.

Алмаз является наименее сжимаемым из всех известных веществ. Вольфрам обладает почти вдвое большей сжимаемостью, чем алмаз, а большинство плотных минералов обладает более чем в десять раз большей сжимаемостью по сравнению с алмазом.

Постоянная сжимаемость горных пород (экспериментальная). Адамс (Adams)³ подверг мрамор высокому дифференциальному давлению со всех сторон и не получил увеличения плотности.

Опыты с постоянной сжимаемостью металлов носят противоречивый характер. Брджмен⁴ подвергал металлы гидростатиче-

¹ Williamson E. D. Change of the physical properties of materials with pressure. Geophys. Labr., Wash., Publ. N 496, 1922.

² Мегабара эквивалентна 1 000 000 дин на кв. сантиметр, или 987 ат.

³ Adams F. D. and Coker E. G. An experimental investigation into the flow of rocks. The flow of marble. „Amer. Journ. Sci.“, vol. 29, 4th serie, 1910, p. 165.

⁴ Bridgman P. W. Breaking tests under hydrostatic pressure and condition of rupture. „Phil Mag.“, vol. 24, 1912, p. 63.

скому сжатию от 25 000 до 30 000 ат и не получал изменения плотностей.

Кальбаум (Kahlbaum)¹, Ли (Lea) и Томас (Thomas)² констатируют уменьшение плотности металлов, которые подвергали действию неравномерного, неврацательного стресса. По мнению Кальбаума, это было гидростатическое сжатие, но Бриджмен считал эту точку зрения ошибочной.

ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА ВСЛЕДСТВИЕ РАЗЛОМА

Предшествующие опыты с изменением объема касались только изменений твердых пород без разлома.

При изменении объема больших масс земли огромную роль играют разломы и отдельности.

В брекчиях увеличение объема сможет достигать 50%; в трещинах и сбросах оно меньше, но все-таки значительное; средние значения не поддаются точной оценке. Беккер (Becker)³ обратил внимание на количественное значение этого фактора для того, чтобы выяснить вопрос о поднятии гор и по отношению к изостазии.

ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Выветривание или катаморфизм совершенно изменяют вулканические породы, материалы которых в конце концов распределяются в море в виде осадков и морских солей. При переходе вулканических пород в осадки происходит увеличение объема, составляющее около 37%, включая сюда твердый эквивалент морских солей и образование пористости. Для одних осадков, включая пористость, увеличение массы составляет по крайней мере 28%, а без пористости 11% от первоначального объема породы.

Катаморфизм увеличивает объем *a*) посредством механического раздробления и разделения веществ, образуя трещины, поры и т. д., *b*) посредством присоединения воды, углекислоты и кислорода и *c*) уменьшением удельного веса минералов. Из этого не следует, конечно, что не могут образовываться минералы с более высоким удельным весом, как например лимонит, но средняя плотность понижается, если принять во внимание все минералы, образующиеся таким путем.

Интересно отметить, что главные вещества, появляющиеся при этом процессе — кислород, водород и углерод — все имеют легкий вес. Следовательно, молекулярные соединения с такими веществами в общем должны сделаться более легкими и менее плотными.

Цементирование осадочных пород заключается в уменьшении объема, поскольку происходит оседание осадков. С другой стороны, введение цементирующих веществ, кристаллизующихся из раствора, в некоторых случаях может произвести увеличение объе-

¹ Kahlbaum W. Roth K. and Siedler P. Ueber metall. Distillation und über destillierte Metalle. „Zeitschr. Anor. Chem.“, vol. 29, 1902, p. 254.

² Lea F. C. and Thomas W. H. Change in density of mild steel strained by compression beyond the yield point. Eng., vol. 100, 1915, pp. 1—3.

³ Becker G. F. Note on mean density of fractured rocks. „Journ. Wash. Acad. Sci.“, vol. 4, 1914, pp. 429—431.

ма от кристаллизационной силы цементирующих минералов. Во время анаморфизма осадочных пород посредством течения происходит уменьшение их объема вследствие уменьшения пористости, от исчезновения более легких составных частей, таких как углекислота, вода, кислород, и, возможно, других веществ, и, в некоторых случаях, от образования более плотных минералов. Правда, молекулярные объемы некоторых минералов, развивающихся при анаморфизме, превосходят молекулярные объемы замещаемых ими первоначальных минералов. Например, молекулярный объем волластонита превосходит молекулярный объем кальцита, но волластонит надо сравнивать с кальцитом, вместе с кварцем, и в этом случае получается уменьшение объема. Несмотря на то, что некоторые минералы, образовавшиеся при анаморфизме, превосходят своим удельным объемом породившие их первоначальные минералы, однако, несомненно, что характерные для сланцев минералы в целом обладают более высоким удельным весом, чем минералы, характерные для катаморфизма. Другими словами, обычные в сланцах сочетания из роговой обманки, биотита, мусковита и хлорита, гораздо заметнее увеличивают удельный вес породы, чем сочетания каолина, кварца и кальцита. Если принять во внимание уменьшение пористости, исчезновение некоторых веществ, не входящих в состав минералов, образующих сланцы, то уменьшение объема становится само собой очевидным.

При контактовом метаморфизме объем точно так же может уменьшиться, но значительный приток веществ из вулканических пород, метасоматически замещающих составные части осадочной породы, может сильно уменьшить или даже свести на-нет это уменьшение объема. Изменение объема, краткий очерк которого мы дали, не вполне еще изучено, но мы знаем, что оно значительно. Так например, превращение ила или обыкновенной глины в сланцеватую глину сопровождается изменением объема не менее чем на 17%, и превращение сланцеватой глины в сланец сопровождается уменьшением объема около 12%.

Из предыдущего ясно, что упругая сжимаемость и изменение объема от изменений температуры являются незначительными по сравнению с изменениями объема от разлома и метаморфизма.

! ДРУГИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВЕЩЕСТВ ОТ ДАВЛЕНИЯ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Если увеличивается давление, то увеличивается и электропроводность. В некоторых особых случаях этой способностью пользуются для измерения давления.

Давление оказывает влияние на другие физические свойства, как например на теплопроводность. Одностороннее сжатие понижает точку плавления некоторых веществ. Объемное или равностороннее давление повышает точку плавления.

Давление также оказывает влияние на химические и минералогические изменения, диффузию, вязкость и другие свойства; изучение метаморфизма дает многочисленные доказательства таких

изменений. Эта область еще мало изучена и представляется для исследователя особенно заманчивой. Прежде, при выяснении физических условий в недрах земли, мы исходили главным образом из физических свойств пород при обыкновенных условиях, существующих на поверхности земли. Если свойства пород в недрах земли и на поверхности ее, несомненно, отличаются друг от друга, на что нам указывают экспериментальные работы и наблюдения над метаморфическими изменениями, то в таком случае нам следует изменить наши элементарные выводы о поведении пород при условии высокого давления, свойственного недрам земли.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ И СВОДКА

Наше знание о поведении пород под давлением ограничивается сравнительно узкими условиями, которые с трудом удается создать в лабораторной обстановке. Опыты эти далеко не воспроизводят условий, имеющих место в глубоких зонах земли. Они дают представление лишь в условиях, существующих на расстоянии пятидесяти километров от поверхности земли. При обыкновенной температуре точные измерения могут быть сделаны при давлении до 200 000 фунтов на кв. дюйм, а в особых условиях и при более высоком давлении. При более высокой температуре нельзя пользоваться таким высоким давлением. При самой высокой температуре, полученной геофизической лабораторией в Вашингтоне, а именно при 1300°C , можно было употребить только одну десятую часть того давления, которым можно было бы пользоваться при комнатной температуре.

Результаты, полученные в этих пределах температуры и давления, не дают нам ясного представления о поведении горных пород при более значительном давлении в глубоких недрах земли, хотя они являются ценным дополнением к астрономическим, приливным и сейсмическим исследованиям плотности и твердости земли.

Даже в пределах опыта, в нашем знании есть еще большие вопросы, в особенности относительно сопротивления пород на скалывание при высокой температуре. Многое еще остается сделать на пути сопоставления и интерпретации полученных ценных сведений.

В следующих строках мы попытаемся дать краткую сводку известных фактов, имеющих отношение к прочности, плотности и объему горных пород в глубоких зонах земли.

Сопротивление кристаллических пород на сжатие под действием неврацательных стрессов превосходит в тридцать или сорок раз сопротивление на разрыв. Эта пропорция меняется в зависимости от типа породы, степени ее консолидации. В общем вулканические породы имеют более высокое отношение сопротивления на разрыв к сопротивлению на сжатие, чем осадочные породы.

Прочность пород под действием скалывающих стрессов гораздо меньше, чем при неврацательном сжатии, немногим превосходя сопротивление пород на разрыв.

При наличии боковой поддержки прочность пород весьма увеличивается при действии неврацательного стресса и при действии скальвающего стресса, но деформация от скальвания требует меньшей разности стресса, чем деформация от неврацательного сжатия. Заключение о прочности пород в глубоких недрах земли основывались по большей части на неврацательных стрессах, и мало уделялось внимания равной или даже большей вероятности стрессов врацательного характера; в последнем случае прочность пород сильно изменяется.

При действии внезапных стрессов земля представляет собою плотное тело, более упругое и более твердое, чем сталь.

В глубоких недрах земли породы отличаются большей твердостью, чем на поверхности. Данные опытов указывают на то, что высокое давление повышает твердость. С другой стороны, мы имеем многочисленные доказательства местных нарушений земли в зоне, доступной нашему наблюдению, в виде разлома, течения, вулканизма, и, вероятно, эти местные нарушения простираются по крайней мере на некоторое расстояние в глубь земли.

Средняя плотность земли, как целого, далеко превосходит плотность поверхностных горных пород; следовательно, внутренность земли обладает значительно большей плотностью, чем поверхность. Мы не знаем, происходит ли это вследствие сжатия или же вследствие присутствия там большого количества таких плотных веществ, как железо. Исходя из ряда опытов с сжимаемостью пород, мы не можем приписать высокую плотность внутренности земли только одному сжатию.

Неровность земной поверхности более или менее уравновешена в отношении различной плотности, так как возвышенности легки, а низменности обладают большей тяжестью.

Изменение объема и плотности горных пород, как известно, совершаются посредством сжатия без нарушения, посредством раздавливания, посредством температурных изменений и метаморфических процессов. Из этих изменений реже встречаются те, которые обязаны своим происхождением сжимаемости и температурным изменениям. Значительные перемены в распределении по земле плотности происходят при миграции расплавленных масс.

ОБЩИЙ ОБЗОР СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ ЗЕМЛИ

Представляет ли внутренность земли плотное или жидкое тело, кристаллическое или же аморфное? Какие породы слагают ее, стлчаются ли они от поверхностных пород? Как они распределены и какова природа их движений? Заключает ли внутренность земли зону течения горных пород или астеносферу? Эти вопросы с давних пор привлекали внимание геологов. Пока мы не сможем дать исчерпывающего ответа на эти вопросы, и может быть никогда не будем в состоянии ответить на них. Однако, существуют вполне обоснованные факты, которые надо иметь в виду, рассматривая относящиеся к этим вопросам гипотезы.

При действии таких внезапных стрессов, как землетрясения или толчки приливных волн, земля ведет себя как тело более твердое, чем сталь. Под действием этих стрессов податливость земли, как вязкого тела, можно считать незначительной¹.

Волны землетрясений земля передает, как твердое тело. Из этого следует, что внутренность земли превосходит своей твердостью поверхностные горные породы, которые все менее тверды, чем сталь. Экспериментальные работы также указывают на то, что твердость увеличивается с глубиной.

Внутренность земли более чем в два раза превосходит своей плотностью плотность поверхностных пород. Внутренность земли

¹ Чемберлен делает следующие выводы:

„1. Что тело земли, собственно, представляет упруго-твердый сфероид, в котором расплавленные и вязкие элементы занимают такое подчиненное положение, что более широкие проблемы тела земли надо разрешать, основываясь на его упруго-твердых свойствах.

2. Что способ образования этого эластично-твердого тела является главным образом идиоатомическим или же идиомолекулярным, т. е. оно является формой прогрессивного преобразования атома за атомом или молекулы за молекулой, причем каждая частица действует скорее индивидуально и последовательно, чем коллективно и одновременно, как в жидком или вязком теле“.

„Если в глубоко лежащем веществе достигнут предел упругости и неизбежно новое состояние его, то это новое состояние по большей части обыкновенно бывает новым упруго-твердым состоянием, что, как думают, освобождает сильно действующие стрессы. Собственно, в этом случае имеются высокие уравновешивающие давления и медленно действующие дифференциальные стрессы“.

Chamberlin T. C. Study of fundamental problems of geology. Year Book № 21, Carnegie Inst. 1922, pp. 359—360.

обладает настолько высокой температурой, что все бы вещества расплавились, если бы не было соответственно такого же высокого давления.

Из целого ряда опытов вытекает, что плавление обыкновенно сопровождается увеличением объема, и достаточное давление может воспрепятствовать увеличению объема и, следовательно, плавлению. Как давление, так и температура увеличивается к центру земли, но мы не знаем, как они возрастают. В этом случае возможны различные предположения; одни предполагают, что везде в глубине земли давление так высоко, что плавление невозможно; другие же думают, что плавление, повидимому, возможно. Преобладающую точку зрения можно выразить так: давление в общем достаточно, чтобы препятствовать плавлению, но местами, особенно близ поверхности земли, диастрофические движения в достаточной степени ослабляют это давление и способствуют превращению веществ в жидкое состояние, давая начало образованию вулканических явлений. Мы не знаем в точности физического состояния вещества, находящегося под действием такой высокой температуры, чтобы в поверхностных условиях оно мгновенно расплавлялось, чтобы вместе с тем под действием высокого давления оно оставалось бы твердым.

Некоторые исследователи увеличение плотности с глубиной приписывали возрастанию давления, которое быть может вызывает новые молекулярные соединения, но не требует какого-нибудь значительного изменения в соотношениях между элементами сравнительно с поверхностными породами. Однако, надо обратить внимание на тот факт, что сейсмические волны указывают на то, что твердость увеличивается с глубиной быстрее плотности. Другие исследователи думают, что давление не может оказать влияния на образование таких плотных тел, и предполагают существование металлического ядра. Некоторые исследователи еще уточняют это предположение, думая, что ядро состоит из металлического железа или железа и никеля в различных пропорциях, в зависимости от той или другой рабочей гипотезы.

Изучение землетрясений не только дает нам представление о земле как о твердом теле, но и о возможности существования более твердого, плотного и, до известной степени, однородного ядра. Оно также указывает на возможность изменения условий непосредственно ниже сравнительно тонкой поверхностной оболочки земной коры (стр. 222—223). Ни один из этих выводов о зональном распределении плотностей нельзя считать непогрешимым. При этом все еще остается очень спорным вопрос о точном определении условий внутренней части земного шара.

При действии кратковременного стресса земля, конечно, плотна, упруга и тверда, но под действием длительного стресса она может оказаться также пластичной и даже отчасти иметь свойства жидкости. В общем своем движении она ведет себя как однородное тело, но эта однородность может быть суммой или результатом менее значительных разнородностей. Ее упругость и твердость при действии внезапных стрессов приводит к мысли о кристаллическом, разнородном характере слагающих ее пород, похо-

жих на поверхностные, но не исключена возможность и эморфного или изотропного характера материала внутренней части земли.

Земная кора на возможной для наблюдения глубине в 15 км вела себя не как однородная структурная единица, а проявляла неустойчивость в виде разломов и течения во всевозможных направлениях. Она обнаруживает способность приспосабливаться ко всему сочетанию вертикальных или горизонтальных стрессов как вращательных, так и невращательных. Проявление этой неустойчивости коры не выражается в стремлении к концентрации масс в простых, ясно обозначенных зонах, или вертикальных, или горизонтальных, или наклонных.

Горобразование и другие деформации земной коры, повидимому, ясно указывают на существование движений на недоступной нашему наблюдению глубине (глава IX). По обычному представлению, движения ограничиваются только одной зоной подвижности или слабости. Понятие о такой зоне согласуется с гипотезой об изостатических движениях, с гипотезой твердой оболочки земной коры, приспособляющейся к сжимающемуся ядру, горообразующими процессами, которые, повидимому, заключают в себе скольжение поверхностных слоев над глубокими слоями. Геологи думают, что такая зона существует потому, что течение пород происходит при таких условиях температуры и давления, которые обуславливаются большой глубиной.

Но мнения геологов расходятся относительно глубины и мощности этой гипотетической зоны слабости, течения, или подвижности.

Ван-Хайз¹ (Van Hise) определял глубину зоны течения всего только в 9—10 км от земной поверхности, но при этом указывал, что увеличение твердости под влиянием задерживающего течения давления может значительно повысить эту величину.

На основании опытов с нарушением пород под большим всесторонним давлением Адамс и Банкрофт (Adams and Bancroft) приходят к следующему заключению².

«Чем больше глубина, тем потребуется больший тангенциальный толчок для того, чтобы дать начало движению, так что сравнительно близко от поверхности земли должны существовать крупные движения согласования в виде течения породы или перемещения вещества из одной точки земной коры в другую — движения иного характера, чем перемещение породы в расплавленном состоянии, — причем легкость движения быстро увеличивается по мере приближения к поверхности земли». Результаты опытов указывают на то, что такая предполагаемая подвижная зона ограничивается глубиной в 50 км, а дальше, как думают, идет зона неподвижности.

¹ Van Hise C. R. Principles of North American pre-Cambrian geology. 16th Ann. Rept., U. S. Geol. Survey, pt. 1. 1896, p. 593.

² Adams F. D. and Bancroft J. A. On the amount of internal friction developed in rocks during deformation and on the relative plasticity of different types of rocks. Journ. Geol., vol. 25, 1917, p. 635.

Джилберт¹ представлял себе подвижную зону как «относительно подвижный слой, отделяющий верхний, менее подвижный слой от почти неподвижного ядра», причем глубина подвижного слоя соответствует глубине изостатической компенсации.

Баррель (Barrel)² назвал эту зону слабости астеносферой и временные границы ее залегания определил в 100 км и 650 км от поверхности земли. По его представлению, астеносфера лежит ниже глубины изостатической компенсации.

Гейфорд (Hayford)³ предполагал концентрацию движения в нижней части зоны изостатической компенсации, т. е. в 100 км от поверхности земли. Бови (Bowie)³ и другие помещают ее ниже глубины компенсации.

По мнению Виллиса⁴ существует какая-то зона согласования, отстоящая на 60 км от поверхности земли и простирающаяся до основания астеносферы, и что согласования, необходимые для изостатических передвижек, располагаются главным образом между 70 и 150 км от поверхности земли.

По мнению вышеназванных исследователей, зона слабости представляет отдельную зону, концентрически расположенную по отношению к земле. На основании изучения деформаций горных массивов Р. Т. Чемберлен вместе с Т. С. Чемберленом дали другое представление об этой зоне, а именно: движения могут происходить на пересекающихся плоскостях, наклонных к поверхности земли и ограничивающих клиновидный массив.

«Ни один подток (undertow) в гипотетическом подвижном субстрате не может считаться твердо установленным, и нет нужды в подобном постулате»⁵.

Вот лишь немногие из тех точек зрения, которые можно привести в виде примера длинного ряда приемлемых гипотез относительно глубины, числа и положения глубоких подвижных зон. Само несходство этих точек зрения указывает на ограниченное количество изученных фактов. Большинство этих гипотез по большей части страдает отсутствием доказательств относительно точного места движений. В силу необходимости они заключают в себе так много предположений, что при современном уровне знаний доказательства эти не могут считаться удовлетворительными: в настоящее время для ученого всего надежнее строго придерживаться твердо установленных фактов, рассмотреть вероятность не одной, а нескольких гипотез, чтобы объяснить эти факты. Это несколько не мешает нам сочувственно отнестись к труду тех, кто пытается доказать только одну из этих гипотез. До тех пор, пока мы не будем в состоянии представить определенные доказательства специфической локализации движения, следует ни на минуту не

¹ Gilbert G. K. Interpretation of anomalies of gravity. „Prof. Paper“, 85—86, U. S. Geol. Survey, 1913, pp. 34—35.

² Barrel I. The strength of the earth's crust. „Journ. Geol.“, vol. 22, 1914, p. 680.

³ L. c.

⁴ Willis B. Discoidal structure of the lithosphere. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 31, 1920, p. 274.

⁵ Chamberlin T. C. Diastrophism and the formative processes. „Journ. Geol.“, vol. 26, 1918, p. 197.

забывать о неправильном неравномерном распределении движений в зоне наблюдения, уже суммированных нами, что может быть лучше всего поможет понять и предполагаемое состояние той зоны, которая располагается по крайней мере на некотором расстоянии ниже самой глубокой зоны нашего наблюдения. Это мерило является недостаточным, но у нас есть основание думать, что оно все-таки поможет нам ориентироваться в существующей путанице гипотез. Особенно желательно не забывать о том, что кливаж, указывающий на течение породы в самой глубокой зоне нашего наблюдения, не имеет в общем того положения, которое согласовалось бы с представлением о тангенциальном скалывании горизонтальной подвижной зоны. Часто кливаж имеет положение, которое наводит на мысль о скалывании в вертикальных или наклонных подвижных зонах. Это обстоятельство не опровергает того факта, что в глубоких зонах может иметь место другое положение, но оно заставляет критически отнестись к разбираемому вопросу, имеющему иногда лишь значение предположения.

Природа глубоких движений. Оставив в стороне вопрос о распределении глубоких движений, следует рассмотреть способы или самые процессы этих движений, происходят ли они в виде пластического течения, как принято думать, или в виде разлома, или же в виде какой-нибудь комбинации этих типов деформации. Никто не видит таких деформированных пород, и никто точно не определит условий этих глубоких движений, но у нас все-таки имеются веские данные, говорящие за то, что движения эти, вероятно, происходят в виде течения пород.

Мы понимаем, конечно, что подвижность, течение породы, слабость и некомпетентность не являются синонимами, хотя в геологической литературе они более или менее заменяют друг друга. Само собою разумеется, что концентрация сил в зоне может дать толчок движению, даже если породы там по существу не слабее пород в других прилегающих зонах. Подвижность не означает непременно течения породы, потому что она может выражаться также в разломе или вулканизме. Течение породы не всегда означает ее слабость. Обыкновенно предполагают, что течение породы указывает на большую слабость по сравнению с разломом породы. Как то, так и другое является признаком нарушения, но мы еще недостаточно знаем энергию вызвавших их факторов, чтобы с уверенностью утверждать, что порода, проявляющая неустойчивость в виде течения, слабее породы, проявляющей неустойчивость в виде разлома, если к тому же принять во внимание все окружающие условия. Экспериментальное воспроизведение течения породы дает нам ясное понятие о том, что породы, претерпевающие течение, по существу очень тверды, и что их неустойчивость происходит вследствие концентрации окружающих сил, достаточной для преодоления твердости породы; об этом говорит нам значительное увеличение твердости, для преодоления которой требуется увеличение разности стрессов.

Общие условия, производящие разломы породы, приближаются к условиям земной поверхности, и лабораторные опыты по этому поводу известны большинству учащихся. Разлом возникает влед-

ствие давления на породу, имеющую возможность растягиваться по направлению одной или нескольких свободных сторон, причем это давление превосходит сопротивление породы раздавливанию.

На вопрос — «при каких условиях будут течь породы?», — учащиеся часто отвечают — «при большом давлении». При обычных условиях простое повышение давления означает более значительный и более быстрый разлом. Но все-таки в этом ответе есть доля истины, потому что при некоторых других условиях более значительное давление будет вызывать течение породы.

Для вполне правильного ответа надо принять во внимание слабость, присущую самой природе, ее восприимчивость к химическим и минералогическим изменениям, способствующим течению породы, элемент времени или быстроту действия стрессов и давления.

Такие слабые породы, как неотвердевший мягкий ил, простая глина, песок или мергель, могут течь под давлением, не превышающим даже собственный вес.

Исследование пород, происшедших при течении, обнаруживает в них большие химические и минералогические изменения, которые можно охарактеризовать как перекристаллизацию, причем оказалось, что эти изменения являются главными средствами приспособления вещества к новым формам, обусловленным деформирующими стрессами. Некоторые минералы и породы восприимчивее других к этим изменениям, и поэтому легче подвергаются течению. Например, кальцит в известняке легко растворяется и вторично кристаллизуется. После сильной деформации под микроскопом можно обнаружить некоторые внутренние разломы. Кристаллы велики, светлы и прозрачны, это указание на то, что идут восстанавливающие и конструктивные процессы кристаллизации. Илы и глины восприимчивы к этим процессам вследствие соединения глины с присутствующими основаниями, дающего силикаты (главным образом слюду). Порода, состоящая из чистого песка, менее восприимчива к этим процессам перекристаллизации, хотя и в ней до некоторой степени заметны эти явления.

Легкость и быстрота перекристаллизации также определяются до некоторой степени характером растворов, проникающих в породу, и температурой. Сильно минеральные горячие растворы могут оказывать быстрое действие на перекристаллизацию существенно важных веществ породы, тем самым способствуя течению. Это доказывается течением твердых пород на умеренных глубинах в батолитовых контактах. Данные физической химии также показывают, что повышение температуры повышает молекулярную активность, ускоряет эндотермические реакции (аноморфические реакции в значительной мере эндотермичны), увеличивает растворение как жидких, так и твердых тел, а следовательно, перекристаллизацию, и уменьшает вязкость или внутреннее трение.

Элемент времени, очевидно, играет значительную роль. При кратковременном приложении силы вещество, даже сравнительно мягкое, подвергается разлому, тогда как медленное действие силы может вызвать течение.

Мраморные плиты, подвешенные за концы, через много лет, говорят, оседали без разлома. Породы могут подвергаться умеренным силам в течение огромных периодов времени, и вполне возможно, что при таких условиях они подвергаются течению, хотя в лабораторных условиях те же самые силы, но действующие лишь ограниченное время, производят разлом.

При правильном приложении сил, в лабораторных условиях можно заставить течь самую твердую породу без признаков сопротивления с ее стороны в этом отношении. Повидимому, такое течение бывает главным образом в тех случаях, когда порода находится под всесторонним сдерживающим давлением и когда главное деформирующее давление значительно превосходит сопротивление породы на раздавливание.

Если при таких условиях наблюдать деформацию в микроскоп, то мы увидим, что она совершается посредством грануляции и отламывания частиц, иногда вдоль более или менее определенных зон или плоскостей скалывания посредством скольжения кристаллов кальцита вдоль двойниковых плоскостей. Частицы еще держатся вместе, но это не такое течение, которое обыкновенно встречается в природе, где имеется обширное образование новых и характерных минералов. Это — структура, которая на самом деле является промежуточной между разломом и течением. Может быть и удастся в лабораторных условиях получить течение, похожее на естественное, если проводить опыты в течение длинного промежутка времени, применяя соответствующие минерализаторы и соответствующие температурные условия. Изучение этих экспериментальных условий показывает, что для течения породы требуется очень большая разность стрессов (подразумевая разность между наибольшим и наименьшим из главных стрессов, действующих на породу, см. стр. 235). Вещество под гидростатическим давлением приобретает большую твердость, излишек которой требует большей разности стрессов, чем это понадобилось бы при разламывании породы при меньшем давлении. Под давлением в 12 000 ат обыкновенный парафин приобретает такую твердость, что может деформировать сталь; мягкий точильный камень может сделаться тверже мягкой стали. Если такие предметы, как монета или медный гвоздик, прилепить к стали и затем подвергнуть их огромному давлению, то они приобретут такую твердость, что до течения они отпечатаются на стали. Кюмок глины, деформированный между двумя плоскими плитами, даже не имея по бокам никакой опоры, приобретает большую твердость может быть вследствие сопротивления трению, которое препятствует боковому течению.

Опыты Адамса¹ и Пфафа² показали, что если породы находятся под давлением, значительно превышающим их обычное сопротивление раздавливанию, то они не текут через небольшое отверстие, просверленное сбоку стальной формы, а скважины малого диаметра в породе не закрываются; из этого можно за-

¹ Adams F. D. An experimental contribution to the question of the depth of the zone of flow in the earth's crust. „Journ. Geol.“, vol. 20, 1912, pp. 97—118.

² Pfaff E. Der Mechanismus der Gebirgsbildung, pp. 16—19.

ключить, что порода приобрела очень большую искусственную твердость, которую может преодолеть только очень сильная разность стрессов.

Вероятно, в глубокой зоне имеются благоприятные условия для течения, о которых мы уже говорили. В зоне наблюдения даже самые твердые породы претерпевают местное течение и, следовательно, даже на этой незначительной глубине они находятся под сжимающим со всех сторон давлением, которое настолько превышает их сопротивление раздавливанию, что последнее не препятствует течению. Само собою разумеется, что на более значительной глубине с гораздо большим давлением условия для течения делаются более благоприятными. Типичный квиваж течения вызывает сильную перекристаллизацию, что влечет за собой уменьшение объема; с таким типом перекристаллизации уже мы познакомились в главе о метаморфизме. Разламывание, с другой стороны, увеличивает объем. Вследствие этого условия в глубоких зонах более благоприятны для течения, чем для разлома породы.

С глубиной температура земли повышается. Повышение температуры способствует процессу течения породы и ускоряет его.

Несмотря на эти и другие доводы, любой вывод о существовании этой глубокой зоны, где при деформации все породы текут, является гипотезой, и может быть навсегда останется ею. Мы не знаем в точности всех окружающих условий, и если бы даже мы взвесили каждый фактор, то и тогда соединенное действие их было бы для нас чисто умозрительным. Отклонения в одном только факторе времени могут решать вопрос и в пользу течений, и в пользу разлома. Течение, заметное в тех породах, которые сейчас доступны нашему наблюдению, не дает нам достаточно ясного и определенного представления об усилении этого процесса с глубиной, и, следовательно, мы не можем с доверием относиться к предположениям об исключительном развитии процесса течения в глубоких зонах. Другой сомнительный фактор — увеличение твердости под действием высокого давления, свойственного глубокой зоне. Хотя известно, что в пределах лабораторного опыта твердость пород очень быстро увеличивается вместе с повышением всестороннего давления, однако, величина последнего, достижимая в лабораторной обстановке, так незначительна, что не дает удовлетворительного доказательства увеличения твердости при повышении температуры, господствующей в глубоких зонах земли. При этих условиях мы вправе ожидать большой твердости, но насколько она велика, мы не знаем. Может быть она будет оказывать противодействие деформирующим стрессам почти необъятной величины. Может быть местами всестороннее давление оказывает такое положительное влияние на твердость пород, что значительное деформирующее давление не будет в состоянии дать толчок какому-нибудь движению.

Приводим выдержку из сочинения Адамса и Банкрофта¹:

¹ Adams F. D. and Bancroft I. A. Op. cit. „Journ. Geol.“, vol. 25, 1917, p. 635.

«Новидимому опыты указывают на то, что мрамор не может течь под давлением около 100 000 ат, которое, вероятно, эквивалентно глубине около 30 км ниже поверхности земли, он может течь только под колоссальным давлением».

Если бы даже нам были известны точные разности земных стрессов, то и тогда твердость явилась бы тем фактором, который делает такими ненадежными вычисления глубины течения, основанные на недостаточных экспериментальных данных. Красноречивым свидетельством этого является целый ряд выводов, основанных на экспериментальных данных различных исследований.

Кроме того, проблема получить при опытах течение пород осложняется еще тем, что при этом применяли только один стресс, именно тот, который производит неврацательную деформацию. Хотя мы видим в деформированных породах следы вращательных или же скальвающих движений, однако, еще не вполне определены результаты условий, допускающих вращательные движения или движения скальвания. Опыты, ведущиеся в этом направлении в Висконсинском университете, обнаруживают, что при действии скальвающих стрессов порода может течь не при столь колоссальном давлении, какое предполагали Банкрофт и Адамс.

Наконец, мы должны помнить, что проблема течения пород заключается не только в определении влияния давления, но также и в определении элемента времени, характера пород, температуры и присутствия различных минерализованных растворов, способствующих их перекристаллизации. Экспериментаторы еще недостаточно изучили эти факторы, и мы имеем в настоящее время лишь смутное представление об их относительном значении для течения пород. Изучение пород, подвергшихся деформации, метаморфические изменения и окружающие условия, способствующие этим изменениям, дают все-таки самые ценные сведения об этом процессе.

При современном уровне знания нельзя дать простого и исчерпывающего ответа на вопрос о течении пород в глубоких зонах. Окружающие условия, повидимому, ясно указывают на течение пород, но это заключение изобилует такими оговорками, распределениями и предположениями, что, по нашему мнению, трудно принимать во внимание всю сложность деформаций в зоне нашего наблюдения, и это, возможно, поможет выявить невидимые движения. Поэтому мы должны обратить большее внимание на возможность разнородного поведения структуры на больших глубинах.

В частности, должно иметь в виду, что течение пород, полученное искусственным путем в лаборатории, дает структуры, которые иногда встречаются в природе и носят название разлома, или соединяют разлом и течение. Мы можем предположить, что такое соединение разлома и течения, которое наблюдается в поле, существует в глубокой зоне, но все-таки там могут встретиться и условия течения, о которых мы составили себе представление на основании данных опыта.

Способ передачи стрессов при течении породы. В сланцевых породах мы находим ориентированный кливаж и плоскости скалывания, и это может послужить доказательством ориентации стрессов при образовании вышеупомянутых пород. Этот факт считается также доказательством отсутствия гидростатического давления, но с некоторых точек зрения такое заключение кажется сомнительным.

Кливаж и сланцеватость свидетельствуют о движении в определенных направлениях и, следовательно, об ориентированных стрессах, но довольно самой незначительной разности стрессов, чтобы дать толчок движению той массы, стрессы которой имеют преимущественно гидростатический характер.

Под действием собственного веса вода течет струями по направлению к отверстию.

Соединение различно окрашенных, не смешивающихся жидкостей распадается на полосы в направлении движения. Эти полосы служат доказательством ориентации стрессов, но не отсутствия гидростатических стрессов. В экспериментальном воспроизведении течения масса оказывает достаточное давление на сдерживающие ее стенки и растягивает их. Вообще гидростатическое давление измеряется приближенно сопротивлением растяжению. Кроме того, существуют добавочные ориентированные стрессы, измеряемые разностью между сопротивлением стенок и давлением поршня. Гидростатическое давление имеется во всякой медленно текущей вязкой массе. Если внешнее давление оказывает достаточно медленное действие, то оно передается гидростатическим способом, если слишком быстро, то в вязких веществах, не могущих проявлять свою неустойчивость достаточно быстро, часть стресса передается через массу в направлении его действия, тогда как часть его передается гидростатическим путем. Поскольку мы считаем сланцеватые породы выразителями условий течения пород, постольку нам может быть удастся получить приблизительно те же самые комбинации условий стрессов. Если во время течения породы существуют как гидростатическое, так равно и ориентированное давления, то как в таком случае связать существование гидростатического давления с известным, доказанным опытом увеличением твердости породы.

Если порода лежит несвободно, то для ее течения потребуется в несколько раз большая стрессовая разность, чем для раздавливания той же самой породы, но лежащей свободно. Порода, как говорят, принимает увеличенную до данного размера твердость. В то же самое время отсутствующее раньше гидростатическое давление возрастает настолько, что производит выпячивание стенок. Таким образом, получается явная аномалия, так как при этих условиях возрастают и твердость, и гидростатические стрессы.

Под увеличенной твердостью мы подразумеваем не только увеличение внутреннего сопротивления трению или вязкости массы, но и большую сопротивляемость по неспособности массы приводить в движение сдерживающие стенки. Одно только увеличение сопротивления трению не может придать противодействие новым

окружающим стрессам, и как бы это свойство ни было сильно развито, порода в действительности может быть слабее по отношению к окружающим силам; но порода является более компетентной или твердой, если принять во внимание поддержку окружающих сил.

Мы заключаем, что течение породы предполагает присутствие ориентированных стрессов и, вероятно, также гидростатических стрессов, а также слабость породы по отношению к окружающим силам, но большую твердость ее при комбинации с ними.

Следует отметить, что твердость в этом смысле нет необходимости ставить в каком-либо отношении с обыкновенной прочностью, выражаемой сопротивлением породы на раздавливание. Насколько мы знаем, кварцит или гранит могут быть не тверже мрамора или сланца. Опыты Адамса показывают, что так же ведут себя диабаз и мрамор в сложном образце. В самом деле, мрамор действительно проникал в более твердый диабаз. Подобным же образом гипс входит в сталь. Хотя в этих условиях разные породы, вероятно, обладают и разным внутренним трением или вязкостью, тем не менее все они почти подвергаются течению, что представляет контраст в сравнении с разнородными результатами движений пород под менее значительным сдерживающим давлением, где играют роль компетентность и прочность породы.

Заключение. В зоне, доступной нашему наблюдению, движение масс совершается в виде разлома и течения. Эти процессы могут резко отличаться друг от друга, или же могут быть так тесно связаны друг с другом, что их с трудом можно отличить; зоны движения многочисленны, их положение и размеры различны. В общем они указывают на скальывающие движения и скольжение между массами, происходящие и в виде разлома и в виде течения, и получающие свое начало от стрессов, наклонных к зонам движения. Это предположение послужит прочным основанием для объяснения и сопоставления наблюдаемых структур. Мы не имеем надежного доказательства увеличения или уменьшения движений книзу, к глубоким частям зоны наблюдения. Нет определенных признаков увеличения с глубиной течения и уменьшения разлома. Нет достаточных доказательств, что течение означает большую слабость породы, чем разлом. Мы не находим признаков, которые указывали бы, что при течении породы преобладают гидростатические давления или же давления, присущие компетентным плотным телам.

Мы знаем, что в зоне, недоступной нашему наблюдению, движения происходят, но их природа и распределение являются темой различных гипотез, основанных лишь на немногих изученных условиях глубоких зон. Повидимому, более резкий диастрофизм ограничивается тонкой поверхностной зоной. Более глубокие движения, более массивного типа, периодичные и, быть может, более медленные, повидимому, выражаются в относительном движении таких больших сегментов земли, как континенты и бассейны океанов. Глубины этих движений нам неизвестны. Большая часть самых распространенных гипотез предполагает одну единственную подвижную зону, в которой движение имеет

главным образом характер течения. Однако, обоснованная гипотеза должна также заключать в себе и представления о движениях, очень близких к движениям зоны наблюдений.

Такая гипотеза не может строиться на представлении о существовании какой-нибудь одной подвижной зоны, зоны скольжения, зоны течения или же зоны астеносферы. Эта гипотеза должна быть построена на предположении о существовании движений, неправильно распределенных во многих зонах, с любыми наклонами, и проявляющихся и в виде разлома, и в виде течения, и на такой глубине, где вообще возможны движения. Надо помнить, что некоторые структуры, определяемые геологами как разломы, могут служить выражением такого движения, которое по данным опыта определяется как течение.

На глубине и температура, и давление, и вулканизм принимают более ярко выраженный характер, но остается еще доказать, что соединенное действие этих факторов создает однообразные окружающие условия, и что эти условия не нарушаются так называемой разнородностью фактора времени, который может выражаться в различной степени деформации.

Если мы сделаем предположение об однородности окружающих условий и условий времени, то в таком случае нам остается еще доказать, что эти условия могут преодолеть разнородные физические свойства пород и дать начало однородным движениям в любой значительной зоне. Конечно, мы не можем сказать уверенно, что при этих условиях не могут существовать породы с разнородными свойствами, или что они не могут там преобладать. Конечно, зона наблюдения дает нам сравнительно незначительное доказательство их способности к более однообразной деформации в глубокой зоне.

Короче говоря, всякое представление о движениях в глубокой зоне будет страдать бездоказательностью, если мы не будем постоянно иметь в виду зону нашего наблюдения с ее неправильным строением и видами движения.

ОХЛАЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ ВСЛЕДСТВИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ТЕПЛА К ПОВЕРХНОСТИ

ПРИЧИНЫ НАРУШЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ¹

Охлаждение и сжатие ядра земного шара идет быстрее охлаждения его оболочки, поэтому происходит опускание, спадание ее, отчего возникают сильные тангенциальные напряжения. Как полагают, несмотря на это общее нарушение, породы, уже достаточно затвердевшие, передавали напряжения на далекие расстояния и могли образовывать и поддерживать не только горные цепи, но и геосинклинали, геосинклинали, плато, континенты, бассейны океанов и другие крупные структурные единицы. Вот старое, но популярное и до настоящего времени представление о деформации земли.

Изложим вкратце три главных гипотезы о процессе температурных изменений земли при охлаждении (и произошедших от этого деформаций)².

1. Земля находилась некогда в газообразном состоянии, затем превратилась в жидкость и, наконец, приобрела свойства твердого тела. Конвекционные токи понизили температуру всей массы земли до некоторой точки, близкой к температуре затвердевания. Образовалась твердая кора, и затвердевание перешло с поверхности внутрь. Кора после этого не сжималась, ядро же земли подвергалось дальнейшему сжатию. Таким образом, кора сделалась слишком обширной для сжатия ядра и поэтому стала опадать под тяжестью, образуя боковые напряжения, передававшиеся в компетентных или твердых горных породах.

Если охлаждающийся материал внизу сжимается, тогда как верхняя охлажденная кора не уменьшается больше в объеме, но находится в состоянии сжатия под действием силы тяжести и тангенциального напора, то в результате этого между указанными двумя зонами образуется слой, в котором отсутствуют какие бы то ни было напряжения, слой или уровень без стрес-

¹ Chamberlin T. C. Diastrophism and the formative processes, „Journ of Geology“, vol. 21, 1913, vol. 22, 1914, vol. 26, 1918, vol. 28, 1920, and vol. 29, 1921.

² Chamberlin T. C. and Salisbury. Geology. Vol. 1, 1904, p. 534 и следующие.

сов, где нет ни растяжения, ни сжатия. Этот уровень перемещается вниз по мере охлаждения земного шара.

В зависимости от различных точек зрения относительно начальной температуры, быстроты охлаждения и периода охлаждения, расходятся и мнения о современной глубине слоя без стрессов; вероятно, он находится в 10 или 15 км от поверхности земли. Эта гипотеза предполагает, что тектонические напряжения возникают в неглубокой зоне земного шара, и это согласуется с наблюдениями над поверхностным сморщиванием земной коры.

2. Другая гипотеза о распределении тепла в охлаждающейся газообразной и расплавленной массе земли принимает во внимание тот факт, что давление повышает точку плавления пород: при высоком давлении порода может оставаться твердой даже при температуре, превышающей их нормальную точку плавления на земле. Мы мало знаем о точках плавления при таких громадных давлениях, которые могут существовать в глубоких зонах земли, но можно предположить, что отвердевание, вероятно, сперва начинается близ центра земли и затем идет к поверхности. Следовательно, сжимается ядро земли, а не оболочка ее, лежащая непосредственно под корой.

3. Земля образовалась вследствие скопления мелких твердых тел, так называемых планетезимов, и поэтому высокая температура последовательно перемещалась от центра кнаружи благодаря увеличению давления во время роста земли. Вследствие перемещения тепла кнаружи температура падала в нижележащих частях и поднималась во внешних, заставляя первые сжиматься, а вторые расширяться. Кривые, вычерченные на основании некоторых предположений о распределении плотностей, давления и температуры, указывают, что наружные 1200 км земли, или около половины ее объема, находятся теперь под действием сжатия или тангенциального напряжения и силой тяжести прижимаются к сокращающемуся ядру.

Следует заметить, что первая из этих трех гипотез распределения тепла в земном шаре сосредоточивает деформации в весьма неглубокой зоне, две другие распределяют деформации на более глубокие части земли. В общем изучение деформаций на поверхности земли подтверждает идею о малой глубине деформаций, но не отвергает возможности и более глубоких нарушений. С другой стороны, известная жесткость земли говорит в целом в пользу второй и третьей гипотез.

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

Земля унаследовала от солнца некоторую неизвестную нам скорость вращения, и эта скорость менялась или вследствие сжатия массы, или вследствие падения планетезимов и других причин. С увеличением скорости вращения центробежные силы стремятся придать земле вид сплюснутого сфероида, с уменьшением скорости — вид шара. По мнению Чемберлена¹, возникшие таким обра-

¹ Chamberlin T. C. The fundamental segmentation of the earth. Science. vol. 40, 1914, pp. 774—775.

зом стрессы являются самыми могущественными агентами тех деформаций, которые претерпевает земля; он пытается показать, что расчленение, являющееся естественным следствием действия этих агентов, можно отождествить с наиболее крупными чертами лика земли.

ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА ПОД ВЛИЯНИЕМ МЕТАМОРФИЗМА

Материалы, из которых составлена земля, постоянно претерпевают циклы метаморфических и минералогических изменений, приводящих к значительному изменению объема. Известно, что стрессы, возникающие при этом, являются причиной некоторых местных деформаций. Однако, не ясно, таков ли суммарный, общий эффект этих изменений, чтобы дать начало более значительным, главным движениям в земной коре.

До некоторой степени метаморфические изменения можно рассматривать как следствия химических и молекулярных свойств и, следовательно, как причины изменения температуры и давления. Мы знаем также, что они являются, до некоторой степени, также результатом происходящих от других причин изменений температуры и давления. Однако, метаморфические изменения дают начало определенным физическим противодействиям по отношению к окружающим силам.

В соответствующих условиях температуры и давления материалы, из которых сложена земля, могут переходить сами в кристаллические формы, но этот переход в процессе своего развития способен влиять посредством температуры и давления на внешние окружающие условия. Сама же кристаллизация может сохранять однообразие при изумительном разнообразии действующих на нее окружающих условий, точь в точь, как органическая жизнь, хотя и являющаяся продуктом окружающих условий, может и сама воздействовать физически на эти окружающие условия. С широкой точки зрения метаморфические изменения надо рассматривать как актуальные самостоятельные причины деформации; они, как известно, дают начало некоторым деформациям, и совокупное действие их может быть одним из крупнейших агентов дислокаций, но они, в свою очередь, в значительной степени контролируются силами, возникшими от других причин. Если эти другие силы получают преобладающее влияние, то метаморфические изменения можно рассматривать как один из агентов, имеющих лишь местное выражение их.

ВУЛКАНИЗМ

То, что мы сказали о метаморфизме, можно было бы в перефразированном виде применить к вулканизму. Расплавление пород и перемещение магмы к поверхности земли являются, вероятно, результатом изменения окружающих условий температуры и давления. Нарушение равновесия этих условий, повидимому, производит и деформацию и вулканизм. Повидимому, очень часто деформация предшествует вулканизму; в других случаях они возникают в одно время; в иных случаях деформация следует за вулканизмом и, повидимому, от него получает свое начало. Большие батолито-

вые интрузии, так же как и другие формы интрузивных и вулканических извержений, свидетельствуют о большом давлении на окружающие горные породы, если даже происхождение и движения батолитовой магмы являются, в свою очередь, следствием изменений равновесия между температурой и давлением поверхности земли. Значит, в этом смысле, вулканизм можно назвать независимой причиной деформации. Если угодно, его можно рассматривать как агент, посредством которого крупные силы земли находят свое местное выражение; но мы видим, что в зоне нашего наблюдения этот агент является только причиной деформации.

В местах, где эрозия вскрывает глубокие слои, например на докембрийских площадях, значительная часть деформации может быть приписана непосредственно влиянию гранитных интрузий. Это наводит на мысль, что более сильная эрозия может обнаружить нарушающие плутонические массы на тех деформированных площадях, которые, видимо, не содержат вулканических пород.

Вулканические материалы производят деформацию не только всей своей массой, поднимающейся снизу вверх, но и вследствие уменьшения объема *in situ*, вызываемого переходом из жидкого состояния в кристаллическое и быстрым выходом летучих составных частей, главным образом воды, которая быстро и иногда катастрофически увеличивает давление (глава X).

РАСПОЛЗАНИЕ КОНТИНЕНТОВ

Известная слабость пород в условиях земной поверхности и признаки движения масс земли наружу к краям континентов дали начало следующей гипотезе: под постоянным действием силы тяжести континенты могут медленно расползаться, растягиваться и выравниваться посредством глетчерообразного движения, причем происходит почти такое же перераспределение нагрузки на поверхности, какое мы видим при эрозии.

Расползание может совершаться посредством разлома или течения, или же посредством комбинации их. Если будет иметь место течение, то этому движению будут способствовать метаморфические процессы.

В свою очередь, этот агент деформации имеет тесную связь с другими агентами, но поскольку дело идет о непосредственном проявлении его, то его надо считать возможным отдельным агентом, являющимся прямой причиной нарушения в нашей зоне наблюдения. Хотя такого рода движения теоретически и возможны, однако, нет ясных признаков, по которым эти движения можно было бы установить в наблюдаемых деформациях.

ДЕФОРМАЦИЯ, ОБЯЗАННАЯ ИЗОСТАТИЧЕСКОМУ СОГЛАСОВАНИЮ

Поверхность земли обнаруживает в некоторой степени изостатическое равновесие (стр. 239—241), несмотря на то, что эрозия и отложение постоянно увеличивают и уменьшают нагрузку на различных площадях, стремясь, таким образом, нарушать подобное равновесие. По общепринятому взгляду это означает, что увеличение и уменьшение нагрузки должно компенсироваться глубоким боко-

вым переносом массы. Существует также предположение, что настоящие условия не являются временными, случайными, или исключительными и что изостатические соглашения отличались большим или меньшим постоянством в прошлые периоды.

Далее полагают, что уменьшение нагрузки под влиянием эрозии вызывает поднятие площадей вследствие пластического расширения массы, и что отложение осадочных пород дает избыток массы на площадях депрессий, сопровождаемый опусканием их и вытеснением материала из более плотных и низких областей в вышележащие и менее плотные участки; такое движение должно выразиться горизонтальным подтоком.

Существует даже предположение, что наступание и отступление континентальных льдов может изменить нагрузку в достаточной степени для начала движений земной коры.

Можно предположить, что в процессах, о которых идет речь в данной главе, участвуют такие видоизменяющие и содействующие факторы, как изменения температуры, вызывающие изменения объема, упругие изменения объема под действием изменяющейся нагрузки и изменения объема под влиянием метаморфизма. Эти факторы до некоторой степени противоположны друг другу и их совокупное действие неизвестно (см. рис. 103 на стр. 243).

Уменьшение давления вследствие уменьшения нагрузки сопровождается упругим расширением, а повышение давления при увеличении нагрузки сопровождается сжатием. Существует предположение, что механическое движение течения, происходящего на большой глубине, само по себе повышает температуру, что в областях, где в настоящее время идет отложение осадков, произойдет в дальнейшем повышение температуры, потому что жар, поднимающийся снизу, не так быстро как раньше переходит на поверхность земли благодаря новому образованию осадочных пластов или потому, что основание колонны погружается в область с более высокой температурой.

Наоборот, под областями, которые в настоящее время являются областями сноса, температура вещества на данной глубине будет понижаться. Так как повышение температуры вызывает увеличение объема, то очевидно, что предполагаемые изменения температуры, несомненно, будут стремиться уменьшить до некоторой степени те упругие изменения объема, которые получались вследствие увеличения или уменьшения нагрузки. Уменьшение давления под действием эрозии является причиной метаморфических изменений, сопровождаемых увеличением объема и уменьшением плотности. Обратные ряды метаморфических изменений протекают вместе с увеличением нагрузки. Изменения объема, являющиеся следствием метаморфизма, в общем протекают в обратном направлении к изменениям, обязанным своим происхождением колебаниям температуры, и в одном и том же направлении с упругими изменениями, зависящими от изменения нагрузки.

Движение, принимаемое за очевидное теорией изостазии, нельзя рассматривать как точно установленное и неоспоримое. Действительно, едва ли можно встретить и двух специалистов по изостазии, мнения которых были бы совершенно одинаковыми.

С различных точек зрения перемещение материала при изостатических движениях мыслится то выше глубины компенсации, то ниже ее, то и там и здесь, то в одном и том же направлении и выше и ниже глубины компенсации, то в разных направлениях. Относительно значения температуры, метаморфических изменений и упругих изменений объема—мнения также расходятся.

Точно так же различно думают и относительно того, можно ли считать нарушение изостатического равновесия основной и самостоятельной, независимой причиной деформации, или оно является подсобным фактором других, более значительных причин, таких, например, как сжатие земного шара.

Принятый цикл движения привлекает своей простотой, и, по крайней мере в настоящее время, большинство геологов и почти все геодезисты рассматривают его как один из главных агентов деформации. С другой точки зрения, деформация обязана своим происхождением другим, более основным, глубоким причинам, а нарушение изостазии вследствие эрозии и отложения является лишь подчиненной и содействующей причиной деформации: частная схема движения, являющегося по предположению следствием деформации, для всей вероятности нереальна.

Критическое рассмотрение этого предмета распадается на две части: во-первых, разбор геологических затруднений, заключающихся в том предположении, что нарушения изостазии вследствие эрозии и отложения являются первоначальной причиной движения, во-вторых, каким образом установить соотношение между изостазией и другими, более значительными причинами движения. В обоих случаях принимают, что поверхность земли обнаруживает некоторую степень изостатического равновесия, хотя и с оговорками, отмеченными нами в предыдущей главе.

Полагают, что условия изостатического равновесия не изменялись во все геологические периоды, хотя прямого доказательства этого мы не имеем.

Нарушение изостазии вследствие эрозии и отложения, как причина движения горных пород. Цикл движений, который предположительно считают следствием нарушения изостатического равновесия, представляет много трудностей для геолога. Большинство этих трудностей признают и геодезисты, но в некоторых пунктах они склонны преуменьшать их.

1. В основу теории положено то предположение, что поведение пород выше и ниже глубины компенсации различно. Ниже этой глубины они так слабы, что допускают постоянное медленное движение в виде течения пород. Выше же этой глубины они, как думают, так крепки, что поддерживают колонны различной плотности и выдерживают неровности рельефа. Существует предположение, что в вышележащей зоне происходит главным образом вертикальное движение; высказывают мнение, что сопротивляемость пород нагрузке по вертикали меньше сопротивляемости их горизонтальному сжатию¹.

¹ Wood H. O. Some considerations touching on isostasy. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol 33, 1922, pp. 303—316.

Если бы колонны различной плотности были недостаточно крепки, чтобы препятствовать боковому движению, тогда было бы неясно, почему выше глубины компенсации не могут происходить движения от колонн низкой плотности к колоннам высокой плотности, причем низкая плотность более высокой колонны компенсируется увеличением ее высоты. Так например, если бы можно было исследовать относительно ровную поверхность под дном моря в расстоянии 1—1½ километров от него, то мы увидели бы, что под морем тяжесть, давящая на эту поверхность, будет меньше, чем под прилегающим горным массивом, где породы, хотя и более легки, однако, поднимаются на несколько километров выше.

В таком случае движение должно было бы происходить от подстилающего эти горы основания до поверхности, лежащей под дном моря, и отсутствие такого движения можно объяснить только очень высокой боковой твердостью пород выше глубины компенсации.

2. Если придавать значение преимущественно вертикальным движениям между колоннами, то в таком случае тангенциальное сокращение или давление придется считать лишь самой незначительной причиной поднятия, потому что подобное давление должно было быть причиной чрезмерной нагрузки в поднятой области.

Наблюдения ни подтверждают эту общую изостатическую схему движения пород, ни опровергают ее. Это искусственная схема, противоречащая наблюдаемому разнообразию в поведении горных пород. Как было указано в другом месте (гл. XIII), автор склонен обосновать свои представления о глубоких движениях пород на тех движениях, которые известны в зоне наблюдения. Это единственные движения, о которых мы действительно имеем кое-какие сведения, и с нашей точки зрения трудно отнестись с доверием к той схеме движения, которая коренным образом отличается от того, что приходится наблюдать близ земной поверхности.

Мы знаем, что в зоне наблюдения движения бывают вертикальные, горизонтальные и наклонные, и довольно невероятным представляется предположение о движениях преимущественно вертикального характера непосредственно под этой зоной и движениях главным образом горизонтального характера в еще более глубоких зонах земли. Мы знаем, что тангенциальное сокращение представляет важнейший вид деформации в зоне наблюдения, но в равной мере хорошо известно, что вертикальное поднятие без сокращения является точно так же важным процессом. Вследствие слабости горные породы на поверхности земли не могут образовать тангенциальных дислокаций, обуславливающих горообразование, но под действием нагрузки их твердость значительно увеличивается и они приобретают способность к образованию подобных деформаций. Во всяком случае признаки такого тангенциального сокращения имеются. Вычисление глубины залегания масс, захваченных горообразующими движениями, с большой долей достоверности указывает на то, что тангенциальное сокращение простирается на большую глубину от нашей зоны наблюдения

(гл. VIII). Специалист по структурной геологии, естественно, относится скептически ко всякой гипотетической схеме движения, которая недооценивает наблюдаемых фактов.

Кроме того, повидимому, едва ли логично предполагать, что боковой перенос нагрузки эрозией на поверхности автоматически компенсируется изменениями объема пород внизу, и что боковой перенос масс тангенциальным движением не должен компенсироваться точно таким же образом.

Несомненно, что вопрос о роли бокового движения или тангенциального сокращения в главных основных деформациях земли более или менее теряет в своей ясности от предположения, что сокращение, очевидное в горных массивах, происходило в одно время с поднятием и было причиной поднятия. Несомненно также, что поднятие некоторых гор сопровождало деформацию или же предшествовало деформации, вызванной тангенциальным сокращением. Эти факты показывают, что сжатие в земной коре является лишь одной из фаз деформации земли: последнее замечание не опровергает реальности данных положений.

3. Представление о компенсации на глубине в 100 км или на какой-нибудь другой подобной же глубине является, конечно, чистым умозрением, но все-таки это предположение основывается на уверенности в существовании какой-то одной зоны течения пород на некоторой предполагаемой глубине. Если вертикальное распределение плотности является неправильным, то почему бы течению пород также не отличаться неправильностью вертикального распределения.

Если плотность действительно постепенно изменяется к центру земли, то в таком случае глубина компенсации может находиться в центре, а в последнем случае зона течения пород и компенсационного подтока будет сведена к точке.

4. Для того чтобы объяснить современное слабое согласование, при постоянной эрозии и отложениях, гипотеза изостазии должна допустить медленные, постоянные движения под действием незначительных стрессов. Насколько мы знаем, крепость земной коры, подсчитанная на основании глубины изменения нагрузки, с успехом может противостоять любым стрессам. Уиллис утверждает¹, что «по опытам Адамса горные породы на глубине в 8,5—9 км от поверхности земли приобретают такую крепость вследствие давления, что они способны выдержать колонну 35 км высоты; т. е. они в четыре раза крепче, чем это нужно было, чтобы выдержать покоящуюся на них тяжесть, и в таком твердом основании не проявлялось бы никакого движения, кроме движения упругости, независимо от того, будет или не будет покоиться на них тяжесть горной цепи в 3—4,5 км в высоту».

Как мы уже упоминали в другом месте (стр. 235), эти вычисления обоснованы экспериментальными определениями крепости пород под действием стрессов скалывания, и вопрос о крепости коры не может считаться решенным.

¹ Willis B. Role of isostatic stress. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 33, 1922, pp. 372—373.

Допуская, что под действием быстрых стрессов земля ведет себя как твердое тело, геодезисты доказывают, что она может оказаться слабой и пластичной при действии медленных стрессов. В этом заключается другая неясность, так как геология дает многочисленные доказательства тому, что движения земли не отличаются медленностью и постоянством, но периодичны по своей природе. Долгие периоды покоя, периоды преимущественного накопления стрессов, сменяются периодами деформации, периодами освобождения стрессов.

5. В общем следует отметить также, что теория изостазии недостаточно предусматривает соответствующие причины обратных движений и бокового перемещения в зоне движения, причем и те и другие представляют твердо установленные геологические факты. Изменения температуры с последующими изменениями объема, как предполагают, являются по крайней мере одной из причин обратного направления движения. Существует предположение, что тяжесть образующихся осадков производит опускание и последующие медленные повышения температуры в нижележащей части колонны, следствием чего является расширение и, наконец, поднятие колонны. Точно так же, если область эрозионного сноса поднимается, то, как предполагают, температура нижележащей части колонны падает, причем происходит уменьшение объема. После того как эрозия прекращается вследствие выравнивания рельефа, охлаждение и уменьшение объема все же продолжают, потому что, как предполагают, изогетермы земли временно повысились во время поднятия и затем медленно понижаются до своего нормального положения уже после того, как деятельность эрозии прекратилась. Это состояние будет стремиться образовать депрессию там, где первоначально было поднятие. Оказывается изменение объема, обязанное своим происхождением этой причине, количественно недостаточно, судя по экспериментальным данным для образования известных поднятий и депрессий, по всей вероятности здесь действуют некоторые другие причины, еще не изученные геодезистами. Притом же этот главный аргумент игнорирует один важный факт, а именно, что действительно наблюдаемые метаморфические изменения объема под влиянием уменьшения или увеличения нагрузки происходят в противоположном направлении к тем изменениям, которые возникают при изменении температуры, и что первые изменения имеют большое значение. Так, увеличение нагрузки на дельтовые формации превращает их в сланцевую глину или сланец, причем уменьшается пористость; исчезает вода, кислород, уголекислота, а остающиеся составные части превращаются в сравнительно более тяжелые силикаты, результатом чего будет уменьшение объема, которое, если судить по действительным данным, имеет гораздо большее значение, чем любое возможное увеличение объема, обязанное своим происхождением повышению температуры.

В теории изостазии предполагаемые изменения объема по обыкновению приписываются изменениям температуры, упругому расширению под влиянием меняющейся нагрузки, метаморфическим изменениям и т. д., причем остается такое впечатление, что эти

изменения присущи всем породам в одинаковой степени и что благодаря этим факторам происходило известное распределение плотности, как будто бы материал, подвергавшийся этим воздействиям, был однородным. Геологи уделяли сравнительно мало внимания тому факту, установленному Вашингтоном¹, что различные типы вулканических пород, слагающих в значительной степени любую зону движения, вовлекаемую в изостатическое вторичное согласование, имеют различные плотности. Высокие области с низкой плотностью состоят из одного типа пород, а низкие области с высокой плотностью — из другого. Действительно, существующее распределение плотностей определяется главным образом миграцией магмы, или же всеми теми условиями, которые влияют на ее распределение (стр. 242—243). Следовательно, если увеличение и уменьшение нагрузки вследствие эрозии и отложения дают начало стрессам, способным возбуждать движения в нижележащих породах, и эти движения совершаются в направлении восстановления изостатического равновесия, то это значит, что миграция магмы точно так же определяется этим действием. Трудно опровергнуть подобную возможность; но геологическая мысль привыкла соединять происхождение и движение магмы скорее с другими значительными причинами деформации земли, чем с механикой изостазии, и нелегко отказаться от старых представлений.

7. В общем если мы будем считать первоначальной причиной деформаций нарушения изостатического равновесия вследствие эрозии и отложения, то в таком случае трудно установить соотношения этого нарушения с другими известными причинами, например такими, как сокращение земной коры или вулканическая интрузия. Повидимому, механика этого предполагаемого процесса может обуславливаться отсутствием сложных движений, происходящих от других причин, причем некоторые из них могут оказывать противоположные действия.

8. Наконец, при рассмотрении изостазии мы имеем в виду, что перемещение нагрузки вследствие эрозии и отложения является *первоначальной причиной* движений под поверхностью земли, компенсирующих это перемещение.

Мы приходим к заключению, что земля не может быть твердой постому, что она опускается под тяжестью. Следует отметить, что такой же ревизии должны подвергнуться и возможные следствия изостатических движений: 1) поверхностное перемещение материалов и опускание геосинклиналей может быть результатом движений, происходящих от других причин; 2) перемещения скорее способствуют восстановлению, чем нарушению изостазии; 3) распределение плотности, на которой основывается теория изостазии, может быть результатом совершенно другой схемы движения. Эти возможности мы рассмотрим в следующих параграфах.

Вероятные соотношения между условиями изостазии и другими причинами движения. 1) Поднятие может произойти вслед-

¹ Washington H. C. Isostasy and rock density. „Bull. Geol. Soc. Am.“ vol. 13, 1922, pp. 375—410.

ствие бокового сокращения или же вследствие вертикальных движений, обязанных своим происхождением плутонической интрузии или же другим причинам. Чтобы сделать содержание этой мысли наиболее простым и понятным, начнем с известного факта тангенциального сокращения, которое, однако, происходит или вследствие охлаждения и сжатия земли, или вследствие изменения быстроты движения, или же каким-нибудь другим путем, о чем уже упоминалось в этой главе. Для лучшего выяснения предмета сделаем предположение, что вначале поверхность земли представляла собой равнину с однообразным распределением плотности, затем тангенциальное движение или складчатость образовали излишек массы на приподнятых частях земли. Последующая эрозия и отложение скорее должны были бы восстановить изостатическое равновесие, а не нарушать его, как того требует теория изостазии. Хотя, возможно, имеется какое-то большее или меньшее равновесие между скоростью поднятия и скоростью эрозии, но, все-таки, поднятия на земной поверхности свидетельствуют о каком-то отстаивании последнего процесса в любое геологическое время.

Можно поэтому предполагать, что эти возвышения представляют собою какой-то излишек массы, который эрозия не успела сгладить.

Но, кроме эрозии и отложения, есть еще другие факторы, имеющие тенденцию к выравниванию плотностей. Мы знаем, что поднятие вследствие сжатия часто связано с большими батолитовыми интрузиями легких гранитных пород, обнаруживающих тенденцию к уменьшению плотности поднятой массы¹. Осевые части и более высокие пики Гималаев, Альп и Скалистых гор сложены преимущественно гранитами.

Остатки древних горных цепей, обнаруженные глубокой докембрийской эрозией, тоже преимущественно состоят из гранита, что является еще одним доказательством в пользу обычной ассоциации гранитной интрузии с поднятием. Для целей настоящего разбора не важно, как смотреть на интрузию: является ли она причиной или следствием тангенциального сокращения, или же представляет и то и другое вместе (глава IX).

Поднятая масса подвергается упругому расширению; разрывы образуют поры, пустоты; масса подвергается катаморфизму, который сопровождается увеличением объема. Можно также предположить, что часть энергии, потраченной на сокращение горы, переходит в тепло, производящее расширение пород и, следовательно, понижающее их плотность. Можно предполагать, что это тепло будет локализоваться в областях более интенсивных деформаций, т. е. в гористых, поднятых областях. Однако, этот фактор, вероятно, может уравниваться от поднятия массы в более холодных областях. Эти процессы не уменьшают веса поднятой массы, но уменьшение плотности может влиять на записи близрасположенных станций и быть причиной кажущейся компенсации.

¹ Washington H. S. L, l.c.

Эта проблема осложняется еще вопросом, на который мы не можем пока дать ответа, а именно, насколько первоначальные различия в плотностях унаследованы от ранних стадий развития земли. В этом случае тангенциальное сокращение и поднятие могло или восстанавливать или нарушать изостатическое равновесие. Поскольку поднятие сосредоточивалось первоначально в мелких областях, постольку оно должно было бы проявлять тенденцию к восстановлению изостатического равновесия. Может быть первоначально легкие области вместе с тем были и слабыми областями, что должно было бы вести к локализации движений в этих областях, но, как указано в гл. XII, слабость и легкость не всегда являются синонимами.

В общем можно предполагать, что поднятие вследствие тангенциального сокращения нарушает, подобно эрозии и отложению, всякое существующее изостатическое равновесие. Но это движение неизбежно дает начало целому ряду агентов, которые все стремятся, в действительности или кажущимся образом, к восстановлению изостатического равновесия — таковы эрозия и отложение, гранитная интрузия, расширение объема вследствие метаморфических изменений и тепла, порожденные механическими движениями. Мы не имеем достаточно полных цифровых данных, чтобы утверждать, что эти изменения способны компенсировать излишек массы, который возникает вследствие поднятия, явившегося результатом сжатия, но некоторые весьма существенные сведения не дают нам права отрицать их компенсирующее значение. Следует подчеркнуть, что заключение о полноте существующего изостатического равновесия также включает некоторые предположения, которые не дают возможности сделать окончательные количественные выводы. Некоторая степень изостатического равновесия действительно существует в природе; действительно, существуют факторы, обладающие свойством восстанавливать изостазию на поднятиях, происшедших от сжатия, но мы пока еще не знаем точных количественных выражений этих обоих процессов.

С этой точки зрения состояние изостазии можно рассматривать как результат совокупного действия факторов, которые более или менее взаимно уравнивают друг друга, причем эрозия и отложение являются только частью этих факторов.

Это представление об изостатическом согласовании не нуждается в гипотезе о существовании в глубине земли единственной зоны подтока или течения, или же о твердых колоннах,двигающихся вертикально над этой зоной. Движения могут возникать на всякой глубине и в виде любой комбинации разломов и течения пород. Движения могут быть тангенциальными, наклонными и вертикальными. Они обуславливают перемещения массы с любой глубины в зоны сокращения, явившегося следствием сжатия. Движения приостанавливаются в том случае, если приостанавливается тангенциальное сокращение. Они не дают начала циклу движений, которые будут продолжаться при увеличении или уменьшении нагрузки, или изменении плотности. Локализация поднятия при сокращении, происшедшем от сжатия, вообще

может быть структурной локализацией, обязанной своим происхождением первоначальному наклону и слабости пород (глава VII). Сокращение земной коры находит свое естественное и неизбежное выражение в миграции зон поднятия, в возвратах и возрождениях поднятий, которые трудно объяснить, если считать эрозию и отложение за главные причины движения.

Частая, хотя и не постоянная локализация гор в больших геосинклиналях, перегруженных отложением, можно объяснить начальным наклоном этих синклиналей, крутым наклоном контакта осадочных пород с основанием, контрастом между слабыми мягкими осадочными породами и прилегающими областями и т. д. Опускание геосинклинали не всегда можно считать результатом увеличения нагрузки. Она может возникнуть вследствие тангенциального сокращения или других причин.

Рид¹ обратил внимание на тот факт, что некоторые большие депрессии отличаются отсутствием осадочных пород, например, большие глубины океанов, в частности можно назвать большую впадину Тонга, которые по своему положению не могут служить местом накопления осадочных пород. Следует указать также на накопления мощных геосинклинальных отложений древнего возраста, не подвергшихся впоследствии процессам горообразования.

Эрозия и отложение, конечно, изменяют распределение компетентности пород, разрушая компетентные структуры, изменяя нагрузку и структурно нагромождая некомпетентные массы неконсолидированного материала и, таким образом, давая выход стрессам, находящимся в нижележащих породах. Трудно предвидеть, какое действие произведет это на распределение деформации. Если бы находящиеся внизу стрессы действовали в сторону дальнейшего поднятия уже приподнятой массы, то эрозия стремилась бы помогать им, удаляя нагрузку, но это вряд ли могло способствовать движению, ввиду утолщения и увеличения прочности массы от тангенциального сокращения. Силы сокращения, появившись, встретят меньшее сопротивление для дальнейшего поднятия уже поднятой массы, чем в начале деформации той прилегающей области, которая до того времени никогда не подвергалась утолщению и, кроме того, как например в геосинклиналях, была ослаблена аккумуляцией мягких материалов.

2) Вместо того, чтобы начинать с сокращения земной коры, как первоначальной причины деформации, сделаем предположение, что появление или миграция магмы может оказаться нарушающим элементом, безразлично, будет ли это сопровождаться складкообразованием или нет. Обычно миграция магмы находится в некотором соотношении с деформацией земли как причина или следствие, или как то и другое вместе. Не вдаваясь в рассмотрение причин образования магмы, повидимому, можно с уверенностью сказать (о чем мы уже говорили, стр. 242—243), что более легкая магма, застывая, образует на земной поверхности подня-

¹ Reid H. T. Isostasy and earth movements. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 13^o 1922, p. 317.

тия, а более тяжелая — депрессии. Как вертикальное, так и горизонтальное распределение вулканической массы находится в весьма значительной зависимости от распределения плотностей, о которых можно судить на основании определения предельного веса. Их плотность, по видимому, определяется их вертикальным положением.

Много лет тому назад Джильтберт¹ установил связь между плотностью различных лакколитов горы Генри и их вертикальным положением в разрезе. Несомненно, конечно, встречаются такие важные видоизменяющие структурные особенности, как например компетенция налегающих слоев, которые препятствуют поднятию магмы вверх.

При общих условиях, принятых нами, эрозия и отложение будут стремиться нарушить изостатическое равновесие, и нам придется предположить, что восстановление равновесия требует или притока из глубины земли нового магматического материала или поднятия вверх кроющих пород под напором еще жидких масс в борьбе за гравитационное согласование. Кроме того, мы должны предположить, что эти противоположные силы более или менее уравновешены, хотя это равновесие нельзя назвать совершенным, потому что мы должны признать существование значительных отклонений от полной изостазии.

Эта гипотеза, как и всякая другая, принимает во внимание и другие дополнительные факторы, такие, например, как упругое расширение при уменьшении нагрузки, расширение при катаморфизме, уменьшение объема вследствие охлаждения и т. д. В этом случае можно предполагать большое уменьшение объема вследствие охлаждения.

По этой гипотезе эрозии отводится роль направляющего начала в движении магмы, поскольку она удаляет или ослабляет те породы, которые преграждают путь магме, мигрирующей кверху. Накопление рыхлых осадочных пород также является благоприятным условием для вторжения магмы. Эрозия и отложение могут доставить подходящие условия для свободного проявления сил, действующих снизу и возникших от других причин. Однако мы сильно сомневаемся в том, что эрозия и отложение сами по себе могли быть причиной расплавления и движения магмы.

Приостановка движения вверх в одной области и перенесение его в другую, бывшую ранее областью местного осадконакопления, обязано своим происхождением причинам, относительно которых можно делать лишь предположения; на основании этой гипотезы можно предполагать, что охлаждение и последующая кристаллизация поднимающейся магмы образует в ее временем неподвижный компетентный верхний слой и что магма, затем, может найти структурно некомпетентные зоны лишь в прилегающих областях, сложенных рыхлыми отложениями, прорвется туда и снова поднимется вверх.

¹ Gilbert G. K. Geology of the Henry Mountains. 2^d ed. Washington 1880.

ВЫВОДЫ ОБ ОСНОВНЫХ ПРИЧИНАХ НАРУШЕНИЯ ЗЕМЛИ

На предыдущих страницах перечислены те главные причины деформации, о существовании которых можно догадываться. Эти причины правдоподобны, но никто еще не определил действительного значения этих причин как каждой в отдельности, так и в совокупности их друг с другом. В настоящее время можно делать обобщения также на основании наших, весьма неполных знаний о строении земли. Геологи в настоящее время склонны приписывать главную роль изменению быстроты вращения и сжатию земли, происходящих вследствие перехода тепла из внутренних частей земли наружу, независимо оттого, являются ли эти геологи сторонниками небулярной или планетезимальной гипотезы ее происхождения.

Метаморфические и химические изменения, вулканизм и силы, стремящиеся поддержать изостатическое равновесие, считаются подчиненными или подсобными причинами, или, быть может, особыми и местными выражениями более основных причин, указанных ранее.

Эрозия и отложение, нарушая изостатическое равновесие, могут дать начало циклу следующих выравнивающих движений: выше глубины компенсации — опускание перегруженных вертикальных колонн ведущих себя как цельные структурные единицы, без бокового течения; ниже — в гипотетической слабой зоне — боковое течение от подошвы перегруженной колонны к подошве более высокой колонны и затем вертикальное поднятие более высокой колонны. Это положение включает в себя целый ряд предположений относительно поведения пород на различной глубине, которое трудно объяснить с геологической точки зрения.

Факты изостазии можно объяснить также комбинацией других причин, не обусловленных этим циклом движений, логически вытекающих из предположения, что эрозия и отложение являются основными факторами изостазии. Главная роль может принадлежать или сокращению земной коры, происходящему от гравитационного опадения коры, зависящего от перехода тепла или изменения скорости вращения земли, или от других причин, или же поднятие может быть просто вертикальным поднятием, связанным с магматической интрузией или с другими причинами.

Независимо от причины, такого рода поднятия и излишек массы, от этого получившийся, в значительной части автоматически компенсируются понижением плотности вследствие упругого расширения, раздроблением пород, катаморфическими изменениями и нагреванием, объясненным своим происхождением механическому движению, и в особенности сопутствующей миграцией расплавленных масс. Эрозия и отложение иногда предопределяют место деформации, происшедшей от других причин, но это бывает далеко не всегда, их действия являются только второстепенными, вспомогательными: они сами по себе, независимо от других условий, неспособны дать начало складчатости. Цикл движения, который предполагает теория изостазии, может протекать лишь изолированно, вне связи с движениями, происходящими от

других причин; его даже нельзя представить себе в связи с другими движениями.

Пока в некоторых случаях, по словам Виллиса¹, «изостазия является направляющей, а не движущей силой деформации», в других случаях ее роль может оказаться даже еще менее значительной.

Хотя автор считает последнее объяснение изостазии и движений, с нею связанных, наиболее правильным, однако, при современном уровне знания автор предостерегает учащихся от безоговорочного принятия какого бы то ни было простого и точного объяснения. Эта проблема включает так много неизученных и, может быть, недоступных для изучения вопросов, что ни один современный ученый не может претендовать даже на приблизительно правильную точку зрения — все только ищут истину.



¹ Willis B. Role of isostatic stress. „Bull. Geol. Soc. Am.“, vol. 33, 1922, p. 374.

Оглавление

	Стр.
Введение	3
Глава I. Общий обзор структурных нарушений в зоне наблюдения	5
<p>Неоднородный характер движения (5). Причины движения (6). Угловые соотношения между структурами и вызвавшими их стрессами (7). Распределение движения (8). Возможное увеличение течения пород с глубиной (9). Движения, продолжающиеся до сего времени (10)</p>	
Глава II. Определение терминов	11
<p>Соотношения между стрессом и напряжением (15). Плоскости максимального скалывания (16). Эллипсоид напряжения (18). Выводы (21).</p>	
Глава III. Трещины.	23
<p>Общее описание (23). Причины образования трещин (25). Соотношение между положением трещин и вызвавшими их стрессами (27). Ряды и системы трещин (33). Видимые и действительные системы трещин (37). Полевая классификация трещин (38). Глубина трещин (46). Время образования трещин (47). Расширение трещин действием силы роста кристаллов (48). Проявление трещин на земной поверхности (50).</p>	
Глава IV. Сбросы.	53
<p>Номенклатура сбросов (53). Сбросы, связанные с вулканическими породами (59). Связь сбросов с рудными залежами (61). Нормальные сбросы в нескладчатых осадочных породах (62). Нормальные сбросы и складки. Связь нормальных сбросов со складчатостью (62). Взбросы (надвиги) или обращенные сбросы (63). Горизонтальный сдвиг (68). Главные и второстепенные надвиги и системы сбросов (69). Корреляция сбросов (72). Сбросы изогнутые и смятые в складки (74). Видимые и действительные сбросовые смещения (76). Природа движения сбросов и надвигов (78). Сокращение земной коры при сбросообразовании (79). Признаки сбросов (81).</p>	
Глава V. Брекчии и автокластиты.	87
<p>О критерии для определения брекчий различного происхождения и конгломератов (90). Цементирование брекчий (91).</p>	
Глава VI. Кливаж течения и кливаж разлома	93
<p>Описание кливажа течения (93). Как образуется параллельное расположение минералов (96). Отношение кливажа к стрессам (101). Отношение кливажа течения к напластованию и складчатости (104). Общее распределение и положение кливажа течения (108). Ложный или волокнистый кливаж (111). Идиоморфные или порфиновые текстуры, сопровождающие кливаж течения (111). Уничтожение первоначальных структур кливажем течения (113). Кливаж течения как „кристаллобластическая структура“ (114). Общие замечания относительно минералогических и химических изменений, происходящих</p>	

при течении горных пород (117). Течение пород без кливажа (118). Гнейсовая структура (118). Кливаж разлома (121).

Глава VIII. Склады 130

Общее описание (130), Элементы складок (131). Виды складок (134). Влияние дифференциального межпластового скольжения в крыльях складок на образование кливажа течения, кливажа разлома, трещиноватости и складок волочения (144). Складкообразующие силы (153). Местонахождение складок (157). Глубина складчатости (158).

Глава VIII. Оползни, обвалы, оседания горных выработок, деформации, происшедшие вследствие местного изменения объема горных пород 162

Общий обзор (162). Оползни и обвалы в естественных условиях (163). Оползни, происшедшие вследствие искусственных выемок (173). Местные нарушения вследствие изменения объема (181). Опыты по деформации мягких пород (183). Критерии, служащие для различения структур, образовавшихся в неконсолидированных или расплавленных породах, от структур, образовавшихся в твердых породах (185).

Глава IX. Главные структурные единицы: геосинклинали и геосинклинали, океанические бассейны, континенты, горы, плато, положительные и отрицательные элементы 190

Горы (193). Плато (207). Континенты и океанические бассейны (208).

Глава X. Землетрясения 212

Терминология (212). Землетрясения как следствие нарушения пород (212). Землетрясения как причина нарушения пород (215). Другие воздействия землетрясений (215). Землетрясения и вулканизм (216). Соотношения землетрясений с другими явлениями природы (217). Сейсмические волны (217). Метод определения начальной точки землетрясений (219). Зоны землетрясений (220). Внутреннее состояние земли по сейсмическим данным (222). Предсказание землетрясений (223).

Глава XI. Значение терминов „несогласие“ и „перерыв“ 225

Определение несогласия и перерыва (226). Объяснение несогласий и перерывов (228).

Глава XII. Прочность, плотность и объемные изменения горных пород 231

Прочность пород (231). Упругие свойства горных пород или их изменчивость в пределах упругости (232). Усталость (233). Сопротивление горных пород натяжению (233). Сопротивление пород изгибу (234). Сопротивляемость горных пород раздавливанию под влиянием сжатия (сокращения), действующего в данном направлении (234). Сопротивление горных пород действию удара (234). Сопротивление пород раздавливанию под действием неврачательного сжатия с боковым упором (235). Сопротивляемость пород действию вращательных стрессов или стрессов скалывания (236). Сопротивление пород раздавливанию при гидростатическом давлении или одинаковом сжатии со всех сторон (236). Другие факты, указывающие на прочность земли (237). Плотность горных пород и их изостатическое согласование (238). Площадное распределение плотности и изостазия (239). Региональное распределение компенсации (241). Региональное распределение плот-

ности в связи с типами горных пород и возрастом формаций (242). Глубина изостатической компенсации (243). Замечания относительно наблюдаемых отклонений от совершенного изостатического согласования (245). Изменение объема горных пород. Изменение объема в зависимости от изменения температуры (246). Изменение объема горных пород от сжатия (248). Изменение объема вследствие разлома (249). Изменение объема при метаморфизме (249). Другие изменения физических свойств веществ от давления (экспериментальные данные) (250). Общие замечания и сводка (251).

Глава XIII. Общий обзор структурных условий внутренней части земли 253

Глава XIV. Причины нарушения земной коры 265

Охлаждение земли вследствие перемещения тепла к поверхности (265). Изменение скорости вращения земли (266). Изменение объема под влиянием метаморфизма (267). Вулканизм (267). Расположение континентов (268). Деформация, обязанная изостатическому согласованию (268). Выводы об основных причинах нарушения земли (279).

Примечание редактора

Настоящая книга представляет полный перевод учебника Ч. К. Лизса, за исключением последней главы „Полевые методы“ и приложения „Сводка опытов по структурной геологии“ написанного Э. Стивдмэном. Глава „Полевые методы“ не связана с основной частью книги, сводка же Стивдмэна является по существу перечнем главных работ по экспериментальной тектонике, без достаточного критического разбора их и соответствующих выводов. Поэтому эти главы редакция не сочла нужным переводить.

При чтении книги следует иметь в виду, что в переводе сохранена американская терминология; так например, термины структура и текстура здесь понимаются в обратном порядке, в сравнении с немецким и русским употреблением этих терминов.

Первоначально редакция предполагала дополнить книгу Лизса исследованиями по структурной геологии последних 10 — 12 лет, особенно европейских и советских геологов. Однако эти дополнения настолько бы изменили текст этой оригинальной и интересной книги, что она потеряла бы много в цельности и краткости, что и заставило редакцию отказаться от дополнений.



Гедактор *Н. С. Шатский*

Тех. редактор *Б. Модель*

Сдано в производство 5/II 1935 г.
Уполн. Главлита № В-17679
Формат бумаги 62×94¹/₁₆.

Подписано к печати 19/IV 1935 г.
Издат. № 21, тираж 5000 экз.
Объем 17³/₄ п. л. 50950 зн. в л.

Калужская типография Мособлполиграффа.

1
—
III

О П Е Ч А Т К И

Стран.	Строка	Напечатано	Следует	По вине	
17	14—15	сверху	переставить местами.	Типогр.	
23	Заголовок	Общее описание трещины	Трещины. Общее описание	"	
25	3	сверху	различными	различимыми	Невыясн.
50	Заголовок	Появление	Проявление	Корр.	
71	Подп. к рис. 35	Слова „и надвиговая“	исключить	Типогр.	
144	Заголовок	дифференциального	дифференциального	"	
265	Заголовок	Третью строку заголовка	считать первой	"	

Лизе. Структурная геология.

6148