

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

М.В. ГЗОВСКИЙ

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ
ТЕКТОНИКИ
И ТЕКТОНИКА
БАЙДЖАНСАЙСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ

Часть III и IV

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

М. В. ГЗОВСКИЙ

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ
ТЕКТОНОФИЗИКИ
И ТЕКТОНИКА
БАЙДЖАНСАЙСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ

Части III и IV

Ответственный редактор
чл.-корр. АН СССР В. В. БЕЛОУСОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва — 1963

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение физики тектонических явлений — тектонофизика — новое направление исследований, развивающееся на границе тектоники, физики и геофизики. Тектонофизика помогает решать такие сложные вопросы геологии и геофизики, которые еще недавно казались не разрешимыми или вообще не ставились. Тектонофизические исследования, наряду с другими, в ближайшем будущем будут положены в основу решения ряда важнейших проблем геологии.

Во-первых, расширятся возможности прогноза деталей структуры на глубину и в плохо обнаженных районах. Прогноз строится на закономерностях, позволяющих связывать крупные, легко выявляемые и хорошо проявляющиеся на поверхности элементы структуры с относительно мелкими, но практически весьма важными нарушениями, во многих случаях скрытыми на глубине. В будущем большое значение будут иметь поиски и разведка скрытых месторождений полезных ископаемых, поэтому значение прогноза деталей структуры на глубину с течением времени будет возрастать. Этот прогноз будет полезен также при разработке месторождений и при инженерно-геологических изысканиях в местах строительства крупных сооружений.

Во-вторых, с помощью тектонофизических исследований в совокупности с тектоникой, геофизикой и другими геологическими науками можно будет использовать данные о геологии верхней части земной коры для исследований глубинных геологических процессов, происходящих в нижней половине коры и в верхней части подкоревой оболочки (мантии). Таким путем удастся установить причины тектонических движений, которые являются предметом острой дискуссии на протяжении всей истории геологии. Тектонофизика, дополняя петрологию, открывает путь к выяснению условий возникновения магм различного химического состава.

В-третьих, тектонофизика дает дополнительные возможности при изучении геофизических явлений. Она способствует выяснению напряженного состояния вещества в недрах Земли, прогнозу землетрясений и объяснению гравитационных аномалий.

Вышеперечисленные геологические и геофизические проблемы имеют большое теоретическое значение. Их разрешение позволит выяснить многие разнообразные практические задачи, далеко не все из которых можно заранее предвидеть.

При прогнозе деталей структуры и изучении глубинных геологических и геофизических процессов тектонофизика является связующим звеном между геологией и геофизикой; тектонические явления рассматриваются в ней как физические процессы. В тектонофизике необходимо геологические данные переводить на язык количественных характеристик и математики, который свойствен геофизике и всей физике в целом. Благодаря превращению части тектоники в точную науку открывается возможность количественных

сопоставлений данных геологии и геофизики и их совместного использования при решении задач, требующих численных ответов.

Общие закономерности развития деформаций, разрывов и напряжений в земной коре можно установить лишь путем обобщения ряда примеров, полученных в результате специализированных полевых исследований в районах, геология и тектоника которых хорошо и детально изучены. Желательно, чтобы в этих же районах разрешались сложные промышленные или теоретические задачи, для решения которых следует применять и тектонофизические исследования.

Первым районом, где были поставлены и закончены тектонофизические исследования, удовлетворяющие перечисленным требованиям, оказался Байджансайский район в хребте Каратау. Он находится на северо-западной окраине Тянь-Шаня на водоразделе бассейнов рек Сыр-Дарьи (на юге) и Таласса и Чу (на севере). Этот район в силу своих природных условий исключительно благоприятен для тектонофизических исследований и выяснения ряда общих закономерностей. В нем требовалось разрешить ряд сложных вопросов, связанных с поисками и разведкой рудных месторождений, не выходящих на поверхность. Решить возникшие конкретные тектонофизические вопросы можно было, лишь располагая четкими физическими основами тектонофизики. Поэтому в данной работе наряду с анализом района Байджансайского антиклинория дается также рассмотрение ряда общих теоретических положений тектонофизики. Исследования велись 12 лет (с 1949 по 1961 г.), причем в течение 9 лет проводились полевые наблюдения. В выполнении этой работы приняли участие многие геологи, физики и химики, фамилии которых упоминаются при изложении материала в соответствующих разделах. Большую помощь в проведении работы оказали автору В. В. Белоусов, Н. И. Николаев, М. П. Воларович и Н. В. Зволинский. Им, как и всем товарищам по работе, автор выражает глубокую благодарность.

Полученные результаты показывают возможности применения тектонофизики при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Предлагаемые методы полевых и лабораторных исследований и ряд новых общих закономерностей, выявленных в ходе данной работы, могут быть использованы при изучении глубинных процессов и решении не только геологических, но и геофизических вопросов. Примеры использования новых тектонофизических представлений для сейсмического районирования и выяснения причин возникновения магм различного химического состава опубликованы в других работах.

Данная книга является продолжением книги автора «Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, части I и II», опубликованной в 1959 г. Издательством АН СССР.

В первой части этой работы давался обзор истории тектонофизических исследований с указанием их первоочередных задач. Было показано, что лишь недавно сложились условия для всестороннего развития тектонофизики. В прошлом накопилось много противоречивых мнений, не позволявших последовательно и всесторонне рассматривать механизм тектонических нарушений. Поэтому возникла острая необходимость пересмотра всех физических основ тектонофизики.

Во второй части описывалась тектоника Байджансайского антиклинория — морфология его крупных структурных элементов и основные этапы истории развития. Однако в результате обычного (не тектонофизического) изучения, ряд вопросов, связанных с причинами и закономерностями формирования складок и разрывов, а также и всего антиклинория в целом, остался не разрешенным. Поэтому возникла неопределенность в оценке перспектив рудоносности разных частей района.

Настоящая книга состоит из двух частей: III и IV.

В третьей части автор обосновывает и формулирует главные физические представления, определяющие методы специализированных

полевых наблюдений и лабораторных испытаний, а также систему интерпретации собранных фактических данных. Основными вопросами, разбираемыми в этой части, являются: реологическое рассмотрение деформаций горных пород, новая физическая теория возникновения тектонических разрывов, теория моделирования тектонических явлений, оптический метод исследования напряжений в моделях.

В четвертой части рассматривается механизм формирования мелких и крупных, дополнительных и основных складок и разрывов внутри Байджансайского антиклинория, а также всего антиклинория в целом.

Большое внимание уделяется распределению в земной коре напряжений, связанных с тектоническими нарушениями. Предлагаются методы полевого исследования напряженного состояния горных пород, которое в прошлом не изучалось. Во всех главах четвертой части широко используется представление о тектонических полях напряжений. Впервые восстанавливаются и анализируются поля напряжений, сопровождавших развитие складок и разрывов разного типа.

Обсуждаются вопросы о физических условиях, которые определяют форму, величину и число складок и проявление того или иного механизма их возникновения. Эти вопросы частично разрешаются на основе теоретического рассмотрения полевых данных и моделирования.

Выявляются последовательные этапы и причины формирования структуры всего антиклинория. Впервые характеризуется поле напряжений, сопровождавшее рост целого антиклинория. Находится время и место рудообразования в общем развитии антиклинория. Приводятся примеры того, как знание поля напряжений способствует решению практических вопросов. В Байджансайском районе данные о тектонических полях напряжений были использованы при поисках рудных месторождений.

Работа заканчивается общим заключением, в котором в сжатом виде сформулированы главные результаты проведенных исследований и указаны перспективы их использования при изучении глубинных геологических и геофизических процессов.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ТЕКТОНОФИЗИКИ**

I. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Тектонофизика — учение о механизме образования деформационных элементов структуры земной коры; общая задача тектонофизики заключается в выяснении того, какие факторы и как влияют на формирование этих структурных элементов.

В зависимости от изученности, соотношения между природными явлениями могут отражаться различными способами. Наиболее гибкими и поэтому удобными в начале исследования и при изучении особенно сложных процессов являются словесные формулировки и качественные диаграммы, широко используемые в тектонике. При более четком знании взаимных зависимостей между явлениями, т. е. при возможности количественного учета влияния различных факторов, удобнее всего применять лаконичную запись в виде математических уравнений и количественных графиков, в которых выражены достижения физики и многих других наук. Однако в тектонофизике уравнения могут использоваться и при слабой изученности связей между явлениями, когда вопросы количественных сопоставлений находятся только в стадии постановки.

Опыт, накопленный в тектонике, физике и технике, показывает, что складки, тектонические разрывы и другие деформационные элементы структуры земной коры однозначно определяются системой сил, действующих на рассматриваемый участок коры, продолжительностью их действия и механическими свойствами материала, слагающего данный участок. Это — основное исходное положение, определяющее ход решения всех тектонофизических задач, которые сводятся к выяснению и использованию конкретной формы общей зависимости в многочисленных частных случаях.

Физический смысл каждого тектонофизического исследования заключается в нахождении конкретного уравнения для отдельных частных случаев деформирования земной коры. Пока таких уравнений немного, но по мере развития тектонофизики число их будет возрастать. Приведем один пример. Согласно существующей гипотезе, складки продольного изгиба появляются лишь в том случае, если имеются следующие соотношения между силами, временем их действия и свойствами слоистой толщи:

$$p > k_I \frac{f^{2/3} \eta_{III}^{1/3}}{\partial^{1/3}},$$

$$p < 2P_{\partial\tau},$$

$$S < k_{III} f,$$

где p — нормальные напряжения на поперечном сечении слоев; f — касательные реактивные напряжения на поверхности слоев; S — нормальные реактивные напряжения на поверхности слоев; η_{III} — вязкость слоев; $P_{\partial\tau}$ — длительная прочность слоев на скалывание; k_I и k_{III} — безразмерные числовые коэффициенты.

Установление аналогичных конкретных форм зависимости для различных деформаций и разрывов дает геологам и геофизикам дополнительные возможности для решения многих важных вопросов. В случае постановки «прямых задач» по данным о силах, длительности их действия и свойствах горных пород можно будет заранее предвидеть особенности структуры участков земной коры, еще не вскрытых горными выработками; например, указывать направление усиления мелкой складчатости, способствующей оруденению в пределах разведываемого месторождения. В других случаях, решая «обратные задачи», можно будет, зная структуру участка, свойства пород и время деформирования, устанавливать характер тектонических сил, действовавших на земную кору. Такие заключения важны для развития методов прогноза землетрясений и для решения одной из главных общих проблем геологии, геофизики и космогонии — проблемы происхождения тектонических движений.

Для установления конкретных форм общей зависимости необходимо иметь возможность во многих частных случаях сопоставить данные о структуре, силах, времени и свойствах материала и в результате этого прийти к необходимым выводам эмпирическим путем. Конечно, теоретический анализ при изучении тектонических деформаций земной коры также очень важен, однако его результатам можно будет доверять только после эмпирической проверки, поскольку в процессе теоретических выводов вводятся различные предположения, допустимость которых не всегда заранее очевидна. Кроме того, многие тектонические процессы настолько сложны, что их теоретический анализ невозможен.

Независимое получение данных о всех факторах, определяющих деформационную структуру земной коры, представляет собой очень сложную задачу, требующую применения различных методов исследования. Сама структура отдельных участков коры изучается геологическими методами, однако ряд ее деталей может остаться невыявленным из-за ограниченных возможностей наблюдения. Многие участки коры остаются недоступными даже при большом количестве горных выработок, глубинная структура устанавливается недостаточно полно и не всегда однозначно.

Исследование механических свойств горных пород и их комплексов возможно при широком использовании физических и геофизических методов. Однако до сих пор такие исследования проводятся в недостаточном объеме. Время развития деформаций и действия сил устанавливается геологическими методами, но во многих случаях такие определения отличаются малой точностью. Наконец, последнюю группу факторов — силы, их направление, величину, режим изменений во времени — на природных объектах независимо от деформаций до сих пор установить не удавалось. Силы оставались неизвестными, поэтому эмпирически невозможно констатировать конкретные формы зависимостей между структурой, свойствами материала, временем и силами.

Отсутствие в течение ближайшего времени возможностей разработки методов измерения сил, действующих в земной коре, может создать ложное впечатление, будто конкретные уравнения в принципе не могут быть составлены и поэтому упоминавшиеся выше задачи неразрешимы. Однако выход из затруднительного положения дает метод моделирования.

При испытаниях моделей в лабораторных условиях силы могут быть не только измерены, но и заданы; время и деформации точно определены; свойства материала всесторонне изучены. Для каждого частного случая может быть сделано эмпирическое определение конкретной формы зависимости между этими факторами. Таким образом, метод моделирования позволит решать очень важные для тектонофизики задачи. При такой ответственной роли моделирования весьма важно обеспечить правильность его проведения и возможность использования его результатов при рассмот-

рении природных объектов. Результаты моделирования необходимо контролировать путем полевых исследований.

Выясненные на моделях для частных случаев конкретные выражения общей зависимости откроют широкие возможности для определения характера сил, деформирующих земную кору, поскольку их характер в природных условиях является единственным неизвестным.

Итак, для выяснения закономерностей образования всех деформационных элементов структуры земной коры необходимо знать механические свойства горных пород и их комплексов и иметь возможность моделирования тектонических деформаций земной коры, осуществляя при этом контроль не только за временем деформации и свойствами материала, но и за силами, включая распределение напряжений внутри моделей.

II. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 15

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГОРНЫХ ПОРОД

Представление о зависимости физико-механических свойств материалов от их внутренней структуры является одним из основных положений физики. При активном участии советских исследователей сложилась особая новая физическая наука о зависимости механических свойств материалов от их микроскопической и молекулярной структуры. П. А. Ребиндером было предложено называть ее физико-химической механикой. Ясно, что свойства отдельных частей земной коры и горных пород могут быть правильно поняты и рационально изучены лишь при учете основных особенностей их внутреннего строения.

Весьма подробно строение горных пород и образуемых ими толщ изучается несколькими науками: минералогией, геохимией, литологией осадочных пород, структурной геологией, петрографией изверженных и метаморфических пород, физико-химической петрологией и др.

Характеристика внутренней структуры материала и методы изучения его свойств должны быть поставлены в зависимость от размеров рассматриваемой области и проявившихся в ней деформаций. При исследовании материала, объемы которого измеряются кубическими сантиметрами и менее, большое значение имеет внутренняя структура отдельных кристаллических зерен. Если объемы образцов достигают кубических дециметров, следует принимать во внимание также закономерности распределения зерен в пространстве, типы цементации зерен в монолитную породу и пористость пород.

Если габариты изучаемых участков составляют единицы и десятки метров, большое значение приобретает слоистость осадочных и метаморфических горных пород, а также полосчатая текстура изверженных. Во всех случаях важна трещиноватость. При размерах в сотни и тысячи метров главную роль приобретают особенности расположения литолого-стратиграфических комплексов горных пород и крупные тектонические разрывы. Наконец, при размерах в десятки и сотни километров приходится оперировать с основными слоями земной коры (осадочным, гранитным, базальтовым) и подстилающим ее ультрабазальтовым слоем подкоревой оболочки. Чем крупнее участок, тем менее существен учет особенностей наиболее мелких элементов структуры, тем осредненнее макроскопические характеристики его свойств. Однако структурно-минералогические особенности горных пород проявляются даже при изучении земной коры в целом.

Глубокие слои коры (базальтовый и гранитный) слагаются кристаллическими минералами с наиболее плотным расположением атомов. Минералы представлены главным образом силикатами и алюмосиликатами с относительно малым содержанием атомов кислорода, водорода и молекул воды. В значительных по объему участках коры, имеющих линейные размеры до десятков — сотен километров, минералогический состав пород изменяется

незначительно. Здесь нет резко выраженной преимущественной ориентировки минералов в пространстве.

Все это должно обуславливать однородность физико-механических свойств и отсутствие сильной зависимости свойств от размеров исследуемых объемов. Значительной анизотропии свойств ожидать не приходится. Гранитный слой выходит на дневную поверхность в пределах древних щитов в Финляндии, Скандинавии, Канаде, Забайкалье и других местах, а также в районах широкого развития палеозойских и более молодых гранитных батолитов, например, в Северном Тянь-Шане, в Юго-Восточном Китае, в Сьерра-Неваде и т. д. Выходами на дневную поверхность наиболее нижнего — базальтового — слоя может быть являются обнажения некоторых основных интрузий.

В сложении верхней части земной коры — осадочного покрова — принимают участие многие минералы. Кроме переотложенных обломков гранитного слоя, большое значение имеют новые минеральные образования с рыхлой кристаллической структурой, каждое из которых состоит из атомов немногих химических элементов (окислы, галоиды) и содержит много молекул воды. По сравнению с минералами глубоких частей коры плотность таких минералов понижена. Кристаллы этих новых минералов легче разрушаются и деформируются.

В осадочном покрове резко выражена многостепенная слоистость, проявляющаяся в виде чередования литологически различных толщ мощностью в несколько тысяч или сотен метров, которые в свою очередь состоят из пачек и пластов мощностью в десятки и единицы метров. Некоторые отложения состоят из сантиметровых и миллиметровых слойков; изредка наблюдаются еще более тонкие слои. Слоистость обуславливает значительную неоднородность и анизотропность осадочного покрова земной коры в отношении его физико-механических свойств.

Внутренняя структура земной коры чрезвычайно сложна. Границы трех основных ее слоев не везде горизонтальны. Граница осадочного покрова и гранитного слоя часто бывает условной из-за того, что имеется ряд промежуточных, переходных между ними зон, сложенных метаморфическими породами. По плотности, прочности и деформируемости эти зоны оказываются промежуточными между гранитным слоем и осадочным покровом. В них всегда имеется слоистость, но проявлена она слабее, чем в осадочном покрове. Неоднородность свойств ослаблена, анизотропия сохраняется и вызывается не только слоистостью, трещиноватостью и кливажом, но и однообразной ориентировкой резко анизотропных минералов, образующих метаморфические породы (хлориты, амфиболы, слюды).

Другая группа осложнений структуры коры связана с многочисленными разрывами, смещающими границы основных слоев и переходных зон. Наконец, в вертикальном направлении границы слоев очень сильно смещаются благодаря интрузивным и эффузивным телам изверженных пород. По своим физико-механическим свойствам каждая интрузия и эффузия близка или к базальтовому, или к гранитному слою.

Байджансайский район является хорошей иллюстрацией вышесказанного. Осадочным покровом здесь являются пологозалегающие кайнозойские и мезозойские рыхлые осадочные породы, а также породы палеозоя, сложенные сильно дислоцированными осадочными отложениями. Однако нижние его части (кембрий и ордовик) заметно метаморфизованы. Еще более древние протерозойские метаморфические хлорит-серицитовые сланцы Кокджотского горста и кислые лавы, выходящие в ядре Булакбетской антиклинали, уже нельзя отнести к осадочному покрову, но вместе с тем еще трудно включить и в состав гранитного слоя. Эти породы образуют промежуточную зону. Ниже них находится собственно гранитный слой, регистрируемый сейсмическими методами. Верхняя граница переходной зоны (протерозоя) в разных частях района расположена на различной высоте, так как ее смещают крупные

разрывы. В ряде мест интрузивные верхнепалеозойские магматические породы доходят до дневной поверхности, пересекая осадочный покров (Гзовский, 1959, фиг. 55 и 59).

Физико-механические свойства значительных по объему участков земной коры могут характеризоваться или обобщенно (интегрально), или дифференциально. В первом случае макроскопическая характеристика всего объема в целом может получаться в результате осреднения данных, относящихся ко всему объему. Так, например, в сейсмологии, по средним значениям плотности материала и скорости сейсмических волн вычисляются средние модули упругости. Однако некоторые макроскопические характеристики свойств могут определяться предельными значениями этих характеристик, достигаемыми в какой-либо части данного участка коры. Так, вероятно, должен решаться вопрос прочности. Во втором случае характеристика физико-механических свойств является дифференциальной, т. е. она приводится отдельно для разных частей участка, каждая из которых может считаться однородной при избранных условиях исследования.

Принципы оценки физико-механических свойств крупных участков коры и сопоставление этих свойств с внутренней структурой участков до сих пор разрабатывались лишь для плотности (Молоденский, 1955) и для упругости (Саваренский, Киринос, 1955; Карус и Пасечник, 1954). Очень мало сделано по вопросу о вязкости (Гзовский и Осокина, 1960; Жарков, 1960) и почти ничего не сделано по прочности.

Важные данные получены при лабораторном изучении физико-механических свойств образцов горных пород, имеющих объем менее 1 м³. Подробно об этом будет говориться в следующих главах, здесь лишь отметим, что такие образцы представляют собой не толщи, а отдельные составные части толщ — петрографически однородные пласты.

Внутренняя структура образцов определяется минералогическим составом породы, величиной зерен различных минералов, относительным расположением зерен того или иного минералогического состава. По всем этим признакам горные породы сильно отличаются от других материалов, широко используемых человеком. Сложенные главным образом из зерен кристаллов, горные породы ближе всего по своей структуре к металлам, которые также относятся к поликристаллическим веществам. Однако в горных породах встречаются кристаллы других соединений и, кроме того, в состав горных пород входит много различных минералов, тогда как металлы обычно состоят из немногих химических соединений.

Магматические горные породы обладают плотной кристаллизационной структурой и состоят из калиевых и натриевых полевых шпатов, кварца, плагиоклазов, слюд, амфиболов, пироксенов и оливина, находящихся в различных количественных соотношениях. В случае медленного застывания магмы на глубине кристаллы всех минералов хорошо развиты и имеют соизмеримые размеры. Вследствие кристаллизации при различной температуре некоторые минералы (более низкотемпературные) заполняют промежутки между крупными кристаллами правильной формы, цементируя породу. Обычно в таких породах (абиссальных) кристаллы не обладают однообразной ориентировкой в пространстве.

При кристаллизации магмы на малой глубине в течение короткого времени образуются гипабиссальные породы, в которых крупные кристаллы успевают образоваться лишь у минералов, начинающих кристаллизоваться в первую очередь. Эти относительно крупные кристаллы рассеяны в массе мелких кристалликов остальных минералов. Структура абиссальных и гипабиссальных пород обладает сходством со структурой металлов, но значительно сложнее ее.

Изливающаяся на поверхность лава охлаждается и затвердевает столь быстро, что главная ее масса не успевает закристаллизоваться и приобретает молекулярную структуру стекла со слабоупорядоченным однообразным рас-

положением молекул. Внутри стеклообразной массы встречаются отдельные кристаллы некоторых минералов, которые не могут оказывать существенного влияния на свойства породы, определяемые свойствами основной массы. Таковы каинотипные эффузивные породы – липариты, андезиты, базальты и др. Они не всегда обладают изотропностью и однородностью, нередко в них наблюдается полосчатое расположение материала несколько разного состава с однообразной вытянутостью кристаллических включений и пустот. Для них характерна высокая пористость, возникающая вследствие выделения из лавы газов и паров воды.

При значительных термодинамических воздействиях такие породы изменяют свое строение – основная масса приобретает слабо выраженное кристаллическое строение, поры заполняются минеральными новообразованиями. Большое значение в сложении породы приобретают кристаллы хлоритов, амфиболов, слюд, кальцита, кварца, серпентина. Такие породы называют палеотипными. При беспорядочной ориентировке многочисленных вытянутых кристаллов они заходят один за другой и сообщают породам значительную прочность.

Из перечисленных групп магматических пород в Байджансайском антиклинории представлены две: гипабиссальные – гранит-порфиры, диорит-порфириты, диабазовые порфириты и палеотипные излившиеся – кварцевые порфиры, диабазы (фиг. 1,а). Подробно они описаны во второй части данной работы.

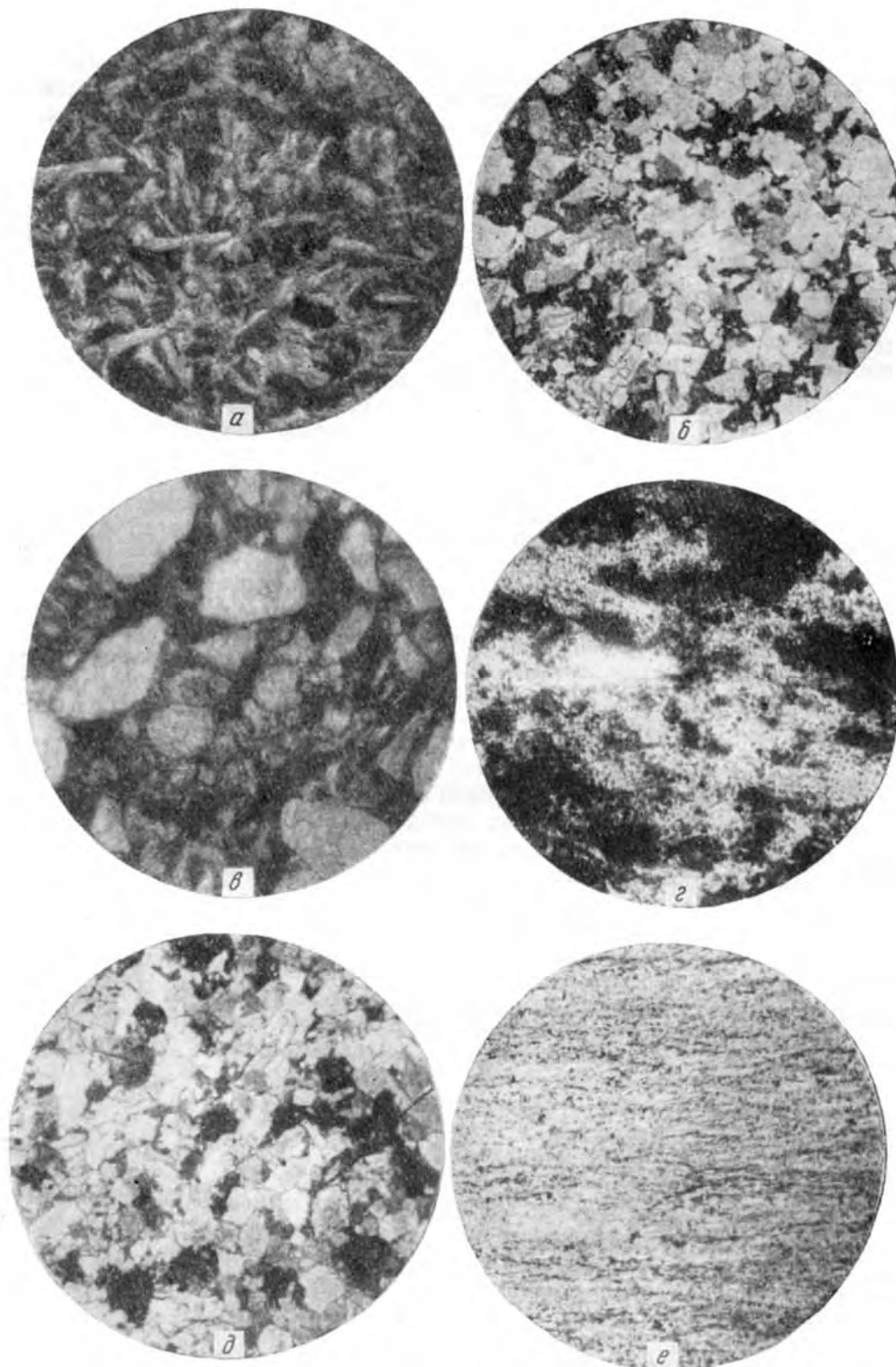
Не менее сложно строение осадочных горных пород, являющихся результатом процессов трех самостоятельных групп: 1) механического переотложения материала, сносимого с областей размыва; 2) накопления остатков организмов (водорослей, животных); 3) химического осаждения из растворов и последующего изменения отложений.

Структуры кристаллических пород, химически осажденных из растворов, считаются П. А. Ребиндером (1960) намного более пористыми по сравнению со структурами изверженных пород и поэтому называются рыхлыми кристаллизационными. В некоторых особых условиях преимущественно проявляются только одни из этих процессов и тогда осадочные горные породы оказываются построенными наиболее просто. Таковы чистые мономинеральные кварцевые песчаники обломочного происхождения с кварцевым цементом; химически осажденные гипс или каменная соль; органогенные известняки, состоящие из одного минерала (кальцита).

В Байджансайском районе таких пород довольно много. Это мощные однообразные толщи известняков узунтасской фации нижнего турне и менее распространенные фаменские доломиты химического происхождения. При неупорядоченной ориентировке кристалликов в пространстве такие породы изотропны. На микрофотографии этих доломитов (см. фиг. 1,б) разная затемненность зерен обусловлена различиями в их ориентировке в пространстве.

Гораздо чаще породы формируются при существенном значении процессов двух и даже трех групп. Так, накопление органогенного карбонатного материала часто сопровождается приносом обломочных частиц, среди которых имеются зерна различного состава. Кроме карбонатных, обычно встречаются обломки кварца, реже других минералов. Таких пород в Байджансайском антиклинории очень много в составе кембрийской системы, фаменского и турнейского ярусов.

Небольшое количество разбросанных по карбонатной породе мелких зерен кварца (сильно отличающегося по свойствам от карбонатов) не может существенно повлиять на свойства породы. Однако при большом количестве примеси отдельные песчинки могут в результате деформации породы прийти в соприкосновение и создать своего рода твердый скелет, что вызовет изменение свойств породы в процессе ее деформации (см. фиг. 1,в). Если же примесь твердых зерен настолько велика, что они и до деформации породы



Фиг. 1. Примеры микроструктур горных пород Байджансайского антиклинория:

a – кальцитизированный диабаз из иректауского разреза кызылсанской фации фаменского яруса, николи+, ув. 40; *б* – доломит из дарбазинского разреза дарбазинской фации фаменского яруса, николи+, ув. 60; *в* – песчаник с окрашенным (темное) известковистым цементом из аксуранского разреза аксуранской фации фаменского яруса, николи ||, ув. 40; *г* – кремнелая известково-доломитовая порода из ашасайской фации верхнего турне, николи+, ув. 8, светлое – кремнезем, темное – окрасившиеся зерна кальцита и доломита; *д* – перекристаллизованный микрозернистый доломитистый известняк из дарбазинского разреза дарбазинской фации фаменского яруса, николи+, ув. 60; *е* – тонкослоистый глинистый известняк из байджансайского разреза фаменского яруса, николи+, ув. 60, темные полосы образованы глинистым материалом

соприкасаются одно с другим, свойства породы в условиях сжатия в основном определяются этим скелетом. Однако в условиях растяжения скелет не может проявляться, и свойства породы зависят от карбонатного вещества, цементирующего зерна в породе.

Химические процессы могут приводить к образованию цемента, соединяющего зерна в монолитную породу. Цемент из водных окислов железа играет большую роль в строении красноцветных девонских песчаников Байджансайского района. В результате химических процессов в карбонатных породах турнейского яруса в некоторых участках появилась сложная пространственная сеть из кремнезема, существенно влияющая на свойства породы не только при ее сжатии, но и при растяжении (см. фиг. 1, з).

Химические процессы диагенеза и перекристаллизации могут сильно изменять структуру породы, сохраняя прежним ее химический состав. Так, органогенные и обломочные известняки в Байджансайском районе в ряде мест были превращены в равномернозернистые кристаллические известняки (см. фиг. 1, д). Ориентировка кристаллов в них беспорядочная, поэтому порода должна быть изотропна. На микрофотографии (см. фиг. 1, д) разная затемненность зерен кальцита и доломита обусловлена различиями в их ориентировке в пространстве.

Примером пород с особенно сложной внутренней структурой могут служить конгломераты, входящие в Байджансайском районе в состав кембрийских, ордовикских, девонских, каменноугольных и юрских отложений. В конгломератах сложно сочетаются крупные обломки самых различных пород, в свою очередь состоящих из многочисленных минералов и обладающих разной структурой. Между крупными полиминеральными обломками находится цементирующая основная масса, состоящая из мелких зерен различных минералов, глинистого материала и продуктов химического отложения (например водных окислов железа). Входящие в конгломераты гальки в зависимости от состава отличаются от основной массы большими или меньшими прочностью и сопротивлением пластической деформации.

В особую категорию выделяются глинистые породы, также имеющие некоторое значение в строении Байджансайского антиклинория. Глинистые сланцы образуют прослои в различных толщах, кроме того, глинистый материал составляет примесь к алевролитным и карбонатным отложениям разного возраста. Минералы глин, имеющие форму мельчайших чешуек, часто отлагаются тонкими слоями и располагаются внутри них более или менее параллельно слоистости. Это создает анизотропию свойств глинистых пород. Весьма тонкослоистые горные породы широко распространены в аксуранской фации фаменского яруса (см. фиг. 1, е).

Как известно, глинистый материал обладает высокими пластическими свойствами, легко деформируется и разрушается при небольших напряжениях. Все это обусловлено особым молекулярным строением минералов глин. Ионы располагаются в них слоями, взаимодействие между которыми осуществляется не прочными связями химической валентности, а вандерваальсовыми силами притяжения молекул. Вдоль этих ослабленных поверхностей свободно проникают молекулы воды, которые раздвигают молекулярные слои и ослабляют взаимодействие между ними. Структура глинистых пород относится П. А. Ребиндером (1960) к группе коагуляционных структур.

Последней группой структур осадочных горных пород являются конденсационные. Они были указаны П. А. Ребиндером для студней кремнёвой кислоты, возникающих и процессе полимеризации. Этой структурой должны обладать опаловидные тела и опаловый цемент зернистых горных пород. При достаточном увлажнении и повышенной температуре опал может приобретать высокоэластические свойства, т. е. способность к весьма значительным, длительно развивающимся во времени, обратимым (упругим) деформациям.

Наконец, строение всех метаморфических пород характеризуется большой ролью чешуйчатых, пластинчатых и игольчатых минералов (хлориты, слюды, серпентины, тальк, полевые шпаты, актинолит). Вместе с кварцем и другими минералами они обладают отчетливо выраженной однообразной ориентировкой в пространстве. В метаморфических породах встречается тончайшая микроскопическая слоистость. Все это сообщает им резкую анизотропию физических свойств.

Некоторые метаморфические породы (мономинеральные мраморы и кварциты) выделяются простотой своей структуры. В них все кристаллические зерна единственного породообразующего минерала бывают одинаковой величины. Обладая сложной, лапчатой в сечении формой, соседние зерна могут быть прочно сцеплены друг с другом. Это сообщает породе значительную прочность в условиях растяжения.

В Байджансайском районе метаморфические породы представлены тонкослоистыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, известковисто-кварцевыми сланцами и сильно метаморфизованными известняками протерозоя. В нескольких местах отмечались мраморизованные известняки кембрия и нижнего турне.

Таким образом, внутреннее строение горных пород весьма разнообразно, иногда оно бывает простым, но чаще оказывается весьма сложным. Свойства пород, несомненно, сильно зависят от их внутреннего строения. Соотношения между физико-механическими свойствами и внутренним строением пород до сих пор изучены слабо. Это новое, весьма важное научное направление развивается Б. В. Залесским и сотрудниками руководимой им лаборатории – Ю. А. Розановым, Б. П. Беликовым и др. Конкретные результаты их исследований будут приведены ниже при характеристике упругости и прочности горных пород.

Глава 16

**ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ДЕФОРМАЦИЯХ
И НАПРЯЖЕНИЯХ****ДЕФОРМАЦИИ**

Как известно, деформацией называется изменение внешней формы тела, возникающее вследствие термического или силового воздействия на него. В земной коре, рассматриваемой обычно как полупространство, можно произвольно мысленно обособлять отдельные объемы, сложенные горными породами, и рассматривать их как тела с выбранной внешней формой. Изменения формы этих объемов под действием тектонических сил или силы тяжести считаются деформациями земной коры. Одни вызывающие их силы (поверхностные) действуют на поверхность мысленно обособленного тела со стороны окружающих его частей земной коры. Другие силы (объемные) непосредственно воздействуют на каждый элемент объема внутри мысленно обособленного тела; такова сила тяжести.

Вызванное силовым воздействием изменение внешней формы тела всегда осуществляется благодаря изменению относительного расположения частиц материала внутри данного тела (объема). Поэтому в тех случаях, когда нас не интересуют изменения внешней формы тела и рассматриваются лишь вызванные термическими или силовыми воздействиями изменения в относительном расположении частиц внутри тела, эти последние изменения также называются деформациями.

При изменении относительного расположения частиц – материальных точек – внутри тела координаты каждой точки в некоторой неподвижной системе координат должны изменяться вследствие деформации. Перемещение каждой точки из ее первоначального положения с прямоугольными декартовыми координатами x_1, y_1, z_1 в новое положение с координатами x_2, y_2, z_2 характеризуется вектором перемещения, проекции которого на координатные оси x, y, z соответственно обозначаются u_1, v_1, w_1 . Поэтому

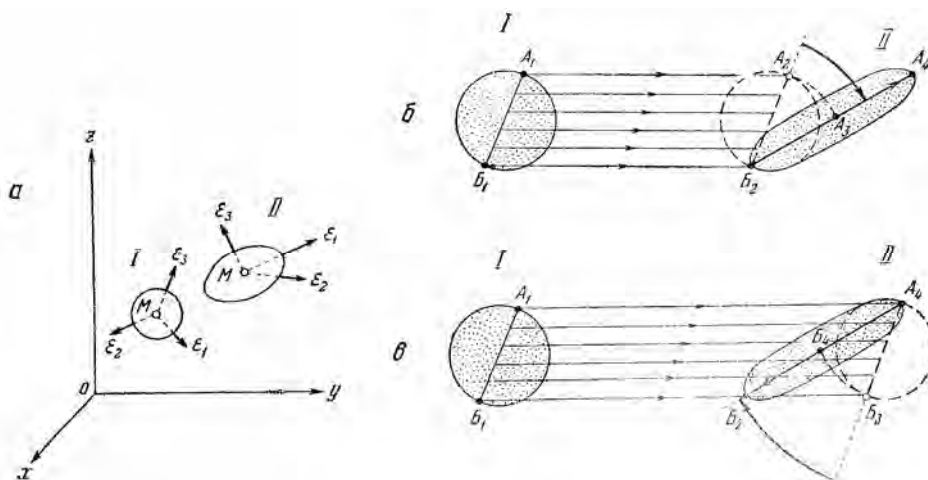
$$\left. \begin{aligned} x_2 &= x_1 + u_1; \\ y_2 &= y_1 + v_1; \\ z_2 &= z_1 + w_1. \end{aligned} \right\} \quad (1^*)$$

Известно, что изменение формы и расположения в пространстве тела или рассматриваемой его части можно представить как результат поступательного перемещения, поворота и деформации. В случае поступательного движения всего рассматриваемого тела или участка земной коры как единого целого, все входящие в него материальные точки испытывают одинаковые перемещения и для них u_1, v_1 и w_1 являются постоянными величинами.

* Нумерация формул дается по главам.

Если u_1, v_1, w_1 изменяются от точки к точке, то это означает, что имели место либо вращение рассматриваемого участка как единого абсолютно твердого тела, либо его деформирование, либо и вращение, и деформирование. Изменения u_1, v_1, w_1 на бесконечно малых расстояниях по направлению осей координат характеризуется первыми производными u'_1, v'_1, w'_1 по x, y и z .

Рассматривая соотношения между этими производными, можно определенную часть составляющих перемещения u_1, v_1, w_1 считать обусловленной общим вращением тела. Исключив из u_1, v_1, w_1 те их части, которые связаны с общим вращением и поступательным перемещением тела, как абсолютно твердого, можно выделить составляющие перемещения u, v, w , связанные только с деформацией. В дальнейшем будут рассматриваться только u, v, w .



Фиг. 2. Схема перемещения, вращения и деформации элементарной сферы:

a – превращение сферы в эллипсоид; b – поступательное перемещение на расстояние A_1A_2 , поворот вокруг точки B_2 на $\angle A_2B_2A_3$, растяжение в направлении B_2A_4 с одновременным поперечным сжатием; v – поступательное перемещение на расстояние A_1A_4 ; поворот вокруг точки A_4 на $\angle B_3A_4B_4$; растяжение в направлении A_4B_2 с одновременным поперечным сжатием. I – исходная форма; II – результат перемещения, вращения и деформации

Необходимо иметь в виду, что при разделении общего перемещения на части, связанные с поступательным движением, вращением и деформацией сопоставляются лишь начальное и завершающее положения тела (фиг. 2, a); положение оси вращения можно выбрать произвольно. Из-за последнего обстоятельства может быть различной и величина поступательного перемещения, необходимого для перевода тела из начального положения в завершающее.

Таким образом, хотя математически и доказывается возможность перехода от начального состояния к завершающему в результате поступательного перемещения, поворота вокруг произвольно выбранной оси и «чистой деформации», на самом деле переход от начального состояния в завершающее может происходить и несколько иначе. На фиг. 2, b и v показаны два варианта одного и того же общего результата перемещения, вращения и деформации исходной сферы. Чем меньше промежуток времени, разделяющий два рассматриваемых положения тела, тем меньше может быть отличие принимаемой нами картины от действительного поступательного перемещения и вращения (Некрасов, 1953). Весьма важно, что величина итоговой «чистой деформации» не зависит от того, какими будут приняты поступательное перемещение и вращение.

Если исследуется настолько небольшой объем, что внутри него u, v, w являются линейными функциями координат x, y, z , деформация объема на-

зывается однородной. Во многих случаях деформацию рассматриваемого объема нельзя считать однородной, но тогда этот объем может быть разделен на большое число частей, в каждой из которых, при избранной точности описания деформации, последнюю можно считать однородной.

Все теории деформационных свойств любых материалов относятся к однородным деформациям. При всякой однородной деформации изменение относительного расположения частиц приводит к изменению расстояний между материальными точками и искажению углов между прямыми линиями, соединяющими некоторые из этих точек.

Мерой изменения расстояния между двумя какими-нибудь материальными точками M и N , т. е. мерой удлинения в определенном направлении обычно служит отношение

$$\varepsilon = \frac{M_2N_2 - M_1N_1}{M_1N_1}, \quad (2)$$

где M_1N_1 – начальное расстояние;

M_2N_2 – расстояние в конце процесса деформирования.

Отношение (2) принято называть условной относительной деформацией. Оно может использоваться как в случае малых удлинений, так и при значительных удлинениях, называемых «конечными», когда ε превышает 0,1. Некоторые неудобства, возникающие в последнем случае, не имеют значения для обсуждаемых ниже вопросов.

Для характеристики изменений углов между прямыми, соединяющими некоторые точки, принято рассматривать изменения прямых углов между отрезками, бывшими взаимно-перпендикулярными до деформации. Скашивание таких прямых углов называется сдвигами. Сдвиг измеряется в радианах величиной того угла, на который изменился прямой угол, и обычно обозначается буквой γ . При малых сдвигах можно считать, что угол равен своему тангенсу, а также и синусу.

Напомним, что при однородной деформации относительное удлинение ε в каком-либо выбранном направлении не зависит от длины начального отрезка M_1N_1 и места его расположения внутри исследуемого объема. После однородной деформации прямые остаются прямыми, плоскости – плоскостями, параллельные прямые и плоскости – параллельными.

Однородная деформация может быть: 1) линейной (одноосной), т. е. происходящей только в одном направлении; 2) плоской (двуосной), если в одном направлении деформации не происходит; 3) объемной (трехосной), когда удлинения или укорочения отмечаются во всех направлениях.

Известно, что при любой однородной деформации существует три направления, называемые главными направлениями, или осями деформации. Они взаимно-перпендикулярны и замечательны тем, что параллельные им линии, расположенные под прямым углом одна к другой до деформации, сохраняют такое же расположение и после деформации. Кроме того, удлинения в направлении двух из трех осей деформации являются предельными, т. е. одно из них максимально, а другое минимально. Удлинение в направлении третьей оси или промежуточное, или равно одному из двух предыдущих. Эти три удлинения (укорочения) называются главными и обозначаются ε_1 , ε_2 , ε_3 , причем ε_1 соответствует алгебраически наибольшему удлинению, ε_3 алгебраически наименьшему удлинению (если есть укорочения, то наибольшему из них), ε_2 обозначает промежуточное из главных удлинений.

Сдвиги, т. е. искажения первоначально прямых углов, равны нулю для углов, образуемых линиями, параллельными осям деформации. Наибольшие искажения происходят у углов между линиями, проходящими до деформации параллельно диагоналям между осями деформации. Величины, характеризующие сдвиги в этих направлениях, называются главными сдвигами.

Они обозначаются $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ и при малых деформациях приравняются:

$$\left. \begin{aligned} \gamma_1 &= \varepsilon_2 - \varepsilon_3; \\ \gamma_2 &= \varepsilon_3 - \varepsilon_1; \\ \gamma_3 &= \varepsilon_1 - \varepsilon_2. \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Важно напомнить, что при равенстве всех трех главных удлинений одной и той же величине происходит только изменение объема тела, а его форма остается подобной первоначальной. Изменения формы тем сильнее, чем больше различия в величинах главных удлинений, т. е. чем больше главные сдвиги. Поэтому интенсивность деформации принято измерять величиной γ_i , которая определяется разностями между главными удлинениями. Для наиболее общего случая трехосной деформации используем принятое обозначение интенсивности деформации

$$\begin{aligned} \gamma_i &= \sqrt{\frac{1}{6}[(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_3 - \varepsilon_1)^2]} = \\ &= \sqrt{\frac{1}{6}(\gamma_1^2 + \gamma_2^2 + \gamma_3^2)}. \end{aligned} \quad (4)$$

Физический смысл γ_i заключается в том, что на восьми площадках, одинаково наклоненных к осям деформации, сдвиг $\gamma_{ок}$, часто называемый октаэдрическим сдвигом, пропорционален интенсивности деформации

$$\gamma_{ок} = \sqrt{\frac{2}{3}} \cdot \gamma_i. \quad (5)$$

Относительное удлинение на тех же площадках равно средней величине из трех главных удлинений. Оно может обозначаться ε_m

$$\varepsilon_m = \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3}{3}. \quad (6)$$

Эта величина характеризует изменение объема тела в процессе его деформации (изменение приблизительно равно $3\varepsilon_m$).

НАПРЯЖЕНИЯ

Одна из основных задач физического исследования деформаций заключается в выяснении соотношений между действующими на материал силами и возникающими при этом деформациями. Данные соотношения определяются физико-механическими свойствами материала. При испытаниях материалов сперва регистрируются силы и деформации, а затем вычисляются связывающие их коэффициенты, которые являются основными характеристиками физико-механических свойств материалов. Деформация измеряется в приводившихся выше величинах.

При рассмотрении сил приходится использовать представления о поверхностных и объемных, активных и реактивных, внешних и внутренних силах. Величина внутренних сил, отнесенная к единице площади того сечения тела, на которое они действуют, называется вектором полного напряжения. Составляющие этого вектора, касательная и нормальная к рассматриваемому сечению тела, соответственно называются касательным и нормальным напряжениями на данном сечении.

Величина напряжения на определенном сечении тела может быть вычислена различными способами: 1) величина всей внутренней силы, действующей в данном сечении, делится на первоначальную площадь сечения до деформации; вычисленное таким образом напряжение называется условным; 2) сила делится на площадь сечения во время деформации; напряжение

называется средним для данного сечения; 3) выясняется истинная величина силы, действующей на каждую единицу площади сечения; такое напряжение называется истинным.

Нередко истинное напряжение в некоторых частях сечения отличается от среднего не только по величине, но и по знаку. Растягивающие напряжения считаются положительными, а сжимающие – отрицательными. Для характеристики напряженного состояния весьма малого объема материала, окружающего некоторую точку, используется представление о «тензоре напряженного состояния в данной точке». Оно отражает совокупность нормальных и касательных напряжений, действующих на бесконечном множестве различно ориентированных сечений, проходящих через эту точку.

Напряженное состояние в точке полностью определяется величинами и направлениями действия трех главных нормальных напряжений, обозначенных σ_1 , σ_2 , σ_3 . Эти напряжения замечательны тем, что два из них являются предельными: σ_1 – алгебраически максимальное, т. е. наибольшее из растягивающих или наименьшее из сжимающих, а σ_3 – алгебраически минимальное, т. е. наименьшее из растягивающих или наибольшее из сжимающих. Величина третьего (σ_2) промежуточная, в частном случае равна нулю.

Главные нормальные напряжения действуют на трех взаимно перпендикулярных сечениях. На этих сечениях нормальные напряжения (главные) являются полными векторами напряжения; касательные напряжения равны на них нулю. Направления действия главных нормальных напряжений называются осями напряжений в данной точке. Касательные напряжения действуют на сечениях, расположенных наискось к осям напряжений. Касательные напряжения, действующие на сечениях, параллельных одной из трех осей напряжений и диагонали между двумя другими осями, называются главными касательными напряжениями. Они обозначаются τ_1 , τ_2 , τ_3 и соответственно равны:

$$\left. \begin{aligned} \tau_1 &= \pm \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}; \\ \tau_2 &= \pm \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2}; \\ \tau_3 &= \pm \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Каждое из этих трех главных касательных напряжений указанной величины действует в направлении двух сечений, расположенных симметрично относительно осей напряжений. Направление (знак) касательного напряжения на одной из таких площадок положительное, а на другой – отрицательное. Положительным будем считать такое направление касательного напряжения, которое вызывает деформацию сдвига в правом направлении, а отрицательным – вызывающее сдвиг в левом направлении.

Каждое из главных касательных напряжений является максимальным по величине среди касательных напряжений, действующих на различно ориентированных сечениях, проходящих через тот же квадрант между осями напряжений и через одну из осей напряжений. Однако только одно из трех главных касательных напряжений (τ_2) максимально для данной точки. Поэтому, говоря о максимальных касательных напряжениях в некоторой точке, имеют в виду только τ_2 , а не все главные касательные напряжения.

Напряженное состояние в точке считается одноосным, если отлично от нуля одно только главное нормальное напряжение; двухосным, если отличны от нуля два главных нормальных напряжения; трехосным, когда все три главных нормальных напряжения не равны нулю. Объем материала считается однородно напряженным, если во всех его точках величины и направления главных нормальных напряжений сохраняют одни и те же постоянные значения.

Обобщенной характеристикой однородного напряженного состояния служат две величины: 1) интенсивность касательных напряжений τ_i , пропорциональная октаэдрическим касательным напряжениям $\tau_{ок}$, т. е. касательным напряжениям на восьми площадках, одинаково наклоненных ко всем трем осям напряжений

$$\begin{aligned}\tau_i &= \sqrt{\frac{1}{6}[(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2]} = \\ &= \sqrt{\frac{2}{3}(\tau_1^2 + \tau_2^2 + \tau_3^2)} = \sqrt{\frac{3}{2}} \cdot \tau_{ок};\end{aligned}\quad (8)$$

2) средняя величина нормальных напряжений σ_m (всестороннее давление), равная нормальному напряжению на тех же площадках, одинаково наклоненных к осям напряжений

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}.\quad (9)$$

Многочисленные испытания материалов и теоретический анализ показали, что интенсивность касательных напряжений τ_i является той особенностью напряженного состояния в точке, которая определяет искажение формы напряженного тела, характеризуемое интенсивностью деформации γ_i . Средняя величина нормальных напряжений σ_m определяет изменение объема тела, характеризуемое средней величиной из трех главных удлинений ε_m .

Подробное рассмотрение всех перечисленных величин, используемых для характеристики деформаций, сил и напряжений, можно найти в руководствах по теоретической механике, теории упругости и сопротивлению материалов.

Весьма важно постоянно помнить, что все эти величины вводятся в рассмотрение и используются независимо от молекулярных механизмов процессов деформации и силового воздействия со стороны одного тела на другое. Несмотря на малые объемы, их рассмотрение является макроскопическим. Деформации и напряжения считаются макроскопическим проявлением статистически осредненных результатов молекулярных явлений, происходящих внутри данного объема. Приведенные макроскопические характеристики деформаций и напряжений могут быть использованы независимо от молекулярного строения тела и особенностей молекулярных процессов, посредством которых осуществляются деформации и напряжения.

При рассмотрении деформаций больших участков земной коры с линейными размерами, достигающими до единиц и десятков километров, представления о деформациях и напряжениях приобретают несколько иной смысл, так как они начинают относиться только к таким крупным объемам. Мелкие деформации внутри них, например образование дисгармоничных дополнительных складок, во внимание не принимаются. Такой подход к деформациям можно назвать мегаскопическим¹. Он имеет большое значение в тектонофизике и геофизике. Прибегая к нему, вводят понятия о модулях упругости, коэффициентах вязкости и прочностях земной коры в целом, отдельных ее участков или комплексов пород, например толщ, представляющих собой чередование слоев различного состава.

МОЛЕКУЛЯРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Кроме макро- и мегаскопического подходов к изучению деформаций, большое значение имеет микроскопический подход. Он заключается в исследовании различных молекулярных процессов, приводящих к макроскопическому проявлению деформаций. Представления о напряжениях при таком подходе часто теряют смысл и заменяются понятием о силах взаимо-

¹ По гречески «микро» означает малый, «макро» – большой, «мега» – громадный.

действия (связях) между молекулами, ионами и атомами вещества. Теряют смысл и многие геометрические характеристики деформаций, используемые при макро- и мегаскопическом подходах. В результате микроскопического изучения деформаций были выделены различные молекулярные процессы (механизмы) их осуществления.

У жидкостей с изометричными молекулами главным является процесс беспорядочного перераспределения молекул типа теплового броуновского движения, который обладает статистически проявляющейся направленностью. У аморфных высокомолекулярных соединений большое значение приобретают процессы проскальзывания соседних удлиненных молекул и в особенности разворачивания длинных макромолекул, имеющих форму нитей, свернутых в клубки.

В поликристаллических материалах, к которым относится большинство горных пород, известны следующие механизмы:

Двойникование – изменение в расположении атомов и ионов, находящихся в узлах кристаллической решетки, при котором связи между соседними атомами и ионами не нарушаются. Этот механизм, во многих случаях требующий наименьшей энергии, может обеспечить лишь незначительную величину макроскопической пластической деформации. Двойникование широко распространено в горных породах и хорошо известно всем геологам.

Трансляция – относительное смещение (скольжение) двух соседних частей кристалла вдоль определенных поверхностей внутри кристаллической решетки. Эти поверхности отличаются наиболее слабыми силами взаимодействия между соседними слоями атомов или ионов. В процессе трансляции происходит сперва нарушение связей между атомами (ионами), находящимися на противоположных сторонах поверхности скольжения, потом установление связей с новыми атомами, снова нарушение связей, опять установление новых связей и так далее. Этот механизм требует большей затраты энергии, чем двойникование, но зато он допускает большую величину макроскопического проявления деформации. Явление трансляции отмечается в горных породах.

Пластинкование – относительное смещение двух соседних частей кристалла, подобное трансляции, но происходящее не вдоль ослабленной поверхности между ионными слоями, а в направлении, пересекающем такие поверхности. Этот механизм, выделенный А. В. Степановым, энергетически менее выгоден, чем трансляция и, вероятно, по этой причине редко проявляется. В горных породах он не отмечается.

Диффузия – переход атомов (ионов) при направленных тепловых колебаниях с одних узлов кристаллической решетки на другие. Осуществление этого механизма облегчается существованием в кристаллических решетках вакантных узлов, не занятых атомами (ионами). Большое значение вакантных узлов было отмечено известным советским физиком Я. И. Френкелем, называвшим их «дырками». Соответственно, существует дырочная теория молекулярного механизма деформаций твердых тел и жидкостей с упорядоченным расположением молекул. Процесс диффузии может приводить к значительным макроскопическим деформациям, но для достижения большой скорости деформации требуется сильное энергетическое воздействие на кристаллическую решетку, придающее направленность тепловым колебаниям атомов (ионов) в узлах решетки. Значение процесса диффузии в деформациях горных пород не установлено. Не исключена возможность его широкого проявления, так как продолжительность геологических процессов очень велика.

Дислокация – упорядочение структуры, первоначально обладающей местными сгущениями узлов кристаллической решетки, нарушающими правильность их расположения. Под воздействием внешних напряжений легко происходит восстановление нормальной структуры, но при этом

«лишние» узлы, создающие местные искажения решетки, появляются в новых местах. Участки с этими искажениями называют дислокациями. Так происходит до тех пор, пока дислокация не будет отеснена на край кристалла, где она вызовет весьма малое остаточное изменение его внешней формы. Если первоначально внутри кристалла много дислокаций, то после их миграции на его внешний контур, может возникнуть незначительная остаточная деформация кристалла. В последнее время этому механизму стали приписывать большое значение в деформациях металлов.

Перекристаллизация – образование новых кристаллов из атомов и ионов, входивших в состав других кристаллов, слагавших горную породу до ее деформации. Этот процесс является уже химическим и в значительной степени зависит от химического состава вод, циркулирующих по порам в породе.

В карбонатных толщах перекристаллизация чисто химического происхождения нередко развивается без какого-либо внешнего динамического воздействия на породу. Однако не менее часто динамические воздействия вызывают перекристаллизацию, причем ориентировка макроскопических напряжений в пространстве влияет на скорость роста кристаллов в различных направлениях. Кристаллы быстрее растут в направлении алгебраически наибольшего главного нормального напряжения. Поэтому возникает упорядоченная однообразная ориентировка кристаллов и их оптических осей. В толщах со сложным химическим составом при особенно сильных напряжениях в результате перекристаллизации химические элементы перегруппировываются в новые минералы, свойственные динамометаморфическим породам. Процесс такой перекристаллизации требует полного разрушения кристаллических решеток первоначальных минералов и может осуществляться лишь при очень больших затратах энергии. Поэтому динамометаморфическая перекристаллизация проявляется только при наиболее высоких макроскопических напряжениях. Свобода миграции атомов и ионов на большие расстояния придает процессу перекристаллизации способность создавать чрезвычайно большие пластические деформации.

Ограничившись напоминанием перечисленных общих представлений, перейдем к рассмотрению соотношений между макроскопически проявляющимися деформациями и напряжениями в различных материалах и, в частности, в горных породах.

Глава 17

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КИНЕТИКИ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

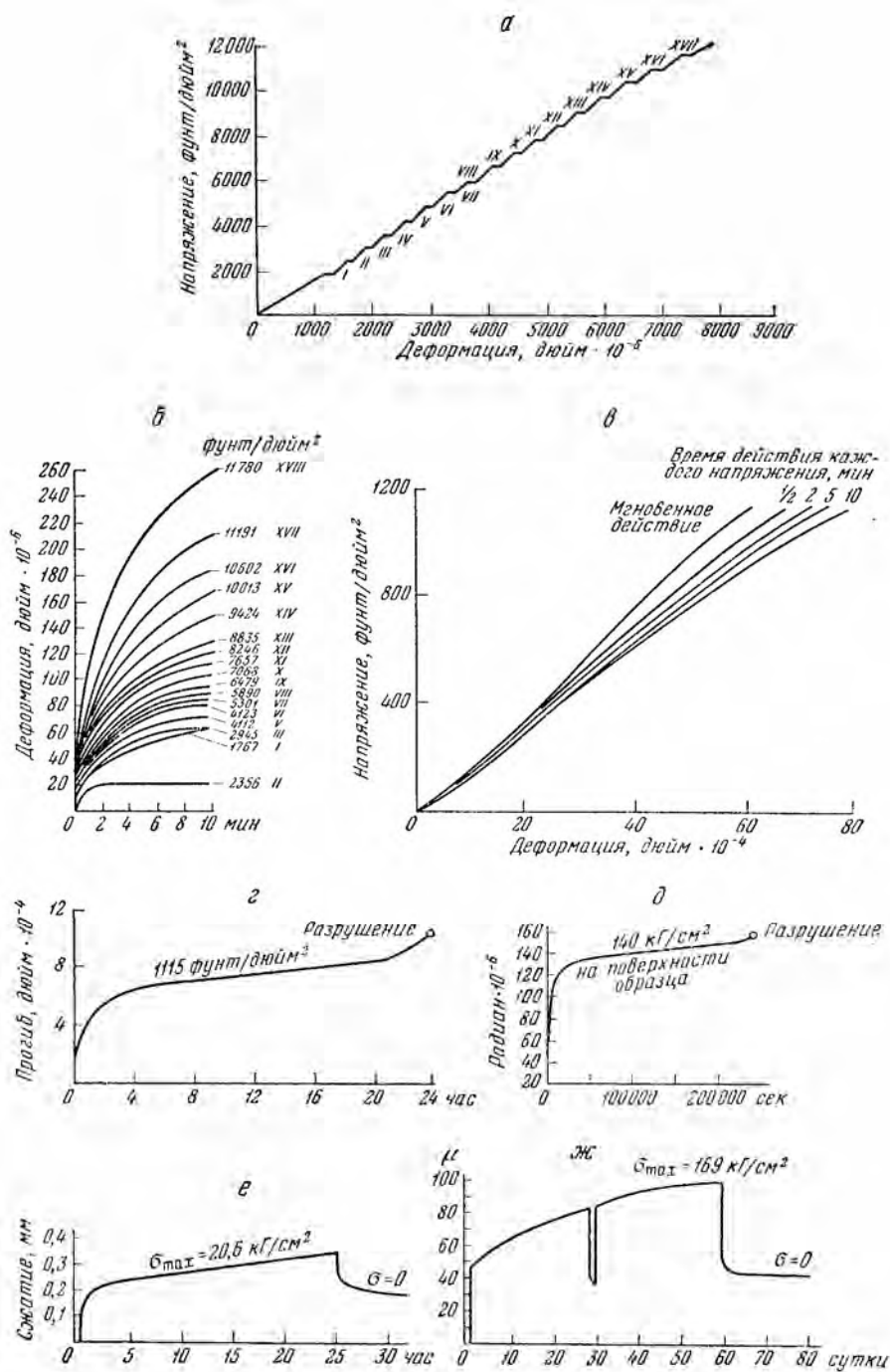
Широкое распространение в геологической литературе получило заимствованное из техники упрощенное представление о том, что при небольших напряжениях (ниже предела упругости) в горных породах возникают одни лишь упругие деформации, при больших напряжениях (выше предела упругости) развиваются лишь пластические деформации и, наконец, при наибольших напряжениях происходит разрушение. Чрезвычайно важное для геологических явлений влияние времени на процесс деформирования при этом, как правило, упоминается, но оценивается недостаточно полно и не учитывается на составляемых кривых в системе координат «напряжение – деформация».

РАЗВИТИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ВО ВРЕМЕНИ

При высокой точности наблюдений было установлено, что форма кривой «напряжение – деформация» для всех пород зависит от времени. При напряжениях ниже «предела упругости», в случае достаточно длительного действия напряжения, деформация нарастает, и вследствие этого в любом месте кривой «напряжение – деформация» можно получить горизонтальный участок. Такие эксперименты с горными породами были проведены Д. Григгсом (Griggs, 1939) и Д. Филлипсом (Phillips, 1948), Ержановым (1962) и др. Пример кривой с горизонтальными участками приведен на фиг. 3, а. Осуществляя подъем напряжений с различной скоростью можно получать разные углы наклона кривых «напряжение – деформация» и ошибочно вычислять различные по величине коэффициенты пропорциональности деформации напряжениям у одной и той же горной породы. Аналогичный результат достигается путем ступенчатого увеличения нагрузки на образец в случае различной длительности ее действия (фиг. 3, а, б, в).

Указанные явления объясняются тем, что наряду с деформациями, возникающими мгновенно после начала действия напряжений, имеются также деформации, постепенно увеличивающиеся с течением времени. В результате повышения точности наблюдений и длительности опытов пределы упругости горных пород сильно понижаются и приобретают значение условных характеристик, справедливых лишь для определенной длительности действия напряжений и при данной точности измерения деформаций.

Для полноценного определения зависимости деформаций от напряжений и времени образцы горных пород длительно испытываются при постоянной величине напряжений, при этом регистрируется величина деформации. Получаемые кривые «время – деформация» обычно называются кривыми ползучести (кривыми крипа), или кривыми кинетики деформации, и имеют вполне определенную форму (см. фиг. 3, г, д).



Фиг. 3. Кривые деформации горных пород

Кривые сжатия глинистого сланца (по Д. Филлипсу, 1948): а и б – нарастание деформации при постоянных напряжениях, отмеченных римскими цифрами; в – различные наклоны кривых «деформация – напряжение» в зависимости от длительности действия постоянных напряжений. Кривые кинетики деформации при постоянных напряжениях и после прекращения их действия: z – изгиб мрамора (по Д. Филлипсу, 1948); д – кручение гранита (по К. Ломнитцу, 1956); e – сжатие каменной соли (по Г. Н. Кузнецову, 1947); ж – изгиб глинистого сланца в условных единицах (по Г. Н. Кузнецову, 1947)

В момент приложения напряжений деформация скачкообразно достигает некоторой величины (вертикальный отрезок), затем она продолжает быстро увеличиваться, но скорость ее роста постепенно уменьшается (участок выполаживания кривой). После этого на протяжении длительного времени скорость деформации остается постоянной (пологая прямолинейная часть кривой). Наконец происходит кратковременное увеличение скорости деформации и разрушение образца (отклонение кривой вверх).

Длительность таких опытов с горными породами достигала всего лишь нескольких месяцев, но и этого оказалось достаточно для значительного увеличения деформации (в два раза). Общие закономерности ползучести горных пород такие же, как и у более изученных в этом отношении металлов (Кузнецов, 1947). Четырем участкам кривой кинетики деформации соответствуют различные сочетания процессов, развивающихся в образце с течением времени. Соответственно можно выделять четыре стадии процесса. Первые две иногда называются стадиями неустановившейся ползучести, третья – стадией установившейся ползучести, четвертая связана с разрушением образца (в данной главе она рассматриваться не будет).

Для расшифровки первых трех участков кривой образцы в различные моменты времени мгновенно разгружаются и после этого продолжается регистрация происходящих деформаций. Так, определяется, что в любой момент времени действия напряжений (см. фиг. 3, е, ж) общая деформация состоит из обратимой (упругой) и остаточной (пластической).

В обратимой деформации можно выделить две части: пропадающую условно-мгновенно и исчезающую на протяжении некоторого времени. Последнюю называют упругим последствием. Производя разгрузку образцов спустя различное время после начала действия напряжений, можно проследить, как изменяются во времени величины условно-мгновенной упругой деформации γ_I упругого последствия γ_{II} и пластической деформации γ_{III} (фиг. 4). В любой момент времени действия напряжений общая деформация образца γ_i равна сумме перечисленных трех составляющих:

$$\gamma_i = \gamma_I + \gamma_{II} + \gamma_{III}. \quad (1)$$

Это представление и выражающее его уравнение (1) являются весьма важными и лежат в основе многих теорий и методов исследования.

Перейдем к рассмотрению данного главного уравнения с такой расшифровкой его членов, которая раскрывает зависимость отдельных частей общей деформации от напряжений и времени. Необходимо учесть, что отделение пластической деформации (γ_{III}) от упругой ($\gamma_I + \gamma_{II}$) проводится по объективному признаку, тогда как разделение упругой деформации на две части (γ_I и γ_{II}) является условным.

Кривая увеличения упругой деформации во времени, постепенно искривляясь, переходит из вертикального положения в наклонное. В зависимости от точности наблюдений, принятого масштаба времени и скорости развертки ленты при автоматической записи деформаций условная точка, разделяющая вертикальную часть кривой от наклонной, может быть поставлена в разных местах. Поэтому деформация γ_I и называется условно-мгновенной. Правильнее за γ_I принимать величину обратимой деформации, устанавливающейся через 1 сек после начала действия постоянных напряжений.

Открытое в конце XIX и начале XX вв. упругое последствие было описано для металлов Л. Больцманом в 1875 г. совместно с условно-мгновенной деформацией для случая действия постоянного напряжения:

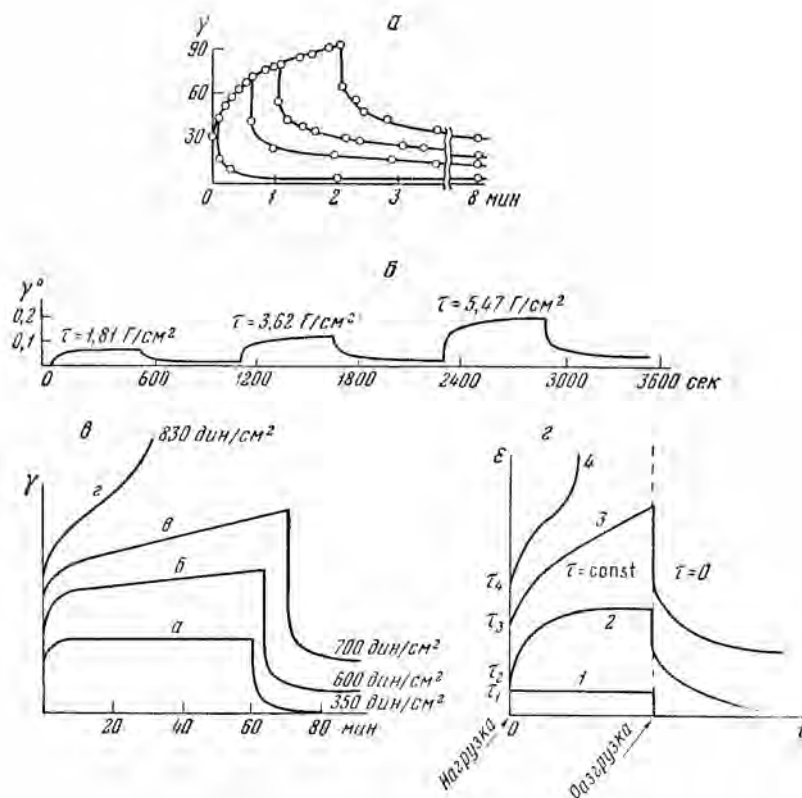
$$\gamma_i = a + b \lg t, \quad (2)$$

где γ_i – интенсивность общей деформации; t – время; a – постоянная величина, являющаяся условно-мгновенной упругой деформацией; b –

постоянная величина, характеризующая развитие упругого последствия во времени.

Часто считают, что величина a устанавливается при времени t много меньшем единицы. Тогда это уравнение при времени, близком к единице, неудобно, так как $\lg 1 = 0$.

А Михельсон в 1917 и 1920 гг. предложил объединенное уравнение для условно-мгновенной деформации, упругого последствия и пластической



Фиг. 4. Примеры кривых кинетики деформации:

a – 20-процентного технического стеарата кальция в масле МВП (по Е. Е. Сегаловой и П. А. Ребиндеру, 1948); b – минерального масла МС-14, загущенного парафином при действии постоянных касательных напряжений τ и температуре 20° (по В. Г. Лебедеву и Г. В. Виноградову, 1955); v – золя гидроокиси алюминия (по Л. И. Эдельман и П. А. Ребиндеру, 1951); z – торфа (из М. П. Воларовича, 1960)

деформации, развивающихся при постоянном напряжении в горных породах и других твердых материалах.

$$\gamma_i = a + b \left[1 - \exp(-\alpha t^{1/2}) \right] + ct^\beta, \quad (3)$$

где a , b , c , α , β – константы материала, зависящие от величины действующих напряжений.

Для обратной упругой деформации, состоящей из условно-мгновенной части a и последствия, он предложил другое уравнение:

$$\gamma_i = a + b \lg(\alpha t + 1). \quad (4)$$

Введение единицы в формулу (4) сделало ее пригодной для рассмотрения малых времен, близких к 1. При времени t , близком к нулю, логарифм выражения, стоящего в скобке, также близок к нулю, значит при этом отсут-

ствуется упругое последствие и имеется только условно-мгновенная деформация.

В дальнейшем для металлов, например для стали, испытывавшейся в опытах длительностью до 5 лет (Weaver, 1936), а также и для горных пород, специально исследованных Д. Григгсом (Griggs, 1939, 1940), стало широко использоваться довольно простое уравнение, представляющее собой несколько измененную комбинацию уравнений К. Максвелла и Л. Больцмана

$$\gamma_i = a + b \lg t + ct. \quad (5)$$

Для того, чтобы использовать его и при малом времени, близком к единице, следует прибегнуть еще к одному небольшому изменению (Lyons, 1946):

$$\gamma_i = a + b \lg(\alpha t + 1) + ct. \quad (6)$$

В уравнениях (2)–(6) первый член a является условно-мгновенной деформацией, второй – упругим последствием, третий – пластической деформацией.

Величина первого члена, как давно установлено многочисленными опытами, определяется законом известного английского физика и геолога XVIII в. Роберта Гука. Величина относительного удлинения прямо пропорциональна нормальному напряжению и обратно пропорциональна некоторой постоянной величине, называемой модулем Юнга (E_T). Величина наибольшего сдвига прямо пропорциональна максимальному касательному напряжению и обратно пропорциональна другой постоянной величине – модулю условно-мгновенного сдвига G_1 .

Наиболее общая запись этого закона, применимая как для одноосной, так и для двух- и трехосной деформации, отражает соотношения между интенсивностями условно-мгновенной упругой части общей деформации γ_{il} и интенсивностью касательных напряжений τ_i

$$\gamma_{il} = \frac{\tau_i}{2G_1}. \quad (7)$$

Величина второго члена – упругого последствия – изменяется по менее изученным закономерностям. В приведенных уравнениях (5) и (6) фигурируют две постоянные величины: b с размерностью деформации и α с размерностью, обратной времени. Для горных пород К. Ломниц (Lomnitz, 1956) предложил упругое последствие описывать уравнением, в которое, кроме модуля G_1 , входит безразмерный коэффициент Q

$$\gamma_{i(1+II)} = \frac{\tau_i}{G_1} [1 + Q \ln(1 + \alpha t)]. \quad (8)$$

Для расчетов различных строительных конструкций А. Р. Ржаницын (1949, 1954) рекомендует уравнение, в котором фигурируют модуль условно-мгновенной упругой деформации E_1 , модуль полной упругой деформации E , устанавливающейся с течением времени и включающей в себя сумму условно-мгновенной деформации и упругого последствия, а также величина θ_{II} с размерностью времени, которая называется периодом релаксации упругого последствия. Однако А. Р. Ржаницын не учитывает пластических деформаций, упругое последствие называет «остаточной деформацией» и описывает своим уравнением не сдвиги, а удлинения.

Для случая одноосной деформации и постоянной величины нормального напряжения уравнение имеет вид

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E} - \sigma \left(\frac{1}{E} - \frac{1}{E_1} \right) e^{-\frac{E}{E_1} \frac{t}{\theta_{II}}}, \quad (9)$$

где e – основание натуральных логарифмов;

t – время.

Ясно, что с увеличением времени t последний член равенства уменьшается, и деформация асимптотически приближается к своей максимальной величине, равной σ/E . В начальный момент при $t = 0$, деформация равна σ/E_1 . Уравнение А. Р. Ржаницына выведено путем теоретического анализа деформаций модели, часто используемой в реологии. Модель считается реагирующей на внешние силы, так же как и строительные материалы – металлы, бетон, дерево, горные породы.

Модель представляет собой последовательное соединение двух элементов. Один из них (гуковский) воспроизводит условно-мгновенную упругую деформацию и состоит из пружины с жесткостью E_1 . Другой элемент (кельвиновский) представлен пружиной с жесткостью E_{II} и поршнем, свободно движущимся в цилиндре с жидкостью, имеющей вязкость η_{II} . Последний элемент воспроизводит упругое последствие (фиг. 5). Анализируя модель, А. Р. Ржаницын обозначает

$$E = \frac{E_1 E_{II}}{E_1 + E_{II}}; \theta_{II} = \frac{\eta_{II}}{E_1 + E_{II}}. \quad (10)$$

Кинетика развития упругого последствия особенно полно исследовалась для различных дисперсных систем и высокомолекулярных соединений. В СССР большие экспериментальные работы были проведены в этом направлении П. А. Ребиндером с сотрудниками, М. П. Воларовичем, Г. В. Виноградовым, Ю. С. Лазуркиным и многими другими.

В первом приближении упругое последствие можно описать уравнением

$$(\gamma_{II})_t = (\gamma_{II})_{\max} (1 - e^{-\frac{t}{\theta_{II}}}), \quad (11)$$

где $(\gamma_{II})_t$ – деформация, достигаемая к моменту времени t после начала действия постоянных напряжений;

$(\gamma_{II})_{\max}$ – наибольшая (иначе называемая полной или предельной) величина деформации упругого последствия; эта деформация прямо пропорциональна интенсивности касательных напряжений и обратно пропорциональна некоторой величине G_{II} , называемой модулем сдвига упругого последствия.

Интенсивность деформации упругого последствия γ_{III} равна

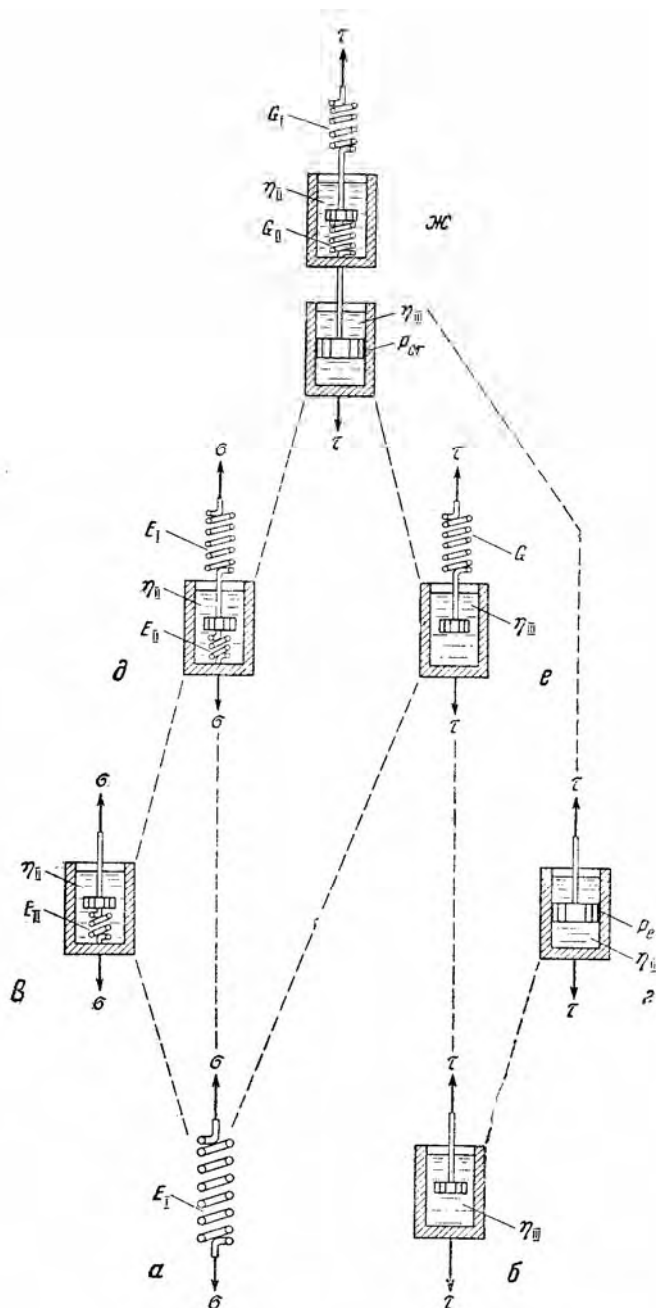
$$\gamma_{III} = \frac{\tau_i}{2G_{II}} (1 - e^{-\frac{t}{\theta_{II}}}), \quad (12)$$

где t – время; e – основание натуральных логарифмов; θ_{II} – особая характеристика свойств материала с размерностью времени, называемая периодом (или временем) релаксации упругого последствия.

Когда время $t = \theta_{II}$, деформация упругого последствия достигает 0,63 своей предельной величины. Когда $t = 0$, деформация упругого последствия равна нулю. Когда t весьма велико по сравнению с θ_{II} , деформация упругого последствия практически равна своей максимальной величине, зависящей от напряжений и модуля G_{II} .

Модель, деформации которой описываются последним уравнением, была предложена Кельвином. Она состоит из параллельных и жестко скрепленных пружины с жесткостью G_{II} и поршня, свободно движущегося в жидкости с вязкостью η_{II} . А. Ю. Ишлинским (1945, а, б) использовалась одинаково деформирующаяся модель с несколько иной конструкцией – поршень, свободно движущийся в цилиндре с жидкостью, имеющей вязкость η_{II} . Поршень соединен с дном цилиндра пружиной с жесткостью G_{II} . Модели разных типов изображены на фиг. 5.

Отношение вязкости η_{II} к жесткости пружины, имеющее размерность



Фиг. 5. Реологические модели, удлинения которых под действием сил σ или τ описываются такими же уравнениями, как и различные деформации:

a – уравнением Гука (7) для условно-мгновенных упругих деформаций; $б$ – уравнением Ньютона (15) для течения жидкости; $в$ – уравнением Кельвина (12) для упругого последействия; $г$ – уравнением Шведова для пластических деформаций выше предела упругости; $д$ – уравнениями Ишлинского, Ребиндера, Ржаницына (9) для всей упругой деформации (условно-мгновенной и упругого последействия); $е$ – уравнением Максвелла (25) для условно-мгновенной, упругой и пластической деформаций; $ж$ – уравнением Ребиндера (16) для общей деформации, включающей условно-мгновенную, упругую, упругое последействие и пластическую деформации при напряжениях выше предела ползучести. E_I – модуль условно-мгновенного удлинения; E_{II} – модуль упругого последействия; G – модуль общего сдвига, G_I – модуль условно-мгновенного сдвига; G_{II} – модуль сдвига упругого последействия; η_{II} – вязкость упругого последействия; η_{III} – вязкость при пластической деформации; P_e – предел упругости (предельное напряжение сдвига); P_{cr} – предел ползучести. Пунктирные линии указывают на последовательное усложнение моделей снизу вверх

времени, обозначается θ_{II} и называется периодом релаксации упругого последствия

$$\frac{\eta_{II}}{G_{II}} = \theta_{II}. \quad (13)$$

Уравнение (12) наиболее удобно для описания упругого последствия, так как в нем не фигурируют величины, связанные с условно-мгновенной деформацией. Между этим уравнением и уравнением А. Р. Ржаницына нет принципиального различия. Сумма уравнений (7) и (12) после некоторых преобразований оказывается равной (9). Вместе с тем уравнение, использованное К. Ломницем, также легко превратить в (12), если $G_{II} = G_I / Q$. Поэтому наиболее удобно и вполне обоснованно пользоваться уравнением (12). Однако оно не всегда дает высокую точность описания деформаций.

А. В. Чумаковой и П. А. Ребиндером (1951) для полиизобутилена, натурального каучука и натрийбутадиенового каучука были предложены некоторые уточнения обсуждаемого уравнения. Имеет ли смысл распространять эти уточнения на горные породы – пока неизвестно.

Величина третьего члена основного уравнения (1), а также уравнения (5) однозначно расшифровывается всеми исследователями. Ясно, что постоянный коэффициент c имеет смысл скорости пластической деформации. Как известно, скорость деформации $\frac{d\gamma_i}{dt}$ сопоставляется с интенсивностью действующих касательных напряжений τ_i посредством коэффициента вязкости, который мы обозначаем η_{III} (отмечая связь этого коэффициента с третьей частью деформации). Тогда

$$c = \frac{d\gamma_i}{dt} = \frac{\tau_i}{2\eta_{III}}. \quad (14)$$

Следовательно, интенсивность третьей части общей деформации

$$\gamma_{III} = \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t. \quad (15)$$

В результате приведенное на фиг. 3 графическое изображение эмпирически установленных соотношений между развивающимися во времени деформациями, напряжениями и физико-механическими свойствами горных пород можно заменить равносильным ему уравнением, которое вытекает из (1), (7), (12) и (15),

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G_I} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} (1 - e^{-\frac{t}{\theta_{II}}}) + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t. \quad (16)$$

В данное уравнение вошло несколько характеристик механических свойств материала. Все они могут быть определены по кривой кинетики деформации.

1. Модуль условно-мгновенной упругости G_I – коэффициент пропорциональности между интенсивностью действующих касательных напряжений τ_i и интенсивностью создаваемой ими условно-мгновенной деформации γ_{II}

$$G_I = \frac{\tau_i}{2\gamma_{II}}, \quad (17)$$

2. Модуль упругого последствия G_{II} – коэффициент пропорциональности между интенсивностью действующих касательных напряжений τ_i и максимальной величиной интенсивности упругого последствия $(\gamma_{III})_{\max}$

$$G_{II} = \frac{\tau_i}{2(\gamma_{III})_{\max}}. \quad (18)$$

3. Модуль равновесной (полной) упругой деформации G – коэффициент пропорциональности между интенсивностью действующих касательных напряжений и общей величиной обратимой деформации $\gamma_{II} + (\gamma_{III})_{\max}$

$$G = \frac{\tau_i}{2[\gamma_{II} + (\gamma_{III})_{\max}]} = \frac{G_I \cdot G_{II}}{G_I + G_{II}}. \quad (19)$$

От перечисленных модулей упругости деформации сдвига, зная величину коэффициента Пуассона μ , легко перейти к аналогичным модулям упругости удлинений (E , E_I и E_{II}). Например

$$E_I = 2G_I(1 + \mu). \quad (20)$$

4. Время (период) релаксации упругого последствия θ_{II} – продолжительность действия напряжений, необходимая для возникновения 0,63 величины максимальной (равновесной) деформации упругого последствия $(\gamma_{III})_{\max}$. Как будет показано ниже (глава 18), зная θ_{II} , можно вычислить величину η_{II}

$$\eta_{II} = G_{II}\theta_{II}, \quad (21)$$

которая позволяет в (12) заменить θ_{II} на $\frac{\eta_{II}}{G_{II}}$. Физический смысл η_{II} менее определенный, чем θ_{II} .

5. Коэффициент эффективной вязкости при пластической деформации η_{III} – коэффициент пропорциональности между интенсивностью касательных напряжений τ_i и скоростью пластической деформации $\frac{d\gamma_{III}}{dt}$

$$\eta_{III} = \frac{\tau_i}{2 \frac{d\gamma_{III}}{dt}} = \frac{\tau_i}{2 \operatorname{tg} \beta}. \quad (22)$$

Приблизительно скорость пластической деформации считается равной тангенсу угла наклона прямолинейной части кривой кинетики деформации, или тангенсу угла β (фиг. 6). В последнем случае пренебрегают изменением скорости пластической деформации, называемым упрочнением.

В приведенных формулах (17)–(19), (22) в знаменатель входит множитель 2, обусловленный тем, что в них фигурируют интенсивности деформаций и касательных напряжений γ_i и τ_i , а не просто сдвиги и максимальные касательные напряжения.

Все перечисленные характеристики можно вычислить по одной кривой кинетики деформации, полученной при какой-то одной интенсивности напряжений.

Если нас интересуют процессы длительностью в минуты, секунды и доли секунд, то условно-мгновенную деформацию $\frac{\tau_i}{2G_I}$ из уравнения (16) можно рассматривать как сумму деформации, распространяющейся со скоростью звука, и деформации, нарастающей в течение времени порядка секунд и минут:

$$\frac{\tau_i}{2G_I} = \frac{\tau_i}{2G_0} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} \left(1 - e^{-\frac{t}{\theta_I}} \right). \quad (23)$$

Модуль G_0 для такой «истинно гуковской» деформации много больше модуля G_I , а период релаксации θ_I много короче периода θ_{II} .

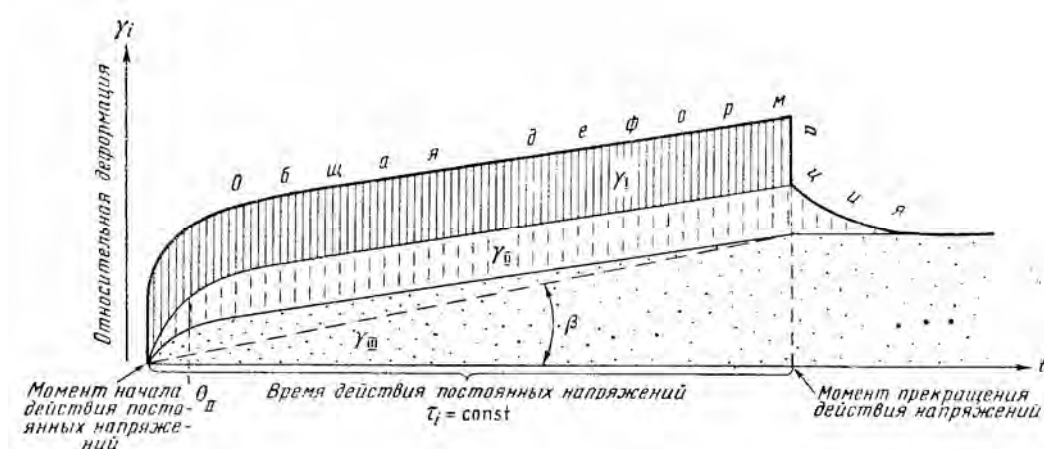
Если исследуются весьма длительные деформации, а процессы с длительностью, близкой к $3\theta_{II}$ или $4\theta_{II}$, несущественны, обе части упругой деформации в уравнении (16) могут быть объединены в один член, характеризующий полную (равновесную) упругую деформацию:

$$\frac{\tau_i}{2G_I} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} (1 - e^{-\frac{t}{\theta_{II}}}) = \frac{\tau_i}{2G}. \quad (24)$$

В этом случае выражение (16) приобретает форму, совпадающую с известным уравнением Максвелла

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G} + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t. \quad (25)$$

Широко известное уравнение (25), фиг. 6 и перечисленные выше характеристики отражают соотношения, имеющие место при одной определенной



Фиг. 6. Схема деформаций горной породы при постоянных напряжениях:

γ_I — первая часть упругой деформации (условно-мгновенная); γ_{II} — вторая часть упругой деформации (упругое последствие); γ_{III} — пластическая деформация; θ_{II} — время, при котором достигается 0,63 предельной величины γ_{II} ; β — угол, величина которого приблизительно характеризует скорость пластической деформации

интенсивности напряжений. Для полного выяснения деформационных свойств материала этого недостаточно и следует учесть два обстоятельства.

Первое обстоятельство связано с тем, что возможны изменения модулей упругости и коэффициента эффективной вязкости с течением времени в процессе деформирования материала при постоянных напряжениях. Сейчас лишь для некоторых материалов существуют отрывочные данные, позволяющие говорить о том, что в процессе деформации эффективная вязкость может либо повышаться (упрочнение материала), либо, наоборот, снижаться (разупрочнение). Первое явление, отмечавшееся для многих металлов, объясняется тем, что в начале деформации реализуются наиболее легкие молекулярные механизмы пластической деформации (например двойникование), которые с течением времени исчерпываются. В связи со сложной структурой горных пород могут предполагаться различные явления такого рода. Например, при деформации известковистого песчаника (см. фиг. 1, в) в условиях сжатия сопротивление деформации сначала будет определяться свойствами карбонатного цемента. Однако при большой деформации зерна кварца войдут в соприкосновение и сопротивление деформации (вязкость и модуль упругости) увеличится.

Теория упрочнения развивается главным образом для металлов. Методы полного учета этого явления при расчетах деталей машин и сооружений описаны в работах Л. М. Качанова (1949, 1956). Схематизированное представление об упрочнении лежит в основе теории упруго-пластических деформаций, широко используемой при расчетах деталей машин и сооружений. Согласно этой теории, детально разработанной А. А. Ильюшиным (1948), В. В. Соколовским (1950), Ю. Н. Работновым (1950, а, б) и другими, скорость установившейся ползучести равна нулю. Поэтому каждой величине напряжений соответствует вполне определенная величина общей деформации, состоящей из упругой и пластической частей. Такое упрощение допустимо в технике,

так как величина напряжений и продолжительность их действия часто незначительны по сравнению с теми, которые проявляются в земной коре при развитии геологических процессов.

Другой случай – разупрочнение – типичен для многих нефтепродуктов и дисперсных систем. Он подробно обсуждался в ряде статей (Трапезников, 1950; Михайлов, 1955, а, б; Павлов и Виноградов, 1957, а) и объясняется тем, что в процессе деформации разрушается часть связей между частицами материала и это приводит к облегчению дальнейшего развития деформации. Известно, что каждой интенсивности касательных напряжений соответствуют определенная скорость деформации и степень разрушенности первоначальной структуры материала. Однако разрушение связей между частицами оказывается не настолько полным, чтобы привести к образованию разрыва; сплошность материала сохраняется.

Всякие изменения во внутренней структуре материала, вызывающие его упрочнение или разупрочнение, вероятно, могут влиять не только на его вязкость, но и на модули упругости и коэффициент Пуассона. Поэтому в будущем необходимо обращать внимание на зависимость этих величин от деформации, при постоянстве действующих напряжений. Особенно больших изменений последних характеристик ожидать все же не приходится.

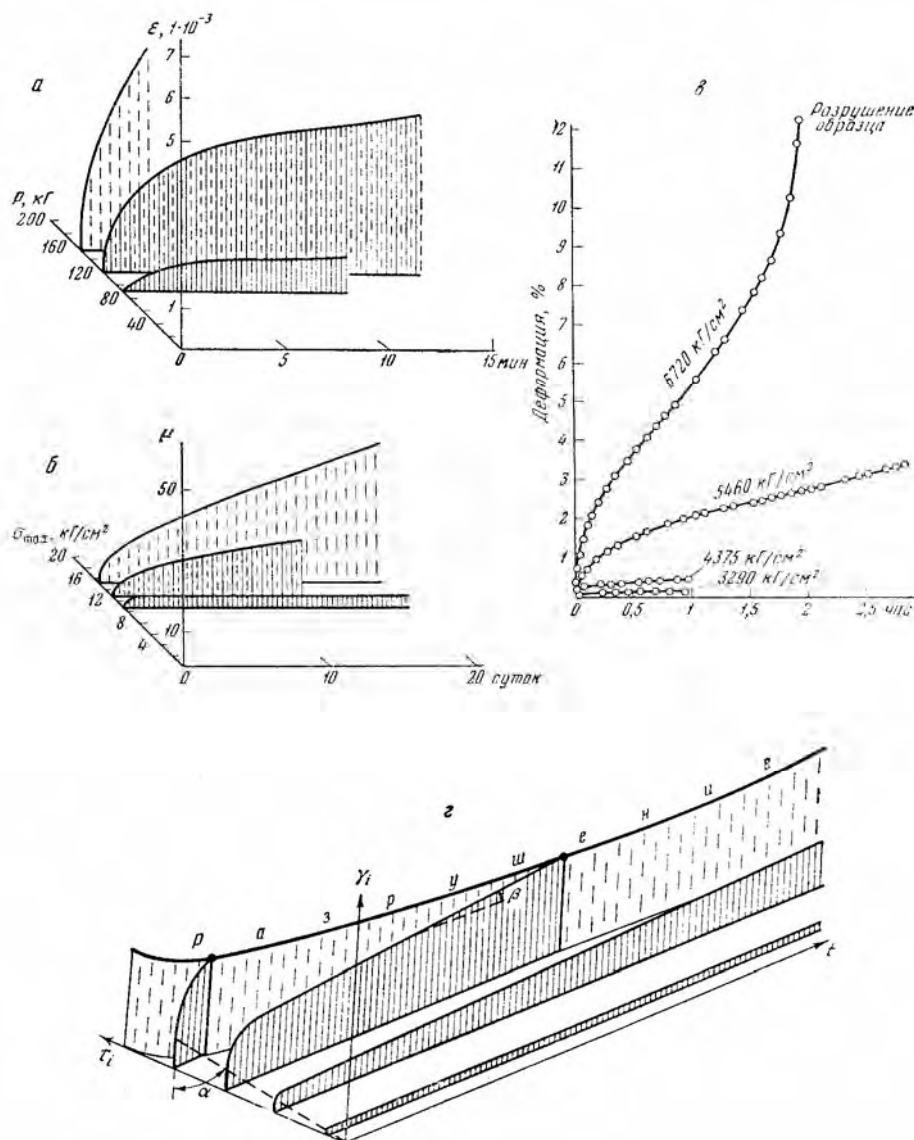
Для выяснения изменений, происходящих в свойствах материала в процессе его деформации, применяются разные методики. По одной методике разгрузка при снятии кривой кинетики деформации осуществляется в ряде испытаний спустя различное время после начала опыта (см. фиг. 4, а). Вычисляя для каждой кривой величины интересующих нас коэффициентов, можно проследить за их изменениями с течением времени при развитии деформации. На основании этого составляется уточненная схема кинетики деформации (см. фиг. б), на которой отражено предполагаемое упрочнение материала.

Другая методика, широко применяемая при исследовании дисперсных систем и различных вязких нефтепродуктов (Г. В. Виноградов, Н. В. Михайлов и др.), заключается в регистрации интенсивности напряжений, действующих в материале при постоянной заданной скорости его деформации. Уменьшение напряжений, часто наблюдаемое в течение некоторого времени в начале испытания, свидетельствует о падении вязкости, которая в дальнейшем остается постоянной. Недавно стала развиваться методика определения модулей упругости материалов в процессе их непрерывного пластического деформирования путем периодического весьма кратковременного дополнительного нагружения (В. П. Павлов).

Второе обстоятельство, заставляющее считать одну кривую кинетики деформации недостаточной для характеристики физико-механических свойств материала, заключается в экспериментально установленной зависимости упругих характеристик и вязкости от интенсивности касательных напряжений, а также от всестороннего давления и температуры.

ВЛИЯНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА РАЗВИТИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ВО ВРЕМЕНИ

Основное уравнение (16), так же как и фиг. 6, отражает соотношения, имеющие место лишь при одной определенной величине напряжений. Для полной характеристики этих соотношений необходима совокупность ряда схем кинетики деформации, соответствующих различной величине напряжений τ_i , которые могут быть отложены по третьей оси координат (фиг. 7, а, б). Такой объемный график должен содержать еще один элемент – поверхность, ограничивающую развитие деформаций во времени в связи с разрушением (см. фиг. 7, в). О форме проекции этой поверхности на плоскость осей напряжения и времени будет говориться при изложении теории разрушения горных пород.



Фиг. 7. Диаграммы кинетики деформации горных пород при различной величине постоянных напряжений:

a – сжатие каменной соли (по Г. Н. Кузнецову, 1947); *б* – изгиб песчаника в условных единицах μ (по Г. Н. Кузнецову, 1947); *в* – сжатие известняка при разных продольных сжимающих напряжениях, указанных около кривых, и всестороннем давлении 10 000 кг/см² (по Д. Т. Григгсу); *г* – общая схема, включающая деформацию и разрушение ($tg\alpha$ равен модулю условно-мгновенного сдвига G_1 ; отношение интенсивности касательных напряжений τ_i к $tg\beta$ характеризует вязкость породы, связанную с пластической деформацией)

Составление объемных графиков типа фиг. 7 рекомендовалось Г. Н. Кузнецовым (1947). Следует отметить, что на таких графиках не отражаются второстепенные характеристики механических свойств горных пород – коэффициент Пуассона и модуль объемного сжатия. Кроме того, на них не находят четкого выражения величины, связанные с описанием упругого последействия. При составлении графиков не учитывается анизотропия механических свойств горных пород. Поэтому их следует считать упрощенным

изображением лишь наиболее важных и обобщенных характеристик механических свойств.

Эти графики наглядно отражают влияние времени на развитие деформаций и соотношения между упругой и пластической составляющими общей деформации при определенных температуре и всестороннем давлении. Графики можно упростить, спроектировав отдельные кривые кинетики деформации на плоскость, параллельную осям времени и деформаций и написав величину напряжений около соответствующих кривых (см. фиг. 7, в).

Располагая сериями кривых кинетики деформации при различной интенсивности напряжений, всестороннем давлении и температуре, можно проверить, в какой мере перечисленные выше характеристики физико-механических свойств сохраняют свою величину.

Обычно модули упругости горных пород незначительно изменяются под действием касательных напряжений. Увеличение E_1 горных пород при повышении всестороннего сжатия отмечалось Цисманом в 1933 г. и Бэрчем и Банкрофтом в 1939–1940 г. (Бэрч, Шерер и Спайсер, 1942, 1949). В последнее время это явление было специально исследовано М. П. Воларовичем и Д. Б. Балашовым (1956, 1957), а также Ю. В. Ризниченко и О. И. Силаевой (1955).

Было установлено, что под влиянием всестороннего сжатия изменения E_1 достигают 10–20% (Воларович и Балашов, 1957). Небольшие изменения модуля E_1 горных пород вызываются температурой (Воларович, Гуревич, 1957). При оценке величины модулей горных пород при определенной температуре их приближенно можно считать постоянными во всем диапазоне действующих напряжений. Это выражается в постоянстве угла α на фиг. 7, г. Модуль G_{II} горных пород совершенно не изучен.

Следует указать, что зависимость модуля G_1 от температуры исследовалась Г. В. Виноградовым (1950, 1952) на примере консистентных смазок; Н. В. Михайлов (1955, а, б) выяснил изменения G_1 битума в зависимости от величины τ_{\max} .

Принципиальное значение имеют экспоненциальные зависимости периода релаксации θ_{II} и коэффициента эффективной вязкости η_{III} от интенсивности касательных напряжений τ_i , всестороннего давления σ_m и температуры T . С этими зависимостями приходится считаться даже при качественных суждениях по различным вопросам.

Коэффициент эффективной вязкости η_{III} , измеряемой в пузах, у разных горных пород в зависимости от условий деформирования и состояния пород изменяется в весьма широких пределах: от 10^4 (влажная глина) до 10^{22} пз (известняк при всестороннем давлении в 1 кг/см^2). Для иллюстрации зависимости вязкости от интенсивности касательных напряжений можно указать, что по данным Д. Григгса (1949) у известняка при всестороннем давлении $\sigma_m = 10\,000 \text{ кг/см}^2$ отмечалось изменение η_{III} от $3,1 \cdot 10^{15}$ пз (при $\tau_{\max} = 2600 \text{ кг/см}^2$) до $2,2 \cdot 10^{14}$ пз (при $\tau_{\max} = 3976 \text{ кг/см}^2$). У мокрого гипса при $\sigma_m = 1 \text{ кг/см}^2$, с повышением τ_{\max} от 60 до 176 кг/см^2 было отмечено изменение η_{III} от $38 \cdot 10^{16}$ до $0,423 \cdot 10^{16}$ пз. Эти цифры показывают, что увеличение τ_{\max} в 1,5 раза может вызывать у известняка снижение вязкости в 10 раз. У гипса повышение τ_{\max} примерно в 3 раза вызвало уменьшение η_{III} почти в 100 раз.

Намного полнее эта зависимость изучена в связи с явлением ползучести у металлов. Ползучесть металлов, при постоянной интенсивности напряжений, привлекая к себе особенно большое внимание в 30–40-х годах, в результате многочисленных экспериментов разными исследователями характеризовалась различными уравнениями. Сводку их можно найти в статьях И. А. Одингга (1946) и в последних учебниках по сопротивлению материалов (Беляев, 1953 и др.).

Отмечено, что в течение первых стадий «неустановившейся» ползучести, продолжающейся в зависимости от рода материала от нескольких десят-

ков до нескольких тысяч часов, скорость пластической деформации уменьшается. Следовательно, имеет место упрочнение материала. При «установившейся» ползучести скорость пластической деформации минимальна и постоянна.

Неустановившаяся ползучесть является пока предметом исследования (Качанов, 1949). Намного полнее изучена установившаяся ползучесть, скорость которой $\frac{d\gamma_i}{dt}$ чаще всего описывается одной из следующих трех зависимостей:

$$\frac{d\gamma_i}{dt} = k\tau_i^n; \quad (26)$$

$$\frac{d\gamma_i}{dt} = m e^{\frac{\tau_i}{c}}; \quad (27)$$

$$\frac{d\gamma_i}{dt} = a \operatorname{sh} \frac{\tau_i}{b}, \quad (28)$$

где k, m, n, a, b, c – коэффициенты, отражающие свойства материала при определенной температуре. Легко заметить, что $\frac{d\gamma_i}{dt}$ играет роль коэффициента c в уравнениях (3), (5) и (6). Коэффициент c уже выражался в уравнении (14) через τ_i и η_{III} и вместе с тем тот же коэффициент $c = \frac{d\gamma_i}{dt}$ из (14) и (22), поэтому можно заключить, что на стадии установившейся ползучести η_{III} является функцией τ_i . Если, например, рассмотреть уравнение (26), то окажется, что

$$\eta_{III} = \frac{1}{2k\tau_i^{n-1}}. \quad (29)$$

Таким образом, из известных закономерностей ползучести металлов следует, что коэффициент вязкости η_{III} металлов сильно снижается при небольшом увеличении интенсивности касательных напряжений. Кроме того, известна экспоненциальная зависимость $\frac{d\gamma_i}{dt}$ (а значит и η_{III} металлов) от температуры. Значительное снижение η_{III} в жидкостях при небольшом подъеме τ_{\max} было теоретически обосновано Х. Эйрингом (1936), предложившим формулу, содержащую гиперболический синус (sh)

$$\eta_{III} = \frac{A\tau_i}{\operatorname{sh} \frac{\lambda\lambda_2\lambda_3}{2kT} \cdot \tau_i}; \quad A = \frac{\lambda_1}{2\lambda n}. \quad (30)$$

где $\lambda, \lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ – расстояния между молекулами в различных направлениях; n – число переходов молекулы в новые равновесные положения в течение 1 сек.

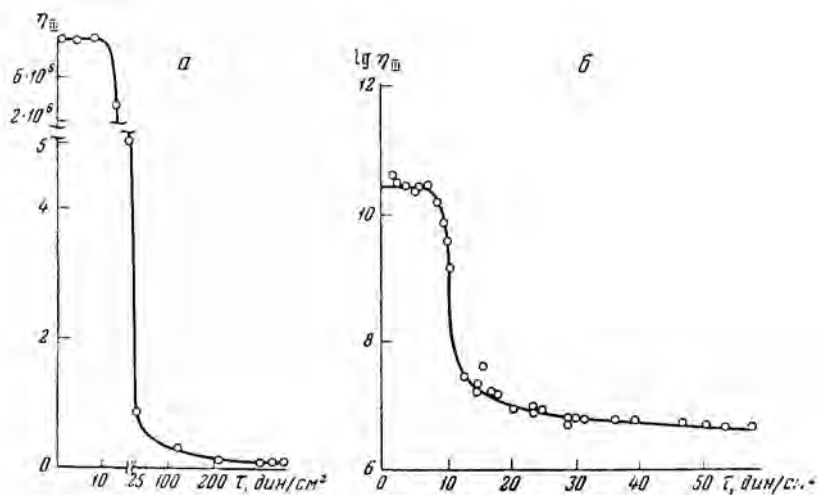
А. П. Александровым (1945) была отмечена зависимость периода релаксации у аморфных высокополимеров

$$\eta_{III} = \eta_0 e^{\frac{u-b\tau_i}{kT}}, \quad (31)$$

где η_0, b, u, k, e – постоянные величины; T – абсолютная температура.

Весьма интересны результаты исследований суспензий глины, проведенных П. А. Ребиндером с Л. А. Абдурагимовой и Н. Н. Серб-Сербиной (1955), а также результаты изучения битумов, выполненного Н. В. Михайловым (1955). Ими было установлено, что в этих веществах происходит ползучесть при напряжениях, меньших определенной величины, играющей роль «предела упругости». Эффективная вязкость при этом изменяется слабо и является максимальной. При более высоких напряжениях резкое снижение

η_{III} происходит не совсем по формулам (29) и (30). Эффективная вязкость с увеличением τ_{max} стремится не к нулю, а к некоторой определенной минимальной величине (фиг. 8). Более или менее постоянные вязкости жидкостей, определяемые обычными методами, по-видимому, являются такими минимальными вязкостями. Их максимальные вязкости еще почти не исследованы из-за того, что они связаны с весьма слабыми напряжениями. Однако для структурированных жидкостей зависимость эффективной вязкости от напряжений и существование минимальной вязкости было экспериментально установлено В. Филипповым в 1935 г.



Фиг. 8. Влияние величины касательных напряжений на вязкость:

а – зависимость вязкости η_{III} 10-процентной суспензии естественного бентонита от напряжения сдвига τ (по Л. А. Абдурагимовой, П. А. Ребиндеру и Н. Н. Серб-Сербиной, 1955); б – зависимость логарифма вязкости η_{III} нефтяного битума марки III при температуре 20° от напряжения сдвига τ (по Н. В. Михайлову, 1955, а, б)

Уменьшение эффективной вязкости от $\eta_{III_{max}}$ (с подъемом напряжений τ_i) не до нуля, а до минимальной вязкости $\eta_{III_{min}}$ выражается двучленными формулами. Одна такая эмпирическая формула была предложена В. Филипповым (Phyllipproff, 1936, 1942):

$$\eta_{III} = \eta_{III_{min}} + \frac{\eta_{III_{min}} - \eta_{III_{max}}}{1 + \left(\frac{\tau_i}{\tau_0}\right)^2}, \quad (32)$$

где τ_0 – «характеристическое напряжение», отражающее вязкостные свойства данного материала.

Другая формула, более полно отражающая результаты последних экспериментов, теоретически выведена Н. В. Михайловым и А. М. Лихтгейм (1955) на основе молекулярно-кинетических представлений Я. И. Френкеля

$$\eta_{III} = \eta_{III_{min}} + (\eta_{III_{max}} - \eta_{III_{min}}) \frac{\frac{\tau_i}{P_\eta}}{\operatorname{sh}\left(\frac{\tau_i}{P}\right)}; P_\eta = \frac{2kT}{\delta^3}, \quad (33)$$

где P_η – предельная величина напряжения τ_{max} , после превышения которой начинается резкое уменьшение эффективной вязкости; δ – среднее расстояние между частицами структурированной жидкости. При напряжениях меньших P_η имеет место практически постоянная максимальная величина эффективной вязкости. Последнее уравнение основано на представлении о том, что в процессе пластического деформирования вещества происходит два процесса.

Первый заключается в разрушении некоторого количества связей между частицами и в изменении внутренней молекулярной структуры (пространственной сетки) данного вещества. Действующие в теле напряжения создают определенную направленность перемещения частиц и преобразование структуры вещества. Скорость этого процесса считается экспоненциально зависящей от температуры и величины напряжений (увеличение напряжений вызывает рост скорости).

Второй процесс заключается в перемещении частиц в противоположном направлении и в восстановлении первоначальной структуры вследствие теплового броуновского движения. Скорость второго процесса также экспоненциально зависит от температуры и величины напряжений, но она всегда меньше скорости первого процесса. Увеличение напряжений приводит к уменьшению данной скорости. Связанное со вторым процессом восстановление структуры вещества принято называть т и к с о т р о п н ы м.

Скорость пластического деформирования вещества определяется суммой скоростей двух противоположно направленных процессов: изменения (или, как часто говорят, «разрушения») первоначальной структуры вещества и ее тиксотропного восстановления. Суммирование двух экспоненциальных зависимостей приводит к тому, что скорость пластического деформирования оказывается изменяющейся при подъеме напряжений по гиперболическому синусу. Следовательно, уравнение (33) не противоречит молекулярно-кинетическим представлениям, лежащим в основе уравнений (1) и (16), и является результатом их развития.

Отраженное в уравнении (33) изменение η_{III} в зависимости от величины τ_i считается происходящим вследствие того, что увеличение τ_i приводит не только к росту скорости деформирования вещества, но и к изменению его молекулярной структуры.

В настоящее время зависимость эффективной вязкости горных пород η_{III} от напряжений τ_{max} совершенно не изучена, поэтому нельзя говорить о том, каким из приведенных выше уравнений ее удобнее и правильнее описывать. Конечно, уравнение (33) представляет особенно большой интерес, так как оно теоретически наиболее обосновано и отражает почти все изменения эффективной вязкости. В нем не отражаются изменения η_{III} с течением некоторого времени после начала действия напряжений. Как уже говорилось, в металлах во время так называемой неустановившейся ползучести происходит упрочнение материала и повышение η_{III} до определенной величины. Во многих дисперсных системах было отмечено обратное явление – уменьшение η_{III} до некоторой постоянной величины. Уравнение (33) относится к эффективной вязкости при установившейся скорости пластической деформации.

Возможно, уравнение (33) придется несколько изменить при распространении его на горные породы, так как величины напряжений, которым соответствует наименьшая эффективная вязкость η_{IIImin} , по-видимому, окажутся больше условно-мгновенной прочности горных пород. В таком случае непосредственное определение η_{IIImin} окажется невозможным и использование ее в качестве одной из основных характеристик вязкости вряд ли будет целесообразным.

В горных породах образование разрывов, вероятно, наступает при напряжениях, величина которых меньше, чем необходимая для проявления минимальной вязкости η_{IIImin} , поэтому реальная часть кривой зависимости вязкости от интенсивности касательных напряжений в первом приближении может быть отражена уравнениями (31) и (33). В условиях одного всестороннего давления и постоянной температуры уравнение (31) может быть написано в упрощенной форме

$$\eta_{III} = \eta_0 e^{-n\tau_i}. \quad (34)$$

Соответственно десятичный логарифм (порядок) вязкости должен считаться линейной функцией интенсивности касательных напряжений

$$\lg \eta_{III} = \lg \eta_0 - N \tau_i; N = 0,43n, \quad (35)$$

где N – угловой коэффициент прямой.

В случае подтверждения в дальнейшем справедливости данной формы зависимости для горных пород, полная характеристика вязкости каждой породы при определенных всестороннем давлении и температуре будет выражаться очень просто. На графике «логарифм вязкости – касательные напряжения» каждой породе будет соответствовать прямая линия, числовая характеристика будет состоять из двух величин: логарифма вязкости при приближении касательных напряжений к нулю – $\lg \eta_0$ и углового коэффициента прямой на графике – N с размерностью, обратной напряжениям. Для получения такой характеристики будет достаточно определить вязкость η'_{III} и η''_{III} при двух различных величинах интенсивности касательных напряжений τ'_i и τ''_i . По этим двум точкам возможно проведение прямой линии на графике. Величины $\lg \eta_0$ и N можно вычислить по формулам:

$$N = \frac{\lg \eta''_{III} - \lg \eta'_{III}}{\tau' - \tau''}; \quad (36)$$

$$\lg \eta_0 = \lg \eta'_{III} + N \tau' = \lg \eta''_{III} + N \tau''. \quad (37)$$

Отметим, что изменения η_{II} , сходные с изменениями η_{III} , могут быть указаны на основании работ Ю. С. Лазуркина (1951) и других по высокомолекулярным соединениям.

В свете изложенных представлений о зависимости эффективной вязкости от величины τ_i можно определить, чем являются и введенное русским исследователем Ф. Н. Шведовым (1889) «предельное напряжение сдвига» у дисперсных систем, подробно изучавшееся Е. Бингамом (1911–1919 гг.) и М. П. Воларовичем (1930–1954 гг.), и «предел упругости» у твердых тел. Оба эти «предела» находятся в том интервале напряжений, в котором происходит скачкообразное снижение от максимальной величины $\eta_{III \max}$ к минимальной $\eta_{III \min}$. Согласно П. А. Ребиндеру и Н. В. Михайлову (1955), условным пределом текучести следует называть то напряжение, при котором происходит наибольшее снижение вязкости на единицу увеличения напряжения (максимум первой производной вязкости по напряжению).

Значит, пределом упругости P_e нужно считать тот интервал величины касательных напряжений τ_{\max} или ту их величину, ниже которой коэффициент η_{III} настолько еще велик, что пластическая составляющая общей деформации развивается весьма медленно («ползучесть»), и поэтому ею при кратковременном действии напряжений в технике бывает можно пренебрегать. Выше этого интервала η_{III} настолько снижается, что скорость нарастания пластической составляющей общей деформации оказывается достаточной для возникновения в течение небольшого времени значительных по величине пластических деформаций («текучесть»). В этих случаях пластическая составляющая настолько велика по сравнению с упругой, что последнюю обычно не учитывают¹.

В физико-химической механике предельное напряжение сдвига считается весьма важной характеристикой механических свойств материала. Материалы, у которых нет предельного напряжения сдвига, называют вязкими или жидкообразными. Их остаточная деформация называется

¹ Подробнее о пределе упругости см. работу Н. В. Михайлова и П. А. Ребиндера (1955).

течением или вязким течением, а эффективная вязкость, вычисляемая по формуле

$$\eta_{\text{III}} = \frac{\tau_i}{2 \frac{d\gamma_i}{dt}}, \quad (38)$$

называется истинной вязкостью. Материалы, обладающие предельным напряжением сдвига, называют пластичными (в узком смысле слова), или твердообразными. Остаточная деформация называется пластическим течением, или пластической в узком смысле слова. Вязкость вычисляется по формуле (38) и ее называют эффективной, или же по формуле

$$\eta_{\text{III}} = \frac{\tau_i - P_e}{2 \frac{d\gamma_i}{dt}}. \quad (39)$$

и тогда говорят о пластической вязкости (иногда ее называют шведовой или бингамовой вязкостью). Наличие предельного напряжения сдвига P_e отражается на теоретических моделях введением трения покоя между поршнем и цилиндром с вязкой жидкостью, которые воспроизводят пластическую деформацию (см. фиг. 5).

Главное уравнение общей деформации при постоянной интенсивности напряжений, в случае пренебрежения ползучестью ниже предельного напряжения сдвига, имеет вид

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G_I} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} (1 - e^{-\frac{t}{\theta_{II}}}) + \frac{\tau_i - P_e}{2\eta_{\text{III}}} t. \quad (40)$$

Для геологов принципиально важно то обстоятельство, что ниже и выше «предела упругости» имеют место и упругая, и пластическая составляющие общей деформации. При длительном действии напряжений пластическая составляющая может достигать большой величины и в условиях действия напряжений меньших «предела упругости». Большая пластическая деформация совсем не обязательно должна являться результатом действия напряжений, превышающих «предел упругости». Так как упругая и пластическая деформации развиваются одновременно, при анализе геологических процессов нецелесообразно говорить об упругой и пластической «стадиях деформации», как это делают многие геологи. Речь в данном случае может идти не о стадиях деформации, а об интервалах интенсивности касательных напряжений, вызывающих либо упругую плюс медленную пластическую деформацию (ползучесть), либо упругую плюс намного более быструю пластическую деформацию (текучесть). Возможно, внутренние молекулярные механизмы пластического деформирования одного и того же вещества при различной величине τ_i могут быть разными.

Следует заметить, что нижний предел напряжений, при которых развивается ползучесть, не изучен. По этому поводу существуют два мнения. Некоторые исследователи предполагают отсутствие такого нижнего предела ползучести. Многие считают, что при данной температуре ползучесть в кристаллических веществах развивается, если напряжения превышают некоторый предел, намного меньший «предела упругости» в указанном понимании.

Эта вторая предельная величина напряжений Н. И. Михайловым и П. А. Ребиндером (1955) называется пределом ползучести. Наличие этого предела отличает материалы с кристаллической (кристаллизационной) структурой от материалов с иными структурами – коагуляционными и конденсационными. Необходимых экспериментальных данных для решения вопроса о существовании или отсутствии у горных пород предела

ползучести в настоящее время еще нет. Интересно, что М. С. Молоденский¹, рассмотрев особенности длительного движения Луны, пришел к заключению, что в слагающем ее материале на протяжении весьма большого времени должны сохраняться напряжения, не сопровождающиеся ползучестью. Иными словами для материала Луны, который не может существенно отличаться от известных нам горных пород, им предполагается наличие предельного напряжения ползучести. Величина этого напряжения оценена в $10\text{--}15 \text{ кг/см}^2$. Существование предельного напряжения ползучести предполагается П. А. Ребиндером для кварца на том основании, что в пустотах внутри некоторых жил находятся давно существующие кристаллы кварца, в которых нет следов ползучести, несмотря на то, что кристаллы испытывают действие силы тяжести.

Существование двух других важных зависимостей вязкости материалов от всестороннего давления и температуры установлено вполне достоверно. Увеличение η_{III} горных пород при подъеме всестороннего сжатия σ_m подтверждается немногочисленными опытами Д. Гритгса. Эта зависимость η_{III} довольно хорошо изучена для других веществ и вместе с влиянием абсолютной температуры T часто описывается формулой Я. И. Френкеля (1945)

$$\eta_{III} = \eta_0 e^{\frac{u - a\sigma_m}{kT}}. \quad (41)$$

где η_0 , u , a – постоянные величины, отражающие свойства данного вещества; k – постоянная Больцмана, равная $1,38 \times 10^{-6} \text{ эрг/град}$. Произведение kT характеризует среднюю энергию каждой частицы вещества (иона, атома или молекулы), поскольку среднее значение полной энергии частицы равно $3kT$. Совместное наличие зависимостей (31) и (41) может быть записано в форме одного объединяющего их уравнения

$$\eta_{III} = \eta_0 e^{\frac{u - a\sigma_m - b\tau_i}{kT}}. \quad (42)$$

Г. И. Гуревичем (1947, 1955a) было опубликовано несколько отличающееся по форме, но по существу аналогичное формуле (42) выражение зависимости θ_{III} от всестороннего давления, температуры и касательных напряжений. Эта формула для θ_{III} легко переводится в формулу (42) на основании формулы (28) из главы 18.

ОБЩНОСТЬ ЗАКОНОВ ДЕФОРМАЦИЙ

Приведенные выше уравнения – основное выражение (16) и уравнения зависимости (33) и (41), отражающие влияние интенсивности касательных напряжений, всестороннего давления и температуры на вязкость материала, дают почти полную характеристику основных особенностей реакции различных материалов на вызванные в них напряжения. Они составляют основу теоретического анализа физико-механических свойств всех материалов, так как включают в себя основные характеристики свойств – модули упругости, период релаксации θ_{II} , коэффициент вязкости. В дальнейшем в эту систему нужно будет включить зависимости модулей упругости от температуры и напряжений.

Обратим внимание на общность данной системы уравнений. Показательно, что эмпирически установленные уравнения, обобщающие экспериментальные данные о твердых телах, содержат коэффициент вязкости, являющийся основной характеристикой деформационных свойств жидкостей. Таким образом, свойства твердых тел, в частности хорошо изученных металлов, сходны со свойствами жидкостей. Для твердых тел возможна длитель-

¹ Сообщение на Ученом совете Института физики Земли в 1957 г.

ная пластическая деформация, напоминающая течение жидкостей. Существование этого свойства у горных пород геологам давно известно. Зависимость скорости такого «течения» от величины напряжений отражается коэффициентом вязкости η_{III} ; важной особенностью этого коэффициента, характеризующего твердые тела, является его зависимость от величины касательных напряжений и времени.

Одновременно с развитием идей о наличии у твердых кристаллических тел свойств, сближающих их с жидкостями, происходило встречное и независимое изменение представлений о жидкостях. Сперва были выяснены зависимости коэффициентов вязкости жидкости от всестороннего давления и температуры. Затем для жидкостей стали констатироваться зависимости вязкости от величины касательных напряжений и времени. Изменения вязкости, сходные с описанными для металлов, были установлены и для глицерина. В 1953г. И. А. Думанский и Л.В. Хайленко выяснили зависимость его вязкости от величины касательных напряжений, а А. Короткова и Д. Сандомирский (1955) обнаружили изменение вязкости со временем. Экспериментами М. Корнфельда (1951) была доказана возможность появления трещин в такой жидкости, как вода, если она испытывает чрезвычайно быструю деформацию. Наконец, Я. И. Френкелем (1945) была развита теория упорядоченности расположения молекул жидкости, сближающая жидкости с кристаллическими твердыми телами в отношении их молекулярной структуры.

Начиная с конца XIX в., и особенно с 20-х годов XX в., интенсивно развивается изучение механических свойств аморфных веществ, включающих в себя своеобразные высокомолекулярные соединения, а также различные дисперсные системы и гели. В результате исследований отчетливо выяснилось, что эти вещества одновременно обладают свойствами типичными как для твердых кристаллических тел (упругостью и способностью образовывать разрывы), так и для жидкостей (текучестью). Коэффициенты вязкости этих веществ также оказываются функциями времени, температуры, всестороннего давления и интенсивности касательных напряжений.

У дисперсных систем, в частности у гелей, и у высокомолекулярных соединений особенно ярко проявляется упругое последствие, которое бывает настолько велико, что обозначается даже особым названием – высокоэластическая деформация. Следовательно, существуют общие закономерности, связывающие деформации с напряжениями в кристаллических, аморфных и жидких телах. Эти закономерности прежде всего заключаются в возможности выделения одновременно существующих условно-мгновенных деформаций, упругого последствия и пластической деформации, а также в зависимости коэффициента вязкости от перечисленных выше факторов. Ясно, что особенности молекулярной структуры вещества обуславливают определенную специфику проявления общих закономерностей в каждом классе материалов.

Учение о механических свойствах различных кристаллических, аморфных и жидких веществ, стремящееся связать особенности свойств каждого материала с его молекулярным строением и химическим составом, было названо П. А. Ребиндером *физико-химической механикой*. Это новое, быстро развивающееся научное направление включило в себя так называемую реологию, сложившуюся в Западной Европе и Америке в 20 и 30-х годах. В отличие от той реологии, которая была охарактеризована М. Рейнером (1947), физико-химическая механика стремится не к выделению и описанию серии идеальных тел с различными свойствами, а наоборот, выявляет общие закономерности в механических свойствах самых разнообразных материалов. Кроме того, реология ставила своей задачей изучение лишь одного течения, тогда как физико-химическая механика исследует все виды деформаций и разрушение материалов. Наконец, физико-химическая механика не ограничивается феноменологическим описанием свойств мате-

риалов, как реология, а стремится вскрыть их причинные зависимости от молекулярного строения и химического состава вещества.

Многие исследования по физико-химической механике выполнялись советскими физиками и физико-химиками на примерах аморфных и высокополимерных материалов и дисперсных систем, так как в них наиболее полно проявляются и легко поддаются изучению как упругие, так и пластические деформации. Упомянутые выше результаты этих исследований, очевидно, с незначительными поправками окажутся справедливыми и для горных пород.

Представление об общности закономерностей деформирования твердых кристаллических, аморфных и жидких тел позволяет решить следующий важный вопрос. Совокупность приведенных уравнений и графического изображения закономерностей деформирования горных пород, приведенного на фиг. 6, отражают соотношения при экспериментах, длительность которых не превышала нескольких месяцев для горных пород и десятка лет для металлов. Однако продолжительность геологических явлений составляет тысячи и миллионы лет. Для перехода от лабораторных данных о кратковременных опытах к представлениям о весьма длительных процессах существенны следующие обстоятельства:

1) представления о закономерностях весьма длительных природных деформаций могут быть составлены лишь путем экстраполяции данных о кратковременных лабораторных испытаниях с учетом общих физических закономерностей. Эксперименты длительностью в тысячелетие не представляют интереса;

2) полученные в лаборатории кривые кинетики деформации типа фиг. 3, г, д полностью отражают все развитие процесса с начала до конца, от деформаций до разрушения породы;

3) увеличение общей длительности процесса возможно лишь за счет снижения интенсивности касательных напряжений;

4) в диапазоне реальной продолжительности лабораторных экспериментов снижение интенсивности касательных напряжений приводит к увеличению общей длительности процесса в основном за счет удлинения третьей стадии, соответствующей прямолинейной наклонной части кривой кинетики деформации горной породы. В настоящее время нет данных о изменении этой закономерности с увеличением длительности эксперимента;

5) жидкости имеют кривые кинетики деформации подобные кривым горных пород. В жидкостях развиваются упругие и пластические деформации и даже разрывы. Продолжительность первых двух стадий деформации (до установления постоянной скорости пластической деформации) в жидкостях от 10^3 до 10^6 раз меньше, чем у горных пород. Поэтому, исчисляя время в относительных единицах, равных продолжительности первых двух стадий, можно считать кривые кинетики деформации жидкостей на протяжении месяцев и годов подобными кривым для горных пород, если бы мы их испытывали в течение тысячелетий и миллионов лет;

б) при длительном испытании жидкостей происходит удлинение в основном только третьей стадии процесса, поэтому нужно предполагать аналогичное влияние продолжительности процесса и на форму кривых кинетики деформации горных пород.

Таким образом, возможна экстраполяция приводившихся выше уравнений и фиг. 6 на процессы длительного деформирования и разрушения горных пород в природных условиях на протяжении тысяч и даже миллионов лет.

Глава 18

**ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНОГО УРАВНЕНИЯ
КИНЕТИКИ ДЕФОРМАЦИИ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ
МЕЖДУ ТРЕМЯ СОСТАВЛЯЮЩИМИ ОБЩЕЙ ДЕФОРМАЦИИ**

В предыдущей главе показана необходимость распространять на горные породы общие закономерности деформирования различных твердых и жидких тел, которые выражены в ряде приведенных уравнений. Основным является уравнение (1) или (16), остальные, существенно дополняющие его уравнения (23) и (40) из главы 17, должны считаться приближенными.

Если совместно изучаются как весьма кратковременные явления, продолжающиеся в течение малых долей секунды (например ультразвуковые и звуковые колебания), так и длительные деформации, то уравнение (16) из главы 17 следует использовать в наиболее развернутой форме с учетом выражения (23) из той же главы.

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G_0} + \frac{\tau_i}{2G_{lr}} \left(1 - e^{-\frac{t}{\theta_l}}\right) + \frac{\tau_i}{2G_{II}} \left(1 - e^{-\frac{t}{\theta_{II}}}\right) + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t. \quad (1)$$

Однако далеко не все задачи требуют использования главного уравнения в его наиболее полном виде (1).

Когда исследуются только весьма кратковременные процессы, длящиеся менее 1 сек, последние два слагаемых в уравнении (1) можно отбросить. Когда изучаются несколько более длительные процессы, длящиеся в течение секунд и минут, кроме отбрасывания последних двух членов уравнения (1), можно объединить его первые два слагаемых. Так, например, поступают в сейсмологии и тогда уравнение (1) принимает вид закона Гука:

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G_1}. \quad (2)$$

При изучении весьма длительных процессов складкообразования, когда годам в природе соответствуют малые доли секунды в эксперименте, теряет смысл разделение упругой деформации на условно-мгновенную часть и упругое последствие. В итоге вся упругая деформация описывается только одним членом, содержащим модуль G , который был введен в (19) из главы 17:

Общая деформация = Упругая деформация + Пластическая деформация

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G} + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t. \quad (3)$$

Часто последнее уравнение записывается в более общей форме в виде дифференциальных соотношений, сформулированных известным английским физиком К. Максвеллом еще в 1867 г.:

$$\begin{array}{l} \text{Скорость роста} \\ \text{общей деформации} \end{array} = \begin{array}{l} \text{Скорость роста} \\ \text{упругой деформации} \end{array} + \begin{array}{l} \text{Скорость роста} \\ \text{пластической деформации} \end{array} \\ \frac{d\gamma_i}{dt} = \frac{1}{2G} \frac{d\tau_i}{dt} + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}}. \quad (4)$$

Уравнение Максвелла (4) показывает, что скорость изменения общей деформации зависит: 1) от скорости изменения интенсивности касательных напряжений, которые вызывают соответствующую им по величине упругую составляющую; 2) от скорости непрерывного нарастания пластической составляющей. Последняя скорость определяется интенсивностью касательных напряжений и коэффициентом эффективной вязкости данного вещества в определенных условиях.

Уравнение К. Максвелла используется в тех случаях, когда можно пренебрегать не учитываемым им разделением упругой деформации на условно-мгновенную и последствие. При изучении длительно развивающихся геологических процессов все эти упрощения обычно допустимы, так как упругое последствие в горных породах продолжается во всяком случае не дольше одного-двух месяцев, а тектонические процессы развиваются более или менее однообразно на протяжении многих столетий и тысячелетий.

Уравнение К. Максвелла уже использовалось при анализе деформаций горных пород в земной коре в работах Б. Гутенберга (Gutenberg, 1939), В. А. Магницкого (1948), К. Буллена (Bullen, 1953), Е. Ф. Саваренского (1955) и др. Оно позволяет описать изменения деформаций и напряжений при различных режимах деформирования материала.

Остановимся на трех главных случаях деформации, когда заданы: интенсивность напряжения, скорость или величина деформации.

Первый случай соответствует подробно обсуждавшимся выше кривым кинетики деформации. Постоянство напряжений означает равенство $\frac{d\tau_i}{dt}$. Поэтому формула (4) превращается в

$$\frac{d\gamma_i}{dt} = \frac{\tau_i}{2\eta_{III}}. \quad (5)$$

Приращение общей деформации в течение любого весьма короткого времени dt равно

$$d\gamma_i = \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} dt. \quad (6)$$

Оно происходит за счет увеличения пластической части общей деформации.

Для выяснения той величины общей деформации, которая может быть отмечена через конечное время t после начала действия напряжений, уравнение (6) интегрируется от 0 до t , в результате чего получается

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t + C. \quad (7)$$

Постоянная C должна равняться γ_i при времени $t = 0$, т. е. в момент начала действия напряжений. Объединяя условно-мгновенную деформацию с упругим последствием и пренебрегая временем его развития, нужно полагать, что

$$C = \frac{\tau_i}{2G}. \quad (8)$$

Подставляя (8) в (7), окончательно имеем

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G} + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t. \quad (9)$$

Используя выводимое ниже в формулах с (19) по (28) соотношение $\eta_{III} = G\theta_{III}$ можно (9) преобразовать в

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G} \left(1 + \frac{t}{\theta_{III}} \right). \quad (10)$$

Из последней формулы следует, что при действии напряжений в течение короткого времени t , намного меньшего периода релаксации θ_{III} , общая деформация γ_i должна незначительно отличаться от деформации, вытекающей из закона Гука. В этом случае приходится пренебрегать вторым членом в скобках и считать, что

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G} \quad \text{при } t \ll \theta_{III}. \quad (11)$$

Если же время t намного больше периода релаксации θ_{III} , второй член в скобках столь сильно должен влиять на величину общей деформации, что можно пренебрегать ее упругой частью и считать

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G\theta_{III}} t = \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t \quad \text{при } t \gg \theta_{III}. \quad (12)$$

Ярким примером реакции горных пород на кратковременно действующие напряжения служит прохождение сейсмических колебаний через земную кору. В этом случае напряжения действуют в течение долей секунды или нескольких секунд. Период релаксации горных пород порядка сотен или тысячи лет, т. е. в $10^9 - 10^{10}$ раз больше этого времени. Вполне естественно, что при таких соотношениях t и θ_{III} сейсмологи могут рассматривать земную кору и любые горные породы как упругое вещество в соответствии с уравнением (11).

Совершенно иначе те же горные породы реагируют на длительно действующие напряжения, связанные с развитием тектонических процессов. Более или менее однообразные напряжения действуют при этом в течение многих тысяч или миллионов лет. Пренебрегая некоторой неравномерностью напряженного состояния во времени, геологи могут в таких случаях рассматривать горные породы в соответствии с уравнением (12) как текущее пластичное вещество.

Второй случай представляет деформацию при заданной скорости деформирования материала. Он часто имеет место при тектоническом деформировании земной коры. Для него характерно изменение напряжений с течением времени. Обозначив постоянную скорость увеличения общей деформации $\frac{d\gamma_i}{dt} = D$, из уравнения (4) получим

$$D = \frac{1}{2G} \frac{d\tau_i}{dt} + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}}. \quad (13)$$

В результате интегрирования (13) от 0 до t , если в начальный момент напряжение равно $(\tau_i)_0$, получаем

$$\tau_i = (\tau_i)_0 e^{-\frac{t}{\theta_{III}}} + 2\eta_{III} D \left(1 - e^{-\frac{t}{\theta_{III}}} \right). \quad (14)$$

Если в начальный момент напряжения равнялись нулю, то

$$\tau_i = 2\eta_{III}D \left(1 - e^{-\frac{t}{\theta_{III}}} \right). \quad (15)$$

Следовательно, при малом времени t , когда t много меньше θ_{III} , второй член в скобке может приближаться к 1 и при этом напряжение τ_i будет близко к нулю. По мере увеличения времени t второй член в скобках, уменьшаясь, стремится к нулю и поэтому напряжение τ_i приближается к своей максимальной величине $(\tau_i)_\infty$.

$$(\tau_i)_\infty = 2\eta_{III}D. \quad (16)$$

Спустя время t , равное θ_{III} , напряжения приблизительно должны равняться 0,6 своей максимальной величины, соответствующей (16).

Для того, чтобы установить через сколько времени напряжение поднимется до определенной интересующей нас величины τ_i , нужно в (15) приравнять ему τ_i . Затем, прологарифмировав полученное выражение, можно выяснить, что

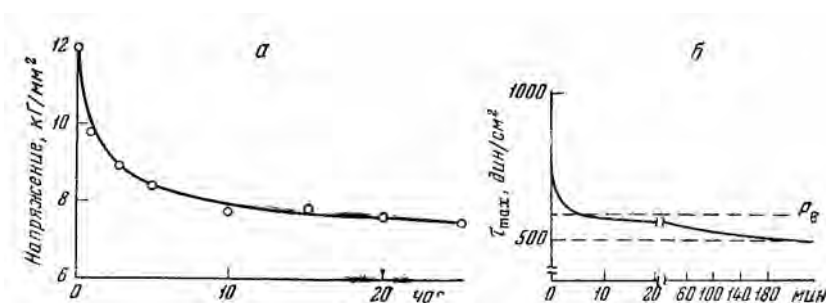
$$-\frac{t}{\theta_{III}} = \ln \left(1 - \frac{\tau_i}{2G\theta_{III}D} \right). \quad (17)$$

Разложением логарифма последнего выражения в ряд с оставлением лишь члена первого порядка приблизительно устанавливается, что искомое время t равно

$$t \approx \frac{\tau_i}{2GD}. \quad (18)$$

Эта формула использовалась В. А. Магницким (1948) для вычисления времени возникновения землетрясения.

Третий случай представляет особый режим деформирования материала, когда условно-мгновенно создается определенная деформация, которая в дальнейшем поддерживается неизменной. Наблюдения, проводящиеся в течение длительного времени, заключаются в регистрации напряжений, необходимых для поддержания заданной деформации. Такие испытания называются опытами по релаксации¹ напряжений. Эти опыты весьма важны для выяснения взаимоотношений между тремя составными частями общей деформации. В процессе таких опытов с различными материалами (но не горными породами) на графиках «напряжение – время» неизменно получались однотипные кривые, показывающие постепенное ослабление напряжений (фиг. 9, а).



Фиг. 9 Кривые релаксации напряжений:

а – в стали при температуре 450° (из Я. Б. Фридмана, 1952); б – в золе гидроокиси алюминия (по Л. И. Эдельман и П. А. Ребиндеру, 1951)

¹ Английское слово «релаксация» – ослабление.

В любой момент времени, в случае полного снятия напряжений, образец испытывает упругое уменьшение деформации, величина которого пропорциональна напряжению, действовавшему к этому времени. Чем длительнее опыт, тем меньше величина упругого восстановления формы после освобождения образца.

Коэффициент пропорциональности между напряжениями, необходимыми для поддержания постоянной общей деформации, и величиной полного упругого восстановления формы является модулем упругости. Он практически постоянен в течение всего опыта. Таким образом, опытами по релаксации напряжений наглядно доказывается, что при постоянной по величине общей деформации с течением времени происходит постепенное превращение упругой составляющей в остаточную.

Этот процесс объясняется тем, что упругость (обратимость) деформации обусловлена неустойчивым относительным расположением соседних атомов, ионов и молекул, вызванным действием деформирующих сил, внешних по отношению к рассматриваемому объему. Атомы, ионы и молекулы возвращаются к своим равновесным положениям, как только прекращается действие этих приложенных извне сил, порождающих напряжения. С течением времени, вследствие тепловых колебаний и существования незаполненных («вакантных») мест в кристаллической решетке, ионы, атомы и молекулы постепенно перераспределяются в пространстве таким образом, что все большее их количество оказывается в новых равновесных положениях. Поэтому с течением времени упругая (обратимая) часть общей деформации уменьшается и вместе с нею ослабевают напряжения.

Для математического описания релаксации напряжений К. Максвелл предложил считать скорость уменьшения напряжений в течение весьма короткого промежутка времени dt прямо пропорциональной напряжению τ и обратно пропорциональной некоторой величине θ_{III} с размерностью времени, характеризующей свойства каждого вещества:

$$\frac{d\tau}{dt} = -\frac{\tau}{\theta_{III}}. \quad (19)$$

Величина θ_{III} называется периодом, или временем релаксации. Преобразуя это выражение в

$$\frac{d\tau}{\tau} = -\frac{1}{\theta_{III}} dt, \quad (20)$$

а затем, интегрируя его, получают

$$\ln \tau = -\frac{t}{\theta_{III}} + C. \quad (21)$$

Считая C логарифмом какой-то постоянной величины τ_0 , т. е. принимая

$$C = \ln \tau_0, \quad (22)$$

а затем, производя потенцирование, получают

$$\tau = \tau_0 e^{-\frac{t}{\theta_{III}}}, \quad (23)$$

где e – основание натуральных логарифмов, равное 2,7.

Последняя формула показывает, каково будет напряжение спустя конечное время t после начала процесса релаксации. Приняв $t = 0$, установим, что τ_0 является тем напряжением, которое действовало в начальный момент. Многочисленные эксперименты, проведенные с различными мате-

риалами, позволяют считать полученную формулу (23) и исходное предположение (19) достаточно хорошо соответствующими действительности.

Если в левой части исходной формулы (19) заменить напряжение в соответствии с законом Гука для полной равновесной упругой деформации

$$\tau = G\gamma_{I+II}, \quad (24)$$

то получится

$$\frac{Gd\gamma_{I+II}}{dt} = -\frac{\tau}{\theta_{III}} \quad \text{или} \quad \frac{d\gamma_{I+II}}{dt} = -\frac{\tau}{G\theta_{III}}, \quad (25)$$

где $\frac{d\gamma_{I+II}}{dt}$ – скорость изменения величины упругой части деформации γ_{I+II} .

В процессе релаксации скорость уменьшения упругой части деформации равна скорости увеличения пластической части деформации γ_{III} , следовательно

$$\frac{d\gamma_{I+II}}{dt} = -\frac{d\gamma_{III}}{dt}. \quad (26)$$

Известно, что коэффициент эффективной вязкости η_{III} связывает скорость пластической деформации с величиной касательных напряжений

$$\frac{d\gamma_{III}}{dt} = \frac{\tau}{\eta_{III}}, \quad (27)$$

Подставляя (25) и (27) в (26), получаем

$$-\frac{\tau}{G\theta_{III}} = -\frac{\tau}{\eta_{III}},$$

откуда следует, что

$$\eta_{III} = G\theta_{III} \quad \text{или} \quad \eta_{III} = \theta_{III} \frac{G_I G_{II}}{G_I + G_{II}}. \quad (28)$$

Выведенная формула отражает весьма важные соотношения между характеристиками вязкостных (η_{III} , θ_{III}) и упругих (G) свойств материалов.

Эта формула часто используется в физике для перехода от коэффициента вязкости к периоду релаксации. Она показывает, что после надежного экспериментального определения G и η_{III} период релаксации может быть просто вычислен, определять его экспериментально нет необходимости.

Главное уравнение кинетики деформации, представленное в форме уравнения Максвелла, позволяет достаточно полно отразить только что рассмотренный процесс релаксации напряжений. Для этого в уравнении (4) член, отражающий изменение общей деформации во времени, приравнивается нулю, тогда (4) превращается в

$$\frac{d\tau_i}{dt} = -\frac{G}{\eta_{III}}\tau_i \quad (29)$$

или

$$\frac{d\tau_i}{\tau_i} = -\frac{G}{\eta_{III}}dt. \quad (30)$$

Интегрирование (30) от 0 до t приводит к

$$\ln \tau_i = -\frac{G}{\eta_{III}}t + C. \quad (31)$$

Потенцированием (31) определяется, что

$$\tau_i = e^C \cdot e^{-\frac{G}{\eta_{III}} t}. \quad (32)$$

Так как при $t = 0$ из (32) получается $\tau_i = e^C$, устанавливается, что e^C равно начальному напряжению, которое можно обозначить $(\tau_i)_0$, т.е.

$$e^C = (\tau_i)_0. \quad (33)$$

Если в соответствии с (28) обозначить θ_{III} и назвать периодом релаксации следующую величину, имеющую размерность времени

$$\frac{\eta_{III}}{G} = \theta_{III}, \quad (34)$$

то тогда (32) можно привести к окончательному виду

$$\tau_i = (\tau_i)_0 e^{-\frac{t}{\theta_{III}}}. \quad (35)$$

Последняя формула совпадает с уже приведенной выше формулой (23), описывающей процесс релаксации напряжений.

Кроме рассмотренной релаксации, связанной с развитием пластической деформации за счет обеих частей упругой деформации и приводящей с течением времени к снижению напряжений до нуля, в соответствии с формулой (35), имеется еще один процесс, который также приводит к ослаблению (релаксации) напряжений. Он проявляется в течение более короткого времени, снижает напряжения не до нуля и связан с установлением равновесной величины упругого последствия. Эксперимент заключается, как и в предыдущем случае, в мгновенной фиксации определенной величины деформации. В дальнейшем регистрируется величина напряжений, необходимая для поддержания заданной общей деформации.

Представим себе деформацию материала с высокой вязкостью η_{III} , в котором не возникает заметной остаточной деформации на протяжении времени, в несколько раз превышающего упоминавшийся выше период релаксации упругого последствия θ_{II} . Примером такого материала могут служить желатиновые студни и многие каучуки. В начальный момент времени вся деформация может быть только условно-мгновенной, так как для возникновения упругого последствия необходимо некоторое время. В дальнейшем упругое последствие может появиться как следствие напряжений, существующих в материале. Общая деформация при этом должна сохранить свою прежнюю величину. Главное уравнение при условии пренебрежения пластической деформацией превращается в

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G_I} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} (1 - e^{-\frac{t}{\theta_{II}}}). \quad (36)$$

Из этого уравнения видно следующее:

1) появление упругого последствия при постоянной величине общей деформации возможно лишь при одновременном уменьшении условно-мгновенной деформации;

2) уменьшение условно-мгновенной деформации в данном материале неизбежно должно сопровождаться снижением напряжений.

Спустя значительное время, когда установится равновесная величина упругого последствия, общая деформация должна состоять из двух следующих частей и поддерживающего их постоянного напряжения τ_C

$$\gamma_i = \frac{\tau_C}{2G_I} + \frac{\tau_C}{2G_{II}}. \quad (37)$$

В начале эксперимента такая же по величине общая деформация была целиком условно-мгновенной и требовала для своего поддержания начальных напряжений τ_0

$$\gamma_i = \frac{\tau_0}{2G_i} . \quad (38)$$

Поскольку (37) равно (38)

$$\frac{\tau_0}{2G_i} = \frac{\tau_c}{2} \left(\frac{1}{G_i} + \frac{1}{G_{II}} \right), \quad (39)$$

$$\tau_c = \tau_0 \frac{G_i G_{II}}{G_i (G_i + G_{II})} = \tau_0 \frac{G}{G_i} . \quad (40)$$

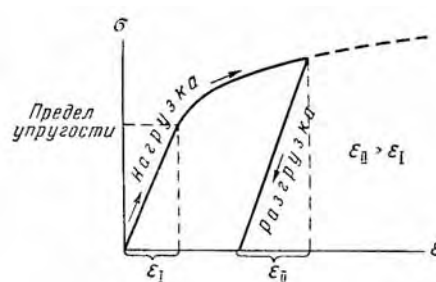
Это постоянное напряжение, как видно из формулы, обязательно должно быть меньше первоначального. Скорость его установления зависит от скорости установления равновесной деформации упругого последствия, которая характеризуется величиной θ_{II} , называемой периодом релаксации упругого последствия. Как уже говорилось, произведение $\theta_{II} G_{II}$ обозначается η_{II} .

Таким образом, из опытов и теории релаксации напряжений следует, что условно-мгновенная упругая деформация превращается в упругое последствие и обе они с течением времени переходят в остаточную (пластическую) деформацию. В общем процессе релаксации напряжений можно наметить две стадии. На первой стадии релаксация осуществляется двумя рассмотренными механизмами, на второй – одним только первым механизмом (см. фиг. 9, б).

Опыты по релаксации напряжений и рассмотренной ранее ползучести наглядно показывают, что напряжения физически непосредственно связаны с упругой составляющей общей деформации. Напряжения и упругая составляющая не существуют друг без друга и представляют собой два различных проявления одного и того же явления – смещенности частиц вещества с их равновесных положений.

Соответствие напряжений упругой составляющей общей деформации проявляется не только ниже, но и выше предела упругости. При разгрузке образцов от напряжений, превышающих предел упругости, неизменно происходит упругое (обратимое) изменение деформации по закону Гука на величину пропорциональную напряжению и модулю упругости (фиг. 10). Величина этой упругой деформации оказывается больше той, которая отвечает напряжению предела упругости (Ильюшин, 1948). Таким образом, при подъеме напряжений выше предела упругости и при интенсивном развитии пластических деформаций упругая часть деформации не только сохраняется, но и продолжает изменять свою величину в строгом соответствии с законом Гука (модулем G). Следовательно, экспериментально устанавливается, что все напряжение целиком связано с упругой составляющей общей деформации.

Пластическая составляющая общей деформации является не непосредственным результатом напряжений, а следствием перерождения упругой деформации в результате перераспределения частиц. Она не требует напряжений для своего поддержания и полностью сохраняется после исчез-



Фиг. 10. Диаграмма растяжения металла (по А. А. Ильюшину, 1948)

ε_I – упругая деформация при напряжениях предела упругости; ε_{II} – упругая деформация при напряжениях выше предела упругости

новения напряжений. Процесс пластического деформирования может быть представлен как статистический результат весьма многочисленных актов непрерывного возобновления упругой деформации и ее превращения в остаточную. Та часть упругой деформации, которая превращается в остаточную, при этом непрерывно воспроизводится до тех пор, пока не прекратится действие сил, вызывающих напряжение. Образно выражаясь, упругая деформация является живой и непрерывно возобновляющейся, а пластическая – ее отмершей частью. Поэтому скорость увеличения пластической части зависит как от скорости роста упругой части, так и от скорости ее отмирания. Следовательно, коэффициент вязкости η_{III} , отражающий суммарное сопротивление вещества пластическому деформированию, может считаться зависящим как от характеристики упругих свойств вещества – модуля сдвига G , так и от периода релаксации θ_{III} , который является показателем скорости перехода упругой деформации в остаточную. Поэтому теоретически обоснованная и экспериментально подтвержденная формула $\eta_{III} = G\theta_{III}$ часто привлекаемая исследователями (Френкель, 1945; Ребиндер, 1949; Воларович, 1954, а), имеет глубокий физический смысл.

Следует отметить, что принятая автором точка зрения о связи напряжений с упругой составляющей общей деформации не является широко распространенной. Однако для ряда последующих положений она имеет принципиальное значение.

Глава 19

УПРУГОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Упругость горных пород проявляется различным образом. Наиболее грозным ее выражением оказываются землетрясения, а также аварии в шахтах, связанные со «стрелянием» горных пород и внезапными выбросами угля и газа. Большой положительный практический эффект дает использование той же упругости при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых сейсмическими методами. Поэтому знание упругих свойств горных пород имеет существенное практическое значение.

Несмотря на большое число исследований, упругость горных пород еще достаточно не изучена. Почти все сообщения об экспериментальных работах и справочники не содержат отдельной четкой характеристики модулей условно-мгновенной упругости, упругого последействия и полной упругости. Периоды релаксации упругого последействия горных пород не определялись. Рассмотрение отдельных кривых кинетики деформации небольших образцов позволяет считать величину этих периодов порядка нескольких часов или суток.

Геодезические наблюдения за деформациями земной коры после образования крупных разрывов, вызывавших сильные землетрясения, показывают, что для больших участков земной коры период релаксации упругого последействия может достигать одного-двух лет, но скорее всего около одного-двух месяцев. При этих длительностях развития величина упругого последействия может быть равной величине условно-мгновенной деформации.

УПРУГОСТЬ ЛАБОРАТОРНЫХ ОБРАЗЦОВ

При кратковременном испытании образцов в лаборатории Г. Н. Кузнецовым (1947) отмечалось, что деформация упругого последействия меньше условно-мгновенной деформации и составляет примерно 30% ее в песчанках и глинистых сланцах и 55–60% в каменной соли. В исследованных нами образцах сильно увлажненных глин (влажность 40–50%) обе части упругой деформации были примерно одной величины. Таким образом, приближенно можно считать, что у горных пород в среднем $E_{II} \geq E_I$ и $G_I \geq G_{II}$. Во всяком случае величина всех модулей одного порядка.

Если считать модули условно-мгновенных деформаций равными модулям упругого последействия, то модули полных деформаций

$$E = \frac{E_I E_{II}}{E_I + E_{II}} \cong \frac{1}{2} E_I; \quad G = \frac{G_I G_{II}}{G_I + G_{II}} \cong \frac{1}{2} G_I. \quad (1)$$

Если принять $E_{II} = 3E_I$ и $G_{II} = 3G_I$, то окажется, что:

$$E = \frac{3E_I^2}{4E_I} = \frac{3}{4} E_I; \quad G = \frac{3G_I^2}{4G_I} = \frac{3}{4} G_I. \quad (2)$$

Большинство лабораторных определений модулей упругости горных пород проведено так называемым статическим методом – к образцам прикладывалась постепенно увеличивавшаяся сила, которая затем поддерживалась постоянной на протяжении нескольких минут. При таком нагружении успевали возникать не только условно-мгновенные деформации, но отчасти и упругое последствие. Поэтому в результате большинства статических испытаний определялись величины модулей упругости, промежуточные между E_1 и E , а также между G_1 и G . Как следует из (1), ошибка определения E_1 и G_1 не могла при этом превышать 100% и направлена в сторону занижения E_1 и G_1 и завышения E и G . Следовательно, порядок модулей охарактеризован достаточно правильно и их величина менее чем в 2 раза отличается от действительной величины E_1 и G_1 или E и G .

Важно отметить, что когда модули упругости вычислялись не по обратным упругим деформациям после разгрузки образцов, а по прямым деформациям в процессе увеличения нагрузки, кроме упругого последствия, в измеренную деформацию могла включаться и пластическая деформация. Это обстоятельство снижает точность многих определений. Четко сформулированное Г. Н. Кузнецовым (1947) требование вычислять модули упругости только по обратным упругим деформациям является, по мнению автора, строго обязательным. Только при обратной деформации есть достоверное доказательство ее обратимости, т. е. того, что измеренная деформация действительно упругая и не содержит в себе пластической части.

Меньшее число лабораторных определений модулей упругости проведено динамическим методом, который сводится к определению скорости прохождения упругих колебаний через образец с заранее известной плотностью. По плотности ρ и скорости прохождения V_p продольных ультразвуковых волн вычисляется модуль $E_1 = \rho V_p^2$.

Большое значение для развития этого метода имела разработка новой аппаратуры (Ризниченко, Ивакин, Бутров, 1952). Основная физическая особенность импульсного ультразвукового метода заключается в том, что длительность действия напряжений весьма мала – от 10^{-1} до 10^{-6} сек, но возбуждаются эти напряжения большое число раз. Чем больше частота ультразвуковых колебаний, тем меньше продолжительность действия напряжений и, значит, тем меньше возможности развития растущей во времени упругой деформации. Поэтому ультразвуковым методом должны устанавливаться несколько большие величины модулей, чем статическим методом. Кроме того, модули должны несколько возрастать с увеличением частоты колебаний.

Эти теоретические выводы должны быть экспериментально проверены, хотя и сейчас имеются некоторые подтверждения их правильности. Так, Брукшоу и Маханата (1954) было отмечено увеличение модулей упругости горных пород на 2,5% при увеличении частоты упругих колебаний от 40 до 120 герц. Особенно сильно различие в величинах модулей, определенных разными методами, проявляется в легко деформируемых материалах. Например, в желатиновых студнях статическим методом при визуальном отсчете деформаций, который занимает несколько секунд времени, обычно определяются модули E_1 порядка 10^{-1} или 10^0 кг/см². Такие же по величине модули определялись и в сильно влажной глине (40–45% влажности) при фотографической записи деформаций, устанавливающихся спустя около 1 сек после начала действия напряжений. Однако для тех же студней желатины и влажных глин ультразвуковым методом модуль E_0 был определен порядка 10^4 кг/см².

Таким образом величины модулей условно-мгновенных деформаций являются условными характеристиками пород и, строго говоря, должны сопровождаться указанием того, к какой длительности действия напряжений они относятся. Более определенными характеристиками упругости являются модули полных равновесных упругих деформаций, но они также требуют указания времени, необходимого на их установление.

Таблица 1

Модуль упругости для удлинений и коэффициент Пуассона сухих образцов горных пород при комнатной температуре, атмосферном давлении и длительности нагружения порядка минут

Горные породы	Модуль упругости для удлинений E^* , кг/см ² ·10 ⁵ , определенный при			Коэффициент Пуассона μ , определенный при				
	сж а т и и		растяже- нии па- раллель- но сло- истости	с ж а т и и		р а с т я ж е н и и		
	параллельно слоистости	перпендику- лярно слои- стости		параллельно слоистости	перпендику- лярно слои- стости	параллельно слоистости	перпенди- кулярно слоистости	
Граниты	6–10,5 2,2 1,5–2,7		0,8	0,19–0,28				
	4–9							
Андезиты	8,5–10,5							
Базальты	10 4,5–7,5							
Гнейсы	5	0,9						
Мраморы	2,1		0,9	0,18–0,35				
Известняки	6,3	7,2		0,8	0,30	0,12	0,17	
	10,5–11,5 7,6–7,9							
	1–7							
Песчаники	0,5–5,3	0,4–3,6		0,13	0,13			
	3,5	4,0						3,9
	3,1–5,8							1,2–1,9
	4–9							
Песчани- стые слан- цы	3,6	2,4		0,25	0,16			
	3,7							0,9–1,4
	1,4–3,8							
Глинистые сланцы	3,7–3,1	2,1–1,5		0,22	0,22	0,30	0,26	
	1,2–3,6							0,9–1,5
Каменная соль	2							
Каменный уголь	0,05–0,18	0,07–0,08						

П р и м е ч а н и е. На разных строчках помещены данные, полученные или сведенные различными авторами (ебликов, 1958; Кузнецов, 1947; Цимбаревич, 1948; Берч, 1949).

Следовательно, в характеристику упругости, кроме величин модулей, имеющих размерность напряжений, должны будут в дальнейшем вводиться величины с размерностью времени. Пока этого не делают и приводят модули, соответствующие длительности напряжений обычно от 1 сек до нескольких минут. Вероятно, этим следует объяснять проявляющиеся в пределах одного порядка разногласия в оценке модулей одних и тех же пород, приводимых различными исследователями (табл. 1). Как уже говорилось, эти величины являются промежуточными между условно-мгновенными и полными модулями. Обычно определяют и указывают модуль упругости удлинений (модуль Юнга), который мы будем обозначать E^* , чтобы не путать его с E_1 и E .

Твердые горные породы, находящиеся в невыветренном состоянии, обычно обладают модулем E^* , заключенным в довольно узком интервале от $1 \cdot 10^5$ до $9 \cdot 10^5$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Лишь изредка этот модуль достигает 10^6 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. По данным Б. П. Беликова (1958), плотные изверженные породы, в частности граниты, обычно характеризуются средними и высокими модулями – от $4 \cdot 10^5$ до $9 \cdot 10^5$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. В том же интервале находятся модули песчаников. Карбонатные породы отличаются средней и пониженной величиной модуля – от $7 \cdot 10^5$ до $1 \cdot 10^5$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Глинистые рыхлые породы, в особенности сильно увлажненные, обладают намного меньшей величиной модуля, которая, по данным автора, может падать до 10^0 и даже 10^{-1} $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.

В указанных пределах модуль E^* изменяет свою величину в зависимости от многих факторов, среди которых главным является внутреннее строение пород – их минералогический состав, структура и пористость. Влияние минералогического состава проявляется в указанном выше различии диапазонов величины E у карбонатных пород, песчаников и изверженных пород.

Влияние внутренней структуры породы проявляется в зависимости модуля E^* от зернистости гранитов и слоистости образцов осадочных пород. В породах с сильно развитой тонкой слоистостью, проявляющейся в пределах испытываемого образца, рядом исследователей отмечалось, что при сжатии силами, параллельными слоистости, модуль E^* обычно оказывается больше, чем при сжатии, перпендикулярном слоистости. Последний модуль по сравнению с модулем при сжатии, параллельно слоистости, снижается: в гнейсах в 5 раз, в песчаниках в 2 раза, в глинистых сланцах в 2 раза.

Г. Н. Кузнецов (1947), детально изучавший это явление, объяснил его следующим образом. Разные слои породы, имеющие различный состав, обладают неодинаковыми модулями упругости. При сжатии вдоль слоистости общая продольная деформация образца определяется прослоями с наибольшей величиной модуля упругости. Напряжения в этих прослоях максимальны. Общее сопротивление образца внешним силам в основном создается данными прослоями. Значит, их модуль упругости в основном определяет модуль упругости всего образца. Остальные слои испытывают деформацию такой же величины, но в силу меньшего модуля упругости возникающие в них напряжения оказываются пониженными.

При сжатии перпендикулярно слоистости на все слои передаются одинаковые напряжения. Поэтому прослой с пониженным модулем упругости деформируются сильнее слоев с высоким модулем упругости. Это усиливает общую деформацию образца и приводит к тому, что модуль упругости для образца в целом оказывается промежуточным между максимальным и минимальным его значениями, отмечаемыми в различных прослоях. Следовательно, для образца в целом модуль ниже, чем для некоторых прослоев.

Б. П. Беликовым (1952) было подробно исследовано влияние пористости на модуль E^* . В гранитах при изменении пористости от 0,5 до 1,5% модуль снижается в 2 раза (от $8 \cdot 10^5$ до $4 \cdot 10^5$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$). В песчаниках примерно такое же снижение модуля сопровождается увеличением пористости от 0,5 до 6%. В среднем линейное уменьшение модуля E^* карбонатных пород от $7 \cdot 10^5$ до $1 \cdot 10^5$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ отмечено при увеличении пористости от 5 до 26%.

Влияние пористости на модуль упругости объясняется следующим образом. В сплошном непористом материале каждый небольшой мысленно обособленный участок породы под действием одностороннего активного нормального напряжения, деформируясь, изменяет не только продольные, но и поперечные размеры. Окружающие его участки оказывают реактивное сопротивление изменению поперечных размеров. Создаваемые соседними участками реактивные поперечные нормальные напряжения повышают всестороннее сжатие и снижают касательные напряжения внутри рассматриваемого участка. Появление пор, т. е. пустот на границах участков приводит к исчезновению поперечных реактивных нормальных напряжений около них, следствием чего должно быть увеличение интенсивности касательных напряжений внутри каждого участка.

Таким образом, увеличение пористости поднимает истинную величину касательных напряжений внутри отдельных частей образца и тем самым усиливает его деформацию. Макроскопически это воспринимается как уменьшение модуля упругости образца. Большое значение имеет степень заполнения пор водой. По данным Б. В. Залесского и Ю. А. Розанова (1960), при заполнении до 70–80% объема пор твердой породы ее модуль упругости не изменяется. Однако при большем заполнении модуль заметно уменьшается – на 10–30% при заполнении 90% пор и на 25–80% при заполнении пор на 100%. Увлажнение особенно сильно снижает модуль упругости пород со значительным содержанием глинистого материала. Влияние воды, обычно представляющей собой раствор солей, заключается в физико-химическом воздействии, которое особенно сильно проявляется в наиболее узких окончаниях щелей и пор. Здесь, согласно теории П. А. Ребиндера (1951), растворы, активно воздействуя на трещины, расширяют их. Происходит как бы увеличение пористости, а это, как уже говорилось, должно снижать модуль упругости породы в целом.

Уже давно было замечено, что величина модуля упругости E^* в одном и том же образце часто изменяется в зависимости от величины напряжений. Обычно по мере ослабления сжимающих напряжений модуль E^* уменьшается. С переходом к растягивающим напряжениям продолжается снижение модуля. В итоге модули пород, вычисленные по данным о сжатии, нередко оказываются больше модулей, вычисленных по результатам растяжения.

Г. Н. Кузнецов (1947), обобщая данные экспериментов Баха и Гришковой, указал, что модуль при сжатии оказывался больше модуля при растяжении: у гранитов в 3 раза (2,93), у мраморов – в 2,5 раза (2,63), у песчаников – от 1,5 до 4,5 раз (1,64–4,4), у глинистых сланцев – в среднем в 1,5 раза (1,26–1,7). Дальнейшее изучение, проведенное с использованием различной методики двумя группами исследователей – Ю. В. Ризниченко с сотрудниками и М. П. Воларовичем с сотрудниками – показало, что сильное изменение модуля происходит при одностороннем сжатии до нормальных напряжений в 500–1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.

При больших напряжениях рост модуля упругости замедляется. Увеличение модуля песчаника при напряжениях 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ составляло 35%. По данным Шимозуру (Воларович, 1960, а), при одноосном сжатии с увеличением нормальных напряжений от 0 до 400 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, модуль E^* увеличивался: у гранитов от $6 \cdot 10^5$ до $10,5 \cdot 10^5$, у андезита от $8,5 \cdot 10^5$ до $10,5 \cdot 10^5$, у базальта от $4,5 \cdot 10^5$ до $7,5 \cdot 10^5$, у известняка от $10,5 \cdot 10^5$ до $11,5 \cdot 10^5$ $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.

Связанное с ростом напряжений увеличение модуля упругости, достигающее у гранита более чем полутора раз (1,75), объясняется особенностями внутреннего строения горных пород. Главную роль играют два фактора – связанное с деформацией изменение контактов между зернами с различной упругостью и уменьшение пористости. Значение первого фактора было подробно рассмотрено Г. Н. Кузнецовым (1947), который особое внимание обращал на то, что цемент, разделяющий твердые зерна в осадочных породах, при

деформации может отжиматься и тогда увеличивается число непосредственно соприкасающихся твердых зерен, что должно увеличивать модуль упругости породы в целом. Влияние второго фактора – пористости – уже пояснялось выше. С увеличением нормальных сжимающих напряжений пористость должна уменьшаться.

М. П. Воларович с Д. Б. Балашовым (1957) и с З. И. Стаховской (1956) провели определение модулей упругости динамическим и статическим методами в условиях различного всестороннего давления. Увеличение всестороннего давления считается ими фактором, уменьшающим пористость пород. Эксперименты показали, что у большинства пород подъем всестороннего давления от 0 до 1000 кг/см^2 сопровождается увеличением модуля E^* . У базальтов увеличение E^* продолжалось до всестороннего давления в $2000\text{--}3000 \text{ кг/см}^2$, а у габбро до 4000 кг/см^2 . По мере увеличения давления его влияние на модуль упругости ослабевает. Это объясняется исчезновением пористости и приближением горной породы к идеальному сплошному телу. Наибольшее увеличение модуля E^* по сравнению с его значением при атмосферном давлении составило: для песчаников и мраморов в 1,5–1,6 раза, для базальтов в 1,5–1,8 раза, для габбро и сиенита в 2–2,1 раза.

Представление о зависимости модуля упругости от величины нормальных напряжений, которые влияют на пористость породы и на число контактов между твердыми зёрнами, делает понятным, почему по данным испытаний на изгиб обычно вычисляются модули, промежуточные между модулями при чистом сжатии и чистом растяжении. В условиях изгиба выпуклая сторона образца находится в состоянии растяжения, а вогнутая – в состоянии сжатия. Модуль для образца в целом принимает при этом некоторую промежуточную величину. В условиях кручения, когда в зависимости от удаления от оси образца напряжения имеют разную величину, модуль для образца при каждой нагрузке будет представлять статистически осредненный результат из различных по величине модулей упругости, относящихся к разным частям образца, в которых напряжения неодинаковые. Зависимость модулей упругости от напряжений делает любую методику испытания неоднородно напряженных образцов непригодной для точного исследования упругих свойств горных пород.

Следующим весьма важным фактором, влияющим на упругость горных пород, является температура. М. П. Воларовичем и А. С. Гуревичем (1957) было выявлено, что в интервале от 0 до 1000° происходит общее уменьшение модуля упругости E^* : у гранита с $7 \cdot 10^5$ до $1 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$ (приходящееся в основном на интервал $100\text{--}600^\circ$); у песчаника с $8 \cdot 10^5$ до $4 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$ (в интервале $200\text{--}575^\circ$); у базальта всего лишь с $7 \cdot 10^5$ до $6 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$ (в интервале $200\text{--}600^\circ$). В породах, содержащих кварц, наибольшее снижение модуля E^* и его минимум отмечаются при температуре полиморфного превращения кварца $+575^\circ$.

Влияние различных физических факторов накапливается на протяжении геологической истории земной коры и приводит к тому, что одноименные породы с различной геологической историей несколько отличаются по упругим свойствам. Характерен в этом отношении пример гранитов (Залесский и Розанов, 1960). Докембрийские граниты кристаллического основания древней Русской платформы (Украины и Карелии) имеют E^* от $5 \cdot 10^5$ до $8,5 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$, а сходные с ними по составу и структуре граниты альпийской геосинклинальной области Кавказа, несмотря на свою молодость (палеозой, мезозой), имеют более разрушенную внутреннюю структуру и поэтому характеризуются меньшей величиной E^* – от $3,8 \cdot 10^5$ до $5 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$. До-кембрийские граниты платформы в свое время также находились в геосинклинальной области и, вероятно, имели не менее разрушенную структуру, чем кавказские граниты. Однако за время длительного существования в условиях платформы их структура укрепилась путем заполнения микротрещин и пор новыми минеральными образованиями.

Все вышесказанное относилось к модулю упругости удлинений E^* . По известной формуле, содержащей коэффициент Пуассона μ , легко вычислить модуль сдвига G^*

$$G^* = \frac{E^*}{2(1 + \mu)}. \quad (3)$$

Коэффициент Пуассона является важной характеристикой упругости. В горных породах он имеет величину от 0,1 до 0,3. В зависимости от увеличения пористости он снижается: в известняках-ракушечниках с 0,23 до 0,17, в органогенных известняках – с 0,27 до 0,23, в мраморизованных органогенных известняках – с 0,32 до 0,30. По мере перехода от песчаников к менее пористым кварцитам коэффициент Пуассона увеличивается с 0,10–0,14 до 0,18–0,29. Коэффициент Пуассона является показателем способности породы к изменению объема в процессе деформации под действием напряжений. В силу некоторых методических затруднений коэффициент Пуассона горных пород изучен недостаточно. Зная коэффициент Пуассона и модуль упругости, можно по применяемой в теории упругости формуле вычислить коэффициент объемного сжатия:

$$K = \frac{E}{1 - 2\mu}; \quad \sigma_m = K(\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3). \quad (4)$$

Величина $(\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3)$ при малых деформациях приблизительно равна относительному изменению объема.

Из сказанного выше о влиянии всестороннего давления на пористость материала следует, что подъем всестороннего сжатия должен сопровождаться увеличением коэффициента Пуассона.

УПРУГОСТЬ ПРИРОДНЫХ ТОЛЩ

Из различных физико-механических свойств горных пород только упругость может быть количественно исследована в больших по объему массах пород, находящихся в природных условиях залегания. Из сейсмологических данных (Гутенберг, 1957; Магницкий, 1953, и др.) вытекают средние значения характеристик основных слоев земной коры (табл. 2).

Таблица 2

Характеристика упругости основных слоев земной коры

Слой	E_1 , дин/см ²	G_1 , дин/см ²	μ
Осадочный покров	$4 \cdot 10^{11}$	$1,5 \cdot 10^{11}$	0,25
Гранитный слай	$9 \cdot 10^{11}$	$3 \cdot 10^{11}$	0,21–0,26
Базальтовый слой	$1,5 \cdot 10^{12}$	$4,2 \cdot 10^{11}$	0,22–0,28
Верхняя часть подкоревой оболочки .	$2,2 \cdot 10^{12}$	$7 \cdot 10^{11}$	0,24–0,27

Примечание. Данные о коэффициенте Пуассона взяты из сводной работы Л. В. Молотовой и Ю. И. Васильева.

В осадочных породах в естественных условиях залегания коэффициент Пуассона меняется в широких пределах – от 0,17 до 0,50. Наибольшие значения μ отмечены в глинах, меле, известняках. В лабораторных условиях в образцах осадочных пород определены значения μ от 0,1 до 0,5. Большое влияние оказывает влажность. Так, например, для сухого песка μ от 0,10 до 0,25, а для песка, насыщенного водой, μ может доходить до 0,44 и даже 0,49. В образцах известняков бывает от 0,17 до 0,30, вероятно, в зависимости от их пористости.

Коэффициент Пуассона, определенный в лабораторных кратковременных опытах и сейсмическими методами в поле, можно использовать лишь

при рассмотрении кратковременных малых (менее 1%) деформаций. При длительном действии напряжений и рассмотрении конечных деформаций отношения между продольной и поперечной деформациями становятся иными. В этих условиях коэффициент поперечной деформации (аналогичный коэффициенту Пуассона) имеет величину, приближающуюся к 0,5.

В результате исследования процесса затухания сейсмических волн (Дерягин, 1932; Карус, 1958) установлено, что в больших массах горных пород проявляется упругое последствие, которое успевает заметно развиваться даже при продолжительности действия напряжений порядка всего лишь 10^{-4} сек.

ВЫВОДЫ

Давно изучающиеся упругие свойства горных пород исследованы еще недостаточно. Несмотря на очень большое число испытаний, обычная методика их проведения и представления результатов такова, что сопоставление данных по различным породам и образцам может проводиться лишь в общей форме. Многие факторы, влияющие на величину модулей упругости, систематически не учитываются. Очень слабо изучены метаморфические породы. При дальнейших испытаниях необходимо строго придерживаться следующих принципов:

1) определять модули упругости только на однородно напряженных образцах горных пород;

2) вычислять модули по обратным упругим деформациям, появляющимся после разгрузки образцов;

3) следить за изменением величины упругой деформации во времени и относить вычисленную величину модуля к определенной длительности действия напряжений;

4) следить за изменениями величины модуля в зависимости от величины напряжений и указывать, к какому диапазону нормальных и касательных напряжений относится вычисленный модуль;

5) характеризовать анизотропию упругих свойств каждой горной породы, в частности, определять модули слоистых пород не меньше чем для двух направлений – перпендикулярного и параллельного слоистости;

6) при всех испытаниях определять не только модуль упругости, но и коэффициент Пуассона;

7) сообщая числовые данные о результатах испытаний, приводить минимальные, максимальные и статистически осредненные результаты;

8) приводить полную петрографическую (включая пористость) и геологическую (возраст, район, положение в структуре) характеристики для каждого образца, испытанного на упругость.

Глава 20

ВЯЗКОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Способность горных пород к образованию значительных по величине (конечных) пластических деформаций хорошо известна геологам. Благодаря ей складки и другие пластические деформации имеют исключительно широкое распространение в земной коре и могут наблюдаться в любом районе. Пластические деформации проявляются в длительно существующих горных выработках. Как показали исследования Д. Григгса (Griggs, 1936, 1940), Г.Н. Кузнецова (1947), Д. Филлипса (Phillips, 1948), Ю. А. Розанова, Ю. А. Косыгина, И. В. Лучицкого (1950) и других экспериментаторов, эта способность пород может быть подтверждена и изучена в лабораторных условиях. При всесторонних давлениях до $10\,000\text{ кг/см}^2$ в горных породах были получены пластические деформации удлинения и укорочения до 25–30%. Непрерывное увеличение пластической деформации отмечалось при длительных испытаниях, продолжавшихся до 1,5 месяцев. Знание пластических свойств горных пород необходимо для решения многих тектонофизических, геофизических и горнопроходческих вопросов.

Способность материала к образованию пластических деформаций называется пластичностью. Она изменяется в зависимости от физической обстановки деформирования и определяется двумя свойствами материала – его вязкостью и прочностью. Чем ниже вязкость и выше прочность – тем большие пластические деформации возникают.

ВЯЗКОСТЬ ЛАБОРАТОРНЫХ ОБРАЗЦОВ

Вязкость горных пород, испытанных в лабораториях в виде образцов, в силу технической сложности экспериментов изучена очень слабо. Сведения об эффективной вязкости некоторых пород можно найти лишь в нескольких работах Д. Григгса (Griggs, 1936, 1940) и вычислить по немногочисленным кривым кинетики деформации, приведенным Г. Н. Кузнецовым (1947) и К. Ломницем (Lomnitz, 1956). Все эти данные сведены в табл. 3. Вязкость измеряется в пуазах ($nз$). Вязкость глин с влажностью 40–50% по данным нашей лаборатории составляет от 10^3 до 10^6 нз . Таким образом, отчетливо проявляется зависимость вязкости от вещественного состава пород.

Неоднократно отмечалась различная деформируемость разных минералов, встречающихся в горных породах. В результате экспериментального исследования Б. В. Залесский и Ю. А. Розанов (1960) указали, что некоторые минералы могут быть сгруппированы в следующие ряды, отражающие последовательное увеличение их относительной вязкости:

- 1) барит – галенит – сфалерит – халькопирит – пирит – кварц;

Эффективная вязкость образцов горных пород при комнатной температуре

Порода	Всестороннее давление σ_m , $\kappa\Gamma/\text{см}^2$	Максимальные касательные напряжения τ_{\max} , $\kappa\Gamma/\text{см}^2$		Вязкость $\eta_{ш}$, пз
		абсолютная величина	% от условно-мгновенной прочности	
Гранит**	1	140	–	10^{18}
Глинистый сланец**	1	85	77	$8,5 \cdot 10^{17}$
	1	68	61	$3,4 \cdot 10^{18}$
Песчаник*	1	86	80	$8,6 \cdot 10^{17}$
Известняк	1	700	–	$>2 \cdot 10^{22}$
	10 000	2 200	–	$3,1 \cdot 10^{15}$
	10 000	2 750	–	$9,3 \cdot 10^{14}$
	10 000	3 380	–	$2,2 \cdot 10^{17}$
Гипс (сухой)	1	210	81	$2,4 \cdot 10^{19}$
Гипс (в насыщенном водном растворе)	1	150	–	$0,4 \cdot 10^{16}$
	1	125	–	$1,6 \cdot 10^{16}$
	1	100	–	$2,6 \cdot 10^{16}$
	1	90	–	$5,1 \cdot 10^{16}$
	1	80	–	$6,04 \cdot 10^{16}$
	1	75	–	$6,36 \cdot 10^{16}$
	1	62	–	$14,4 \cdot 10^{16}$
	1	51	–	$38 \cdot 10^{16}$
	10 000	150	–	$6 \cdot 10^{14}$
	10 000	125	–	$2,7 \cdot 10^{15}$
	10 000	100	–	$1,47 \cdot 10^{16}$
Каменная соль	1	30	–	$3 \cdot 10^{17}$
	1	10	60	$2 \cdot 10^{15}$

Вязкости вычислены приближенно:

* по материалам Г. Н. Кузнецова (1947);

** по материалам К. Ломница (Lomnitz, 1956);

Остальные данные по Д. Григгсу (Griggs, 1936, 1940).

2) биотит – арфведсонит (амфибол) – эгирин (пироксен) – полевые шпаты – кварц.

Как известно, кристаллы карбонатов, особенно кальцита, относительно легко подвергаются пластической деформации, т. е. обладают относительно малой вязкостью.

Большое влияние на вязкость пород оказывает интенсивность касательных напряжений. Как видно из табл. 3 с увеличением касательных напряжений: в 1,25 раза – вязкость глинистого сланца уменьшилась в 5 раз, в 1,5 раза – вязкость известняка снизилась в 10 раз, в 3 раза – вязкость гипса уменьшилась в 100 раз. Если по имеющимся данным построить график зависимости вязкости (отложенной в логарифмическом масштабе) от интенсивности касательных напряжений, то он оказывается почти прямолинейным. Логарифм вязкости линейно снижается по мере увеличения касательных напряжений. Применяя формулу $\lg \eta = \lg \eta_0 - N \tau_i$, можно вычислить начальную (максимальную) вязкость гипса η_0 порядка 10^{18} – 10^{19} пз и угловой коэффициент $N = 0,0233 \text{ см}^2/\kappa\Gamma$.

Таблица 3 содержит лишь единичные, статистически неосредненные результаты первых методически несовершенных опытов. Все указанные в ней величины являются весьма приближенными. Особенно низка точность определений вязкости при высоком всестороннем давлении.

Вязкость одних и тех же пород изменяется в зависимости от влажности образца.

Одним из проявлений зависимости вязкости от интенсивности касательных напряжений должно быть существование у горных пород предельного напряжения сдвига P_e , понимаемого как напряжение, при котором происходит максимальное падение вязкости. Кроме того, многие исследователи допускают, что имеется другое предельное напряжение – предел ползучести, ниже которого не происходит никаких пластических деформаций, даже ползучести. Опыты по ползучести горных пород (Кузнецов, 1947) показывают, что пластические деформации ползучести заметно проявляются на протяжении времени порядка месяца при касательных напряжениях $50\text{--}70 \text{ кг/см}^2$ в песчаниках и $5\text{--}10 \text{ кг/см}^2$ в каменной соли. Значит, величина предела ползучести меньше этих напряжений.

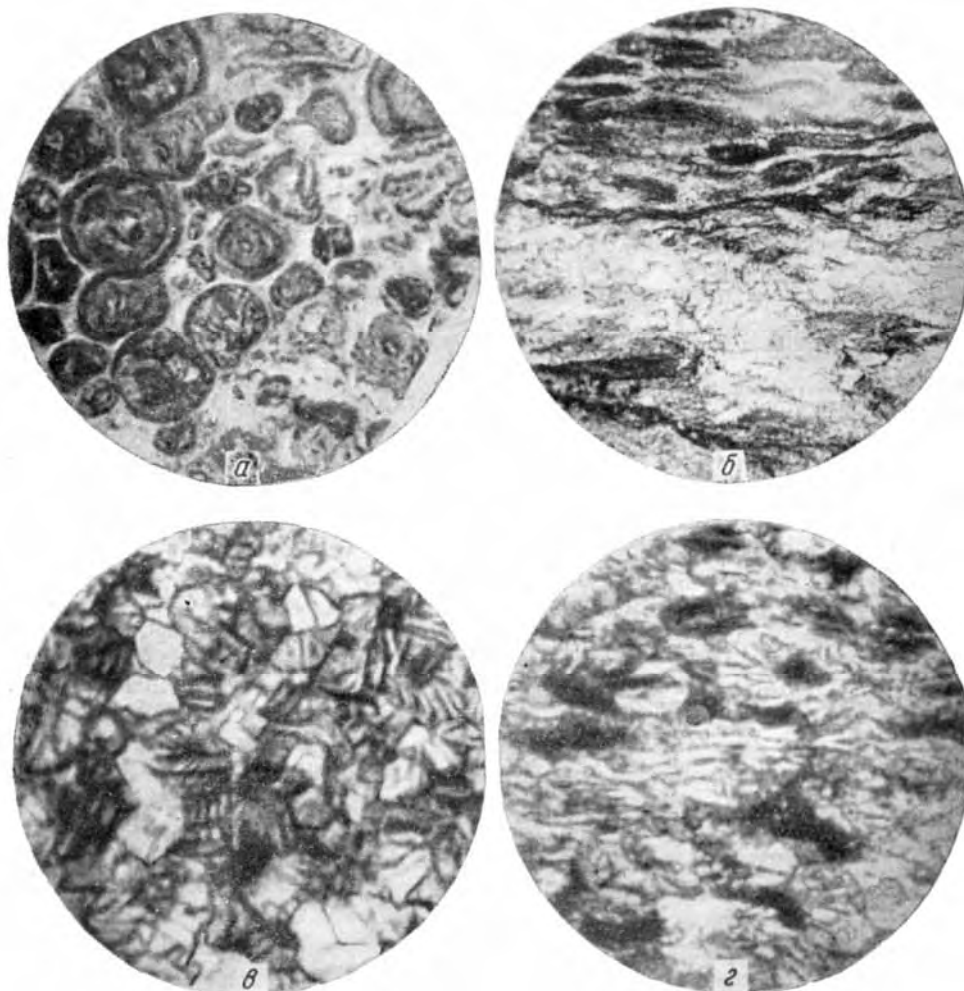
По мнению П. А. Ребиндера (1960), кристаллы кварца, длительно остающиеся недеформированными в пустотах кварцевых жил, подтверждают наличие у кварца предела ползучести. Если взять крупный кристалл длиной в 100 см с удельным весом 2,2, то при вертикальном положении кристалла величина касательных напряжений в его основании будет около 110 Г/см^2 . Предел ползучести должен быть больше этой величины.

Другой путь оценки предела ползучести – определение напряжения в древних недеформирующихся сооружениях из камня. Так, основания колонн некоторых храмов на протяжении 2500 лет выдерживали касательные напряжения до $5\text{--}6 \text{ кг/см}^2$ и остались недеформированными. Следовательно, предел ползучести скальных пород должен быть порядка 10 кг/см^2 .

М. П. Воляровичем (1934, 1937, 1940) было исследовано влияние температуры на вязкость для дацитов, андезитов и базальтов непосредственно ниже температуры их плавления, в интервале от 900 до $1000\text{--}1200^\circ$. При этих условиях уменьшение логарифма вязкости можно приближенно считать линейно зависящим от подъема температуры. Вязкость дацита падает примерно от 10^{10} при 1000° до $10^{7,5}$ нз при 1100° ; андезита – от 10^{11} при 900° до $10^{9,5}$ при 1150° ; базальта от 10^{10} при 1000° до $10^{8,5}$ при 1200° . При более высокой температуре в расплавах этих пород происходит менее сильное снижение логарифма вязкости. Его также можно считать приближенно линейным, но с другим угловым коэффициентом. В интервале от 1200 до 1400 коэффициент вязкости максимален у наиболее кислой лавы – дацитовой (от $10^{5,5}$ до $10^{4,5}$ нз); меньший коэффициент у средней лавы – андезитовой (от 10^5 до 10^4 нз); минимальный коэффициент у основной лавы – базальтовой (от $10^{3,5}$ до $10^{2,5}$ нз). Такая малая вязкость базальта, близкая к вязкости густой сметаны, делает понятным распространение отдельных маломощных базальтовых покровов на огромных площадях. На Малом Кавказе автор наблюдал застывшие потоки четвертичной базальтовой лавы мощностью до 20–40 м, которые растеклись по долинам рек на расстояние до 60 км от места излияния лавы на поверхность.

Следует ожидать, что существуют изменения вязкости горных пород, возникающие с течением времени в процессе их деформирования. Однако они пока еще не изучались. Геологам хорошо известно, что процесс деформации горной породы всегда влияет на ее внутреннее строение, иногда коренным образом изменяя его. В последнем случае говорят о процессах динамометаморфизма.

Рассмотрение особенностей строения горных пород и микроскопического механизма их деформации помогает понять уже известные зависимости для вязкости, а также предположить некоторые еще не изученные зависимости. Незначительные по величине пластические деформации осуществляются за счет наименее вязких зерен породы и ее цемента, обычно менее вязкого по сравнению с главной массой зерен. При значительной деформации в процесс вовлекаются почти все зерна, слагающие породу. Изометричные частицы, например сферические оолиты и псевдоолиты, приобретают вытянутую



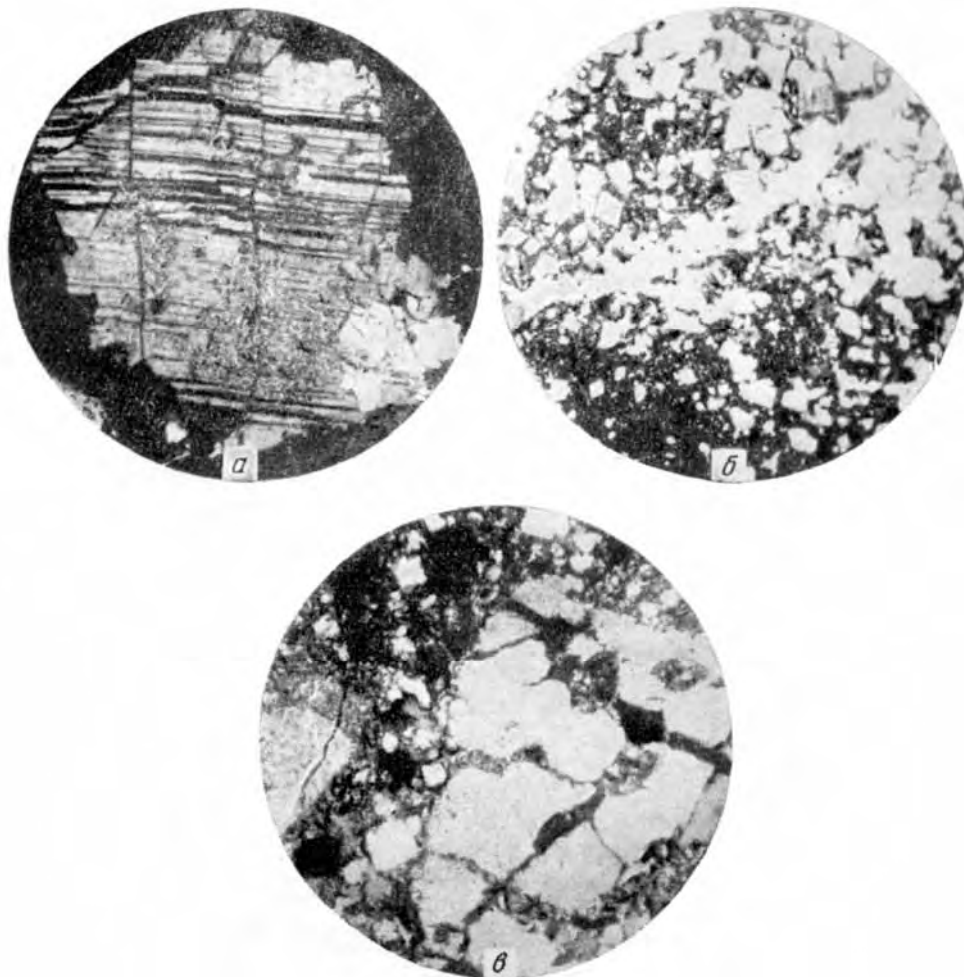
Фиг. 11. Влияние деформации на микроструктуру карбонатных пород:

a – слабо деформированный псевдоолитовый доломитистый известняк, дарбазинская фация, николи ||, ув. 30; *б* – сильно деформированный глинистый известняк, родничковая фация, николи ||, ув. 60; *в* – мрамор до деформации; *г* – мрамор после деформации в лаборатории при давлении 6500 кг/см^2 и максимальных касательных напряжениях около 250 кг/см^2 , николи +, ув. 50; (*в* и *г* – по Ю. А. Розанову, Ю. А. Косыгину, И. В. Лучицкому, 1950)

форму и однообразную ориентировку в пространстве, хорошо наблюдаемую под микроскопом (фиг. 11). Хорошо видны на глаз изменения формы и появление однообразной ориентировки галек в конгломератах.

Вследствие пластических деформаций кристаллических зерен в них развивается большое количество двойников, поверхностей трансляции, и микротрещин. В результате всех этих процессов, поворотов зерен и частичной перекристаллизации, оптические оси кристаллических зерен приобретают упорядоченную ориентировку в пространстве, направление которой определяется направлением осей напряжений. Наиболее интенсивные деформации осадочных пород, связанные с особенно высокими напряжениями и подъемом температуры, сопровождаются перегруппировкой составляющих породу химических элементов в новые минералы – слюды, хлориты, амфиболы, полевые шпаты и др.

После прекращения действия напряжений пластическая деформация и связанная с нею новая структура горной породы сохраняются на весьма



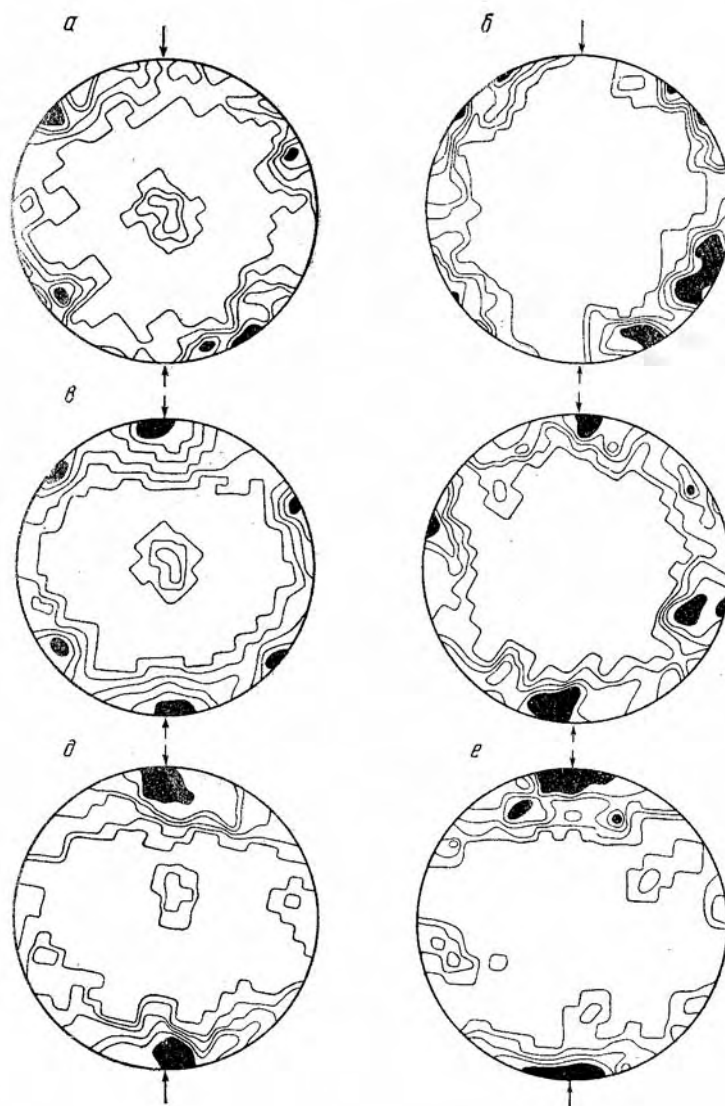
Фиг. 12. Микротрещины в горных породах и их залечивание:

a – раздробленный вкрапленник плагиоклаза в гранит-порфире, николи +, ув. 40, чередование темных и светлых горизонтальных полос вызвано наличием двойников; *б* – окварцеванный доломитизированный известняк, дарбазинская фация, николи+, ув. 60, белые ромбики – доломит, белые овальные зерна – доломит и кварц, темный фон – окрашенный известковый материал; *в* – кварцевый диорит-порфирит из долины р. Чаян, николи+, ув. 40

длительное время. Вызванные деформацией изменения структуры необратимы. Об этом свидетельствуют многочисленные факты, в том числе наблюдавшиеся в Байджансайском районе оолиты и псевдоолиты в известняках и гальки в конгломератах, сохранившие сплюсненность с конца палеозоя, т. е. в течение 200 млн. лет. Породы, испытавшие метаморфизм в докембрии (600 млн. лет назад), например кокджотская свита Каратау, сохранили этот метаморфизм до настоящего времени. При повторном действии повышенных напряжений порода, утратившая первоначальную структуру, должна обладать новой измененной вязкостью.

Связанное с преобразованием внутренней структуры породы изменение вязкости представляет собой сложный процесс, зависящий от многих факторов. Одни из них ослабляют, другие повышают вязкость. Ослабление вызывается появлением микротрещин в местах наиболее интенсивного деформирования материала, в наименее прочных зернах и на границах между зернами. Такие трещинки, не нарушающие сплошности образца в целом, часто можно

видеть под микроскопом в отдельных зернах (фиг. 12, а). Вследствие их развития крупные зерна постепенно раздробляются. Уменьшение размера зерен кальцита по мере развития деформации в мраморе (см. фиг. 11, в, г)



Фиг. 13. Диаграммы ориентировок оптических осей и плоскостей трансляции – плоскостей «е» (по Ю. А. Розанову, Ю. А. Косьгину, И. В. Лучицкому, 1950):

а – исходный образец, ориентировка оптических осей; б – то же, ориентировка нормалей к плоскостям «е»; в – образец, подвергшийся сжатию при 6900 кг/см^2 , ориентировка оптических осей; г – то же, ориентировка нормалей к плоскостям «е»; д – образец, подвергшийся сжатию при 13260 кг/см^2 , ориентировка оптических осей; е – то же, ориентировка нормалей к плоскостям «е». Стрелки на всех диаграммах показывают положение оси образца (направление сжатия)

было подробно описано Ю. А. Розановым, Ю. А. Косьгиным и И. В. Лучицким (1950). Они исследовали также изменение ориентировки карбонатных зерен в процессе деформации породы в лаборатории (фиг. 13). Сопротивление породы пластической деформации ослабляется также при возникновении однообразной ориентировки минералов (сланцеватость), особенно, если они

имеют направление с ослабленной прочностью, как например слюды и хлориты.

Противоположное изменение вязкости вызывается тем, что с увеличением деформации возрастает число точек непосредственного соприкосновения между твердыми зёрнами. Кроме того, при трансляции и пластинковании смещающиеся части отдельного зёрна приходят в соприкосновение с соседними зёрнами. Их несколько иная ориентировка в большинстве случаев затрудняет дальнейшее увеличение прежней, первоначально наиболее легко осуществлявшейся деформации зёрна.

При метаморфизме осадочных пород появляются новые минералы, приспособленные к повышенным давлениям (амфиболы, полевые шпаты и др.), кристаллическая решетка которых более плотна и прочна, чем у глинистых минералов. Возникновение таких минералов также упрочняет породу. Вероятно, большое значение имеет уменьшение пористости породы в процессе пластической деформации, когда наименее вязкие составные части породы имеют возможность запрессовываться во все пустоты. Исчезновение пустот снижает истинную величину касательных напряжений, действующих в отдельных участках породы.

Важную роль играет процесс залечивания (заполнения жилами) не только микроскопических, но и более крупных трещин. В Байджансайском районе, как и везде, в осадочных, метаморфических и изверженных породах под микроскопом и прямо на глаз можно видеть множество крупных и мелких жил, заполнивших трещины. Большая часть жил образуется путем кристаллизации из обычных подземных вод поверхностного происхождения. Реже жилы образуются из гидротермальных растворов. Состав жил чаще всего тесно связан с составом вмещающих пород или пород, находящихся в непосредственной близости.

В Байджансайском районе в богатых кварцем метаморфических и кислых эффузивных породах протерозоя, в песчаниках нижнего кембрия, ордовика и тюлькубасской свиты среднего и верхнего девона жилы обычно образованы переотложившимся кварцем. В карбонатных породах среднего и верхнего кембрия, фаменского и турнейского ярусов почти все жилы сложены карбонатами. Лишь в нижней части карбонатной толщи, вблизи более древних пород, богатых кварцем, жилы имеют смешанный карбонатно-кварцевый состав (см. фиг. 12, б).

В изверженных породах многочисленные трещины залечиваются сначала в результате кристаллизации в них магматических расплавов или же в результате образования минералов из газообразных и жидких эманаций, поступающих из соседних более глубоких участков, где магма еще не затвердела. В дальнейшем циркулирующие по трещинам воды приносят материал, необходимый для образования жил из вторичных минералов – кварца, каолина и других. На фиг. 12, в приведен пример сильно раздробленного, а затем сцементированного кварцевого зёрна в кварцевом диорит-порфирите из Байджансайского района. Наконец, образование в весьма сильно деформированных породах многочисленных мелких и мельчайших складок (плойчатость) до некоторой степени уничтожает те направления с ослабленной вязкостью, которые обусловлены сланцеватостью и слоистостью пород.

Общая величина пластической деформации, как следует из главного уравнения (16) из главы 17, определяется тремя факторами: вязкостью материала, интенсивностью касательных напряжений и длительностью их действия. Одинаково большая деформация может быть получена в одной и той же породе как за счет действия высоких напряжений в течение короткого времени, так и за счет весьма длительного действия слабых напряжений. В первом случае преимущественно развиваются процессы разрушения, вызывающие снижение вязкости; процессы же, повышающие вязкость (залечивание разрывов, заполнение пор и образование новых минералов), из-за ограниченности времени полностью не проявляются. Во втором случае развиваются

все процессы, укрепляющие структуру породы и повышающие вязкость.

Таким образом, с повышением касательных напряжений и скорости деформации происходит снижение вязкости горных пород, а при постоянных напряжениях за счет времени вязкость увеличивается, пока не достигнет постоянной (равновесной) величины.

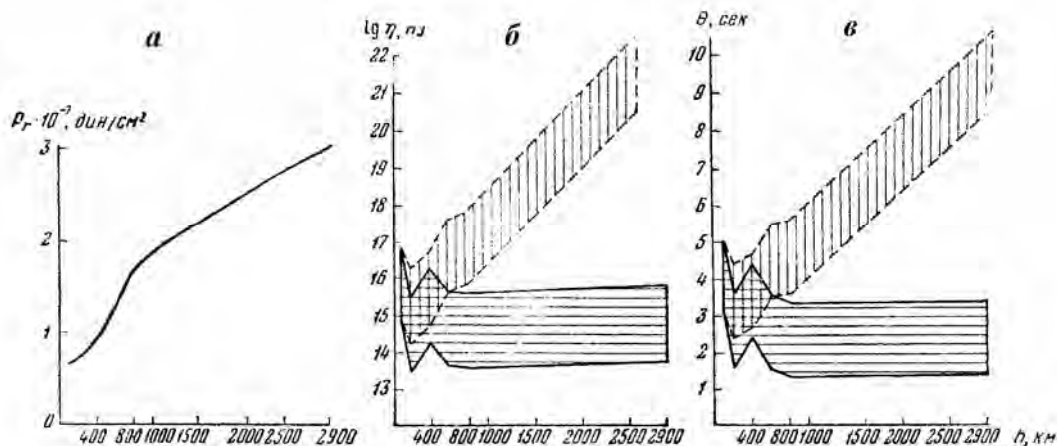
Геологические наблюдения показывают, что влияние деформаций на вязкость горных пород бывает различным. При сравнении абсолютных данных вязкости различных пород и относительных ее характеристик, о которых будет говориться ниже, видно, что в осадочных породах развитие деформаций приводит к увеличению вязкости. Это наглядно подтверждается последовательным превращением глин в аргиллиты, а затем в глинистые и кристаллические сланцы. В менее резко выраженном виде это можно заметить и у других осадочных пород. Обратное воздействие оказывают деформации на магматические интрузивные и эффузивные породы. В результате метаморфизма граниты, кварцевые порфиры, базальты и другие породы приобретают сланцеватость и превращаются в гнейсы, порфиroidы, серицитовые сланцы, амфиболиты, хлоритовые сланцы. Относительное снижение вязкости при таком изменении пород несомненно, хотя количественно оно еще не охарактеризовано.

ВЯЗКОСТЬ ПРИРОДНЫХ ТОЛЩ

Для исследования механизма деформирования земной коры исключительно важны оценки вязкости больших масс горных пород. В этом направлении почти ничего еще не сделано. Ряд исследователей предполагает, что современное поднятие древних щитов Фенноскандии и Канады вызвано их изостатическим «всплыванием» после разгрузки от стаявших ледников. Зная скорость подъема этих территорий и предполагая ту нагрузку, которая создавалась ледниками, можно вычислить для верхней части подкоревой оболочки (астеносферы) вязкость порядка 10^{22} – 10^{23} *пз*. Однако такое определение вязкости вряд ли верно, так как прежде всего мало вероятно исходное предположение о причине современного поднятия древних щитов, которые длительно воздымались и до оледенения. Поэтому результаты данных методически весьма спорных вычислений не заслуживают доверия. Подробное обсуждение этого вопроса можно найти в ряде работ (Люстих, 1956; Hubbert, 1945; Niskanen, 1951).

В настоящее время В. А. Магницкий (1953), основываясь на различных косвенных данных, предположительно принимает, что в целом земная кора имеет вязкость порядка от 10^{20} до 10^{22} *пз* (при модуле сдвига в 10^{11} – 10^{12} *дин/см²* это дает период релаксации θ_{III} порядка 10^9 – 10^{10} *сек*, т. е. сотни и тысячи лет). Для подкоревой оболочки он допускает вязкость 10^{20} – 10^{22} *пз* (при модуле сдвига 10^{12} *дин/см²* получается период релаксации θ_{III} от 10^8 до 10^{10} *сек*, т. е. от десятков до тысяч лет). Наконец, возможная вязкость ядра считается не выше 10^{14} *пз* (при допущении модуля сдвига 10^{11} *дин/см²* предполагается период релаксации длительностью 10^3 *сек*, т. е. не больше суток). По мнению М. С. Молоденского, предел ползучести материала Земли около 10 – 15 *кГ/см²*. В. Н. Жарков (1960) теоретически исследовал вопрос о вязкости вещества подкоревой оболочки на разных глубинах. Давление и температура на разной глубине принимались им согласно обычным гео-физическим представлениям. В. Н. Жарков рассматривал металлическую решетку силикатов типа оливина. В соответствии с теорией Я. И. Френкеля, допускалось наличие дефектов («дырок») в решетке на местах, которые должны быть заполнены катионами магния и железа. По данным о коэффициенте электропроводности был найден коэффициент самодиффузии этих катионов D_p^+ *см²/сек* и кислородных анионов D_p^- *см²/сек*. После этого для двух крайних случаев возможного распределения температуры в недрах Земли по коэффициенту самодиффузии была вычис-

лена та величина коэффициента вязкости, которая может быть при медленных деформациях под действием слабых напряжений, когда остаточная деформация возникает в результате диффузии атомов. Эта вязкость считалась постоянной при напряжениях ниже того предела, после которого начинается течение. В. Н. Жарков вычислил величину этого предела для разных глубин, принимая, что он должен быть порядка от 10^{-4} до $10^{-5} G$, т. е. порядка 10 кГ/см^2 , так как при такой величине напряжений начинает действовать уже другой механизм деформации, связанный с дислокациями. В. Н. Жарков называет эту величину пределом текучести, хотя, может быть, это не совсем то, что выше называлось нами пределом текучести. Результаты вычислений приведены на фиг. 14, а.



Фиг. 14. Кривые изменения вязкостных свойств мантии Земли с глубиной h :
а – «предел текучести» P_r ; б – диффузионная вязкость η ; в – период релаксации θ в подкорковой оболочке Земли (по В. Н. Жаркову, 1960)

Коэффициент диффузионной вязкости η_d определялся В. Н. Жарковым по формуле

$$\eta_d = A \frac{kT}{aD_p^-} \left(\frac{l}{a} \right)^2, \quad (1)$$

где k – постоянная Больцмана; A – постоянная, равная $1/30$; D_p^- – коэффициент самодиффузии; a – постоянная решетки, равная $3 \cdot 10^{-8} \text{ см}$; l – средний размер кристаллических зерен веществ, слагающих оболочку (от $3 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-2} \text{ см}$); T – температура.

Принималось, что с глубиной изменяются только T и D_p^- . При таких условиях вязкость должна быть равна

$$\eta_d \approx 1,5(1 \div 10^2) \frac{T}{D_p^-} \text{ пз}. \quad (2)$$

По этой формуле могут быть получены значения вязкости, отличающиеся один от другого на два десятичных порядка; кроме того, возможны ошибки за счет неправильной оценки величины зерен и схематичности представлений о вещественном составе подкорковой оболочки. На фиг. 14, б изображены значения вязкости для двух вариантов распределения температуры в недрах, а на фиг. 14, в показаны соответствующие им периоды релаксации.

На этих кривых, несмотря на их приближенность, можно обнаружить ряд важных данных. Во-первых, они показывают не полные характеристики

вязкости, а только наибольшие эффективные значения вязкости, относящиеся к низкой интенсивности касательных напряжений. Самое высшее из изображенных на фиг. 14, б положений кривой вязкости может считаться верхним пределом из известных сейчас величин вязкости подкорковой оболочки. При повышении интенсивности касательных напряжений вязкость падает и ее кривая может тогда располагаться в разных местах ниже верхней предельной линии на фиг. 14, б. Период релаксации вычисляется

по формуле $\theta_{III} = \frac{\eta_{III}}{G}$ (см. главу 18). Входящий в нее модуль сдвига устанавливается

по гравиметрическим и сейсмическим данным в довольно узких пределах. Поэтому возможный разброс при вычислении периода релаксации зависит главным образом от значений вязкости. Следовательно, согласно современным данным верхняя кривая на фиг. 14, в является верхним пределом периода релаксации. На глубине от 100 до 400 км он не больше 10^5 сек, т. е. не больше недели, а около границы с ядром – не больше нескольких тысяч лет.

Во-вторых, кривые показывают, что в интервале глубины от 100 до 200 км, вероятно, происходит снижение вязкости на величину от половины до одного десятичного порядка. По мере уменьшения глубины от 100 км вверх вероятно происходит увеличение вязкости. Формальная прямолинейная экстраполяция верхних кривых привела бы к вязкости порядка 10^{18} или 10^{19} нз для верхней части коры. Однако последние величины нельзя принимать во внимание, поскольку вещественный состав коры, особенно ее верхних частей, сильно отличается от состава подкорковой оболочки.

В-третьих, кривые показывают, что ниже 200 км должно происходить увеличение вязкости, но между 400 и 800 км возможно незначительное ее снижение или замедление роста с глубиной. Глубже снижения вязкости ожидать нельзя, и она будет несомненно увеличиваться.

Для приближенной оценки вязкости отдельных небольших участков земной коры и комплексов горных пород мы предлагаем два различных метода.

Первый метод заключается в совместном использовании данных о вязкости лабораторных образцов горных пород и геологических сведений об особенностях деформаций и внутреннего строения толщ горных пород в естественных условиях залегания. Богатый материал геологических наблюдений позволяет вполне достоверно указать несколько комплексов горных пород, заведомо обладающих различной относительной вязкостью. Выделение различных категорий среди комплексов горных пород по признаку относительной величины их вязкости возможно при соблюдении следующих условий:

1. При деформациях земной коры значительные участки испытывают воздействие внешних активных сил, примерно одинаковых по интенсивности и продолжительности действия.

2. Резкие различия в интенсивности деформаций толщ разного вещественного состава систематически проявляются на большой площади и могут быть объяснены только особенностями физико-механических свойств этих толщ.

Если эти условия соблюдаются, то при сходных характере, величине и продолжительности действия внешних сил можно считать, что относительная вязкость различно деформированных толщ тем меньше, чем интенсивнее деформации. Детальные исследования в Байджансайском районе, о которых будет говориться в следующей части данной работы, показали, что в наименее вязких комплексах пород устанавливается особая ориентировка осей напряжений. Возможно, что интенсивность касательных напряжений в них во многих случаях немного ниже, чем в других толщах. Однако факт более интенсивного развития деформаций должен считаться убедительным доказательством пониженной вязкости.

Главные четыре категории комплексов горных пород удобно выделить на примере Каратау в Средней Азии. Очевидно, эти категории можно рас-

пространять и на другие районы. Между наиболее типичными представителями основных четырех категорий существуют переходные разновидности комплексов горных пород.

В I категорию включены относительно наименее вязкие комплексы пород. В Каратау они представлены франской (?) тонкослоистой алев-ролито-глинистой корпешской толщей, залегающей на тюлькубасских песчаниках. В результате деформаций глины здесь превратились в аргиллиты. Эта толща во многих местах Каратау испытала исключительно интенсивные дисгармоничные деформации и образовала диапировые внедрения в карбонатную формацию среднего палеозоя в ядрах отдельных складок и вдоль швов крупных разрывов (Эз, 1958, б; Бронгулеев, 1957; Страчков и др.). В Байджансайском районе эти породы отмечены лишь на крайнем юго-западе, где они обнажены в ядре диапирового поднятия в зоне разрыва. Такой же интенсивностью деформаций и диапиризмом отличается соленосная и гипсоносная, отчасти глинистая толща верхней юры Южно-Таджикской депрессии (Гзовский, Крестников, Нерсесов, Рейснер, 1958). На Кавказе аналогично ведут себя майкопские (олигоцен-миоценовые) глины, в Предуралье – гипсоносные кунгурские отложения (нижняя пермь). Итак, характерной особенностью деформаций толщ первой категории являются диапировые внедрения. Интенсивность деформации значительных участков толщи в местах диапировых внедрений достигает сотен процентов.

Переходными от первой ко второй категориям являются мергелистые и глинисто-мергелистые толщи, которые лишь иногда образуют диапировые внедрения. Они известны в Центральном Каратау, где фаменские мергели в некоторых местах внедрились в турнейские известняки и доломиты.

Ко II категории отнесены слабвязкие комплексы пород: тонкослоистые известняково-мергелистые толщи с маломощными прослоями глин, алевролитов, песчаников и конгломератов, подобные верхней толще нижнего кембрия, аксуранской фации фамена, айлимбайской, коксайской и ашасайской фациям турне Байджансайского района. Таков фамен Центрального Каратау в районе Ачисая. В эту же категорию включены тонкослоистые толщи чередования глин, алевролитов, песчаников и изредка конгломератов, какими в конце нижнего палеозоя были ордовикские отложения Байджансайского района и большей части Южного Тянь-Шаня. В этих толщах развивается интенсивная, обычно линейная дисгармоничная складчатость, часто изоклиальная и полная. Ширина отдельных складок, как правило, не превышает единиц километров, чаще она составляет сотни и десятки метров. В весьма тонкослоистых пачках ширина складок измеряется сантиметрами. Интенсивность деформации значительных участков толщи в местах развития складок порядка десятков процентов.

Аналогичными толщами являются флишевые отложения мезозоя и палеогена Кавказа и Карпат, таврическая формация Крыма, меловой и палеогеновый флиш Альп. Характерными особенностями деформаций комплексов пород второй категории являются дисгармония и изоклиальность складок, имеющих ширину до единиц километров.

Переходными толщами от второй к третьей категории в Байджансайском районе являются тонко- и среднеслоистые известняки и доломиты, не включающие мергелистых и глинистых прослоев, но содержащие значительную примесь алевритного и песчаного материала и прослой конгломератов. Они встречаются в верхнем кембрии и слагают кызылсанскую и дарбазинскую фации фаменского яруса. Интенсивная дисгармоничная складчатость в этих породах развита лишь местами и слабее, чем в предыдущих толщах.

К III категории причислены относительно сильновязкие породы, такие, как песчано-конгломератовая тюлькубасская свита среднего девона и франского яруса со слабо развитой слоистостью и толща слабослоистых и массивных доломитов и известняков узунтасской фации нижнего турне Байджансайского района. К этой же категории относятся вулканогенные

толщи с мощными лавовыми покровами, брекчиями и конгломератами, подобные протерозою, обнажающемуся в ядре Булакбетской антиклинали в центре Байджансайского района. Во всех перечисленных толщах наблюдаются лишь крупные складки шириной в несколько километров. В других районах ширина складок доходит до десятков километров. Складки имеют асимметричную флексуобразную или коробчатую форму поперечного сечения. Крылья часто обрезаны крутыми крупными разрывами, благодаря которым структура принимает характер горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Если не считать осложненных разрывами крыльев, интенсивность деформации пород невелика. Для больших участков она составляет единицы процентов.

Аналогичные сходно дислоцированные карбонатные толщи характерны для верхнего кембрия Малого Каратау, девона Южного Тянь-Шаня, триаса Альп, верхней юры Кавказа и Крыма. Это – главные породы основной карбонатной формации каждого геотектонического этапа в геосинклинальных областях. Песчано-конгломератовые толщи обычны для стадий окончания одного и начала следующего этапа. Таковы верхнепалеозойские конгломераты срединной зоны Тянь-Шаня, пермские отложения в Альпах, неогеновые молассы альпийской геосинклинальной зоны и Тянь-Шаня. Вулканогенные толщи встречаются в верхнем палеозое южного склона Гиссарского хребта и западной окраины Курамино-Чаткальских гор, а также в мезозое и кайнозое большей части Малого Кавказа.

Переходными от третьей к четвертой категории, возможно, являются толщи не особенно глубоко метаморфизованных пород – алевролитовых сланцев с песчаниками (типа пород, образующих нижний палеозой Байджансайского района и Южного Тянь-Шаня), филлитов, отчасти кристаллических сланцев.

К IV категории отнесены относительно наиболее вязкие комплексы, представленные неслоистыми интрузивными телами магматических пород (исключая ультраосновные), гнейсами, внутренняя слоистая структура которых осложнена интенсивной дисгармоничной складчатостью, отчасти кристаллическими сланцами. В Байджансайском районе к данной категории относится кокджотская свита. Наиболее полно особенности деформаций данных пород проявлены в Тянь-Шане и на Кавказе, где они образуют крупные, незначительно деформированные (но все же деформированные) глыбы (Шульц, 1948; Ажгирей, 1951; Крестников, 1954; Гзовский, Крестников и др., 1958). Для рассматриваемой категории типична глыбовая, весьма слабоскладчатая структура. Интенсивность пластических деформаций таких больших участков оценить очень трудно, поскольку она значительно меньше, чем у предыдущей категории, для которой принимались единицы процентов. Можно предполагать, что в IV категории должны быть десятые доли процента и единицы процентов.

Таким образом, в среднем интенсивность деформаций в каждой следующей категории примерно на один порядок меньше, чем в предыдущей. Сопоставляя не средние, а крайние случаи, вероятно можно констатировать и большие различия.

Возможность выделения указанных категорий толщ показывает, что вещественный петрографический состав является первым фактором, который сильно влияет на вязкость. Глины, соли и мергели в чистом виде обуславливают наименьшую относительную вязкость толщ. Присутствуя в виде прослоев, они снижают общую вязкость песчаных и известняковых толщ и переводят их из третьей категории во вторую. Высокая относительная вязкость свойственна однородным карбонатным и песчано-конгломератовым толщам. Метаморфические и изверженные породы отличаются наибольшей вязкостью. Вторым весьма важным фактором является слоистость, роль которой хорошо известна полевым геологам. Петрографически одинаковые известняки или песчаники, будучи лишенными слоистости, относятся

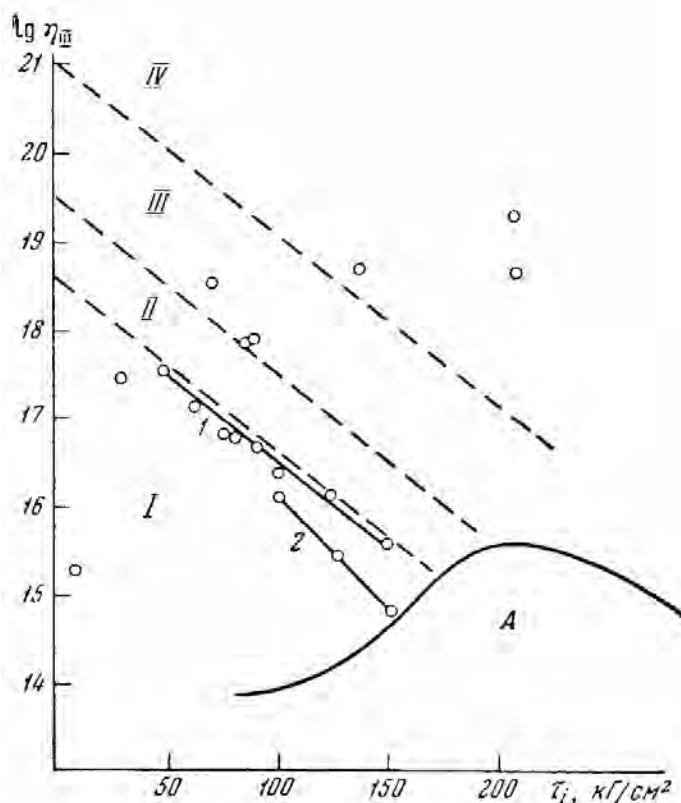
к третьей категории, а в случае тонкой слоистости входят во вторую категорию.

Попытаемся дать приближенную количественную оценку вязкости выделенных категорий толщ горных пород. В толщах первой категории слоистость не всегда хорошо развита и нередко толщи глин, солей, гипса отличаются от других толщ своей однородностью. Встречающиеся в них подчиненные прослои иного состава (песчаники, алевролиты, доломиты) обладают большей вязкостью, чем основная масса глин, солей или гипса. Поэтому в целом вязкость толщ первой категории должна незначительно отличаться от вязкости каменной соли, гипса и влажных глин. Данные о их вязкости при различной интенсивности касательных напряжений приведены в табл. 3 и нанесены на фиг. 15. Для гипса выше уже предполагалась линейная зависимость логарифма вязкости от интенсивности касательных напряжений. Поэтому на фиг. 15, намеченная пунктиром граница первой и второй категорий проведена прямо линейно. Эта граница проходит непосредственно рядом с точками, характеризующими влажный гипс и каменную соль, так как эти данные считаются нами верхним пределом вязкости толщ первой категории. Вязкость влажной глины и слоистых толщ гипса и каменной соли должна быть ниже этого предела.

Породы второй категории, например песчаники и известняки, при отсутствии слоистости в больших массах должны вести себя сходно с образцами. Вся слабая слоистость всегда существует, поэтому вязкость известняковой или песчаниковой толщи немного ниже вязкости отдельных образцов.

Однородные слабослоистые толщи песчаников и известняков относятся к третьей категории. К ней же относятся и глинистые сланцы, точки вязкости которых на фиг. 15 располагаются рядом с точками для песчаников. В результате предполагаемая граница второй и третьей категорий пройдет несколько ниже точек, характеризующих песчаники.

В промежутке между двумя проведенными границами должны были бы поместиться отсутствующие сейчас данные о сильнослоистых толщах второй категории, содержащих в своем составе глины, известняки и песчаники. Ширина промежутка, оставленного между границами, обеспечивает отличие средних вязкостей между соседними категориями (при одинаковых напряжениях) около одного порядка. Такое различие вязкостей нужно допускать



Фиг. 15. Зависимость эффективной вязкости толщ горных пород η_{III} от интенсивности касательных напряжений τ_i при атмосферном давлении и температуре 20° (по литературным материалам):

I категория – толщи глин, солей, гипсов, тонкослоистые алевролито-глинистые толщ; *II* категория – тонкослоистые известняково-мергелистые, песчано-глинистые, флишевые толщ; *III* категория – слабослоистые песчаниковые, конгломератовые, карбонатные, вулканогенные, а также в прошлом сильно дислоцированные и слабо метаморфизованные песчано-глинистые толщ; *IV* категория – граниты и другие интрузивные породы (кроме ультраосновных), гнейсы, кристаллические сланцы; *A* – область условно-мгновенного разрушения; *1* и *2* – зависимость η_{III} от θ_{III} для гипса при всестороннем давлении 1000 и 1 кг/см². Пунктиром показаны границы категорий пород

потому, что отмеченное выше обычное различие в интенсивности деформаций толщ первой, второй и третьей категорий составляет примерно по одному порядку.

Наконец для установления места границы между третьей и четвертой категориями толщ на графике существует лишь одна недостаточно точная точка для гранита. Поскольку крупные гранитные тела рассечены многочисленными трещинами, их вязкость должна быть меньше вязкости образца из гранита. Кроме того, граниты представляют собой наиболее вязкие комплексы пород четвертой категории. Следовательно, граница должна проходить ниже точки, характеризующей гранит.

Изображенные на графике соотношения можно записать в виде следующих предполагаемых характеристик вязкости больших масс горных пород в природных условиях залегания:

I категория – наименее вязкие комплексы пород (толщи глин, солей, гипсов, тонкослоистые левролитово-глинистые толщи) – вязкость которых от $2 \cdot 10^{15} \cdot 10^{-0,0233\tau_i}$ пз до $5 \cdot 10^{18} \cdot 10^{-0,0233\tau_i}$ пз.

$$\eta_{III} = (2 \cdot 10^{15} \div 5 \cdot 10^{18}) \cdot 10^{-0,0233\tau_i} \text{ пз,}$$

где τ_i – интенсивность касательных напряжений в $\kappa\Gamma/\text{см}^2$; η_{III} – вязкость породы.

II категория – слабвязкие комплексы пород (тонкослоистые известняково-мергелистые, песчано-глинистые, флишевые толщи).

$$\eta_{III} = (5 \cdot 10^{18} \div 3 \cdot 10^{19}) \cdot 10^{-0,0233\tau_i} \text{ пз.}$$

III категория – сильновязкие комплексы пород (слабослоистые песчаниковые, конгломератовые, карбонатные, вулканогенные, в прошлом сильно дислоцированные и слабо метаморфизованные песчано-глинистые толщи).

$$\eta_{III} = (3 \cdot 10^{19} \div 1 \cdot 10^{21}) \cdot 10^{-0,0233\tau_i} \text{ пз.}$$

IV категория – наиболее вязкие комплексы пород (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы).

$$\eta_{III} = (1 \cdot 10^{21} \div 10^{23}) \cdot 10^{-0,0233\tau_i} \text{ пз.}$$

Наметившиеся полосы, соответствующие вязкости различных комплексов горных пород при разной интенсивности касательных напряжений, не могут продолжаться далеко в сторону усиления напряжений. Каждая из них ограничена напряжениями, равными условно-мгновенной прочности на скальвание. Поэтому в нижней части фиг. 15 намечена линия, ограничивающая поля диаграммы, характеризующие четыре категории комплексов горных пород.

Данная диаграмма является гипотезой, требующей теоретической и главным образом экспериментальной проверки. При постановке экспериментов особенно важно собрать данные, характеризующие вязкости при повышенных всестороннем давлении и температуре, свойственных земной коре. Известно, что в земной коре, вследствие общего линейного повышения температуры, на глубине в 18–20 км ожидается 300° , а на глубине 40 км предполагается 600° . Кроме того, возле крупных скоплений магмы температура может повышаться примерно до $800\text{--}1200^\circ$. Всестороннее давление от веса вышележащих пород изменяется почти линейно и на глубине 18–20 км составляет $5000 \kappa\Gamma/\text{см}^2$, а на глубине 40 км около $10\,000 \kappa\Gamma/\text{см}^2$.

Вследствие тектонических движений и деформаций земной коры в отдельных ее участках всестороннее давление может значительно превышать ту величину, которая создается одним только весом вышележащих пород. Таким образом, в каждую из указанных выше характеристик вязкости надо будет включить по два пока еще неизвестных множителя. Один множитель

должен отражать влияние на вязкость всестороннего давления, а другой – влияние температуры. В какой-то мере они взаимно компенсируются.

Второй метод приближенного измерения вязкости комплексов горных пород в природных условиях можно было бы применять, если бы удалось разработать приемы определения того, какая доля затухания сейсмических волн связана с развитием пластической деформации. Зная скорость распространения поперечных волн V_s , частоту f и амплитуду a колебаний, можно определить приращение интенсивности касательных напряжений $\Delta\tau_i$, возникающее при прохождении каждой волны:

$$\Delta\tau_i = 2C_1 G \frac{fa}{v_s}. \quad (3)$$

Коэффициент C_1 , имеет величину от 0,5 до 1, в зависимости от характера колебаний. Коэффициент вязкости можно определить, зная продолжительность действия напряжений ($1/4$ периода колебаний), удельную энергию, расходуемую на пластическую деформацию при одном колебании (выводится из коэффициента затухания) и величину дополнительного напряжения, вызывающего пластическую деформацию. Однако каждую полученную величину вязкости необходимо будет отнести к определенной абсолютной величине интенсивности касательных напряжений, т. е. потребуется нанести ее на график типа фиг. 15. Для этого нужно знать ту основную интенсивность касательных напряжений $\tau_{i(0)}$, к которой добавилась дополнительная интенсивность, вызванная сейсмической волной. Этот вопрос предлагается разрешить следующим образом.

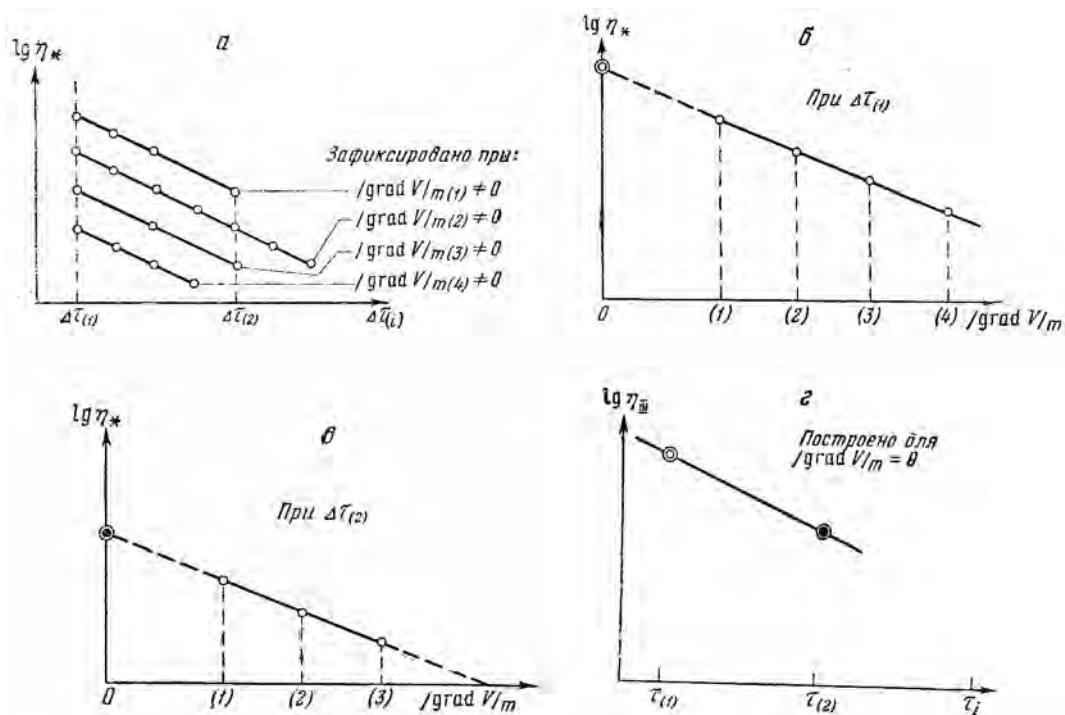
Величины вязкости $\eta_{*(1)}$, $\eta_{*(2)}$, $\eta_{*(3)}$ и др., определенные для различных по величине дополнительных напряжений $\Delta\tau_{(1)}$, $\Delta\tau_{(2)}$, $\Delta\tau_{(3)}$ надо фиксировать в такой структурно-однородной тектонической зоне, для которой известна средняя величина градиента скорости современных вертикальных тектонических движений $|\text{grad } V|_m$, причем величина этого градиента изменяется вдоль простирания данной тектонической зоны. Тогда несколько участков наблюдения можно расположить в местах с различной средней величиной градиента скорости вертикальных движений земной коры. Для каждого участка наблюдений строят график зависимости вязкости (логарифма вязкости) от величины дополнительных напряжений при данном среднем значении градиента скорости вертикальных движений земной коры. Сравнивая вязкости η_* , полученные при различной величине градиента скорости, но при одинаковом дополнительном напряжении (см. фиг. 16, б), можно будет установить величину вязкости в случае равенства градиента нулю (см. фиг. 16, в). Используя различные значения дополнительной интенсивности напряжений, легко узнать, каким был бы весь график при величине градиента, равной нулю (см. фиг. 16, в).

Смысл этого построения заключается в том, что равенство градиента скорости нулю считается признаком отсутствия начальных напряжений. Принимается, что в этом случае дополнительные интенсивности напряжений равны абсолютным. Таким образом, значения вязкости окажутся связанными с абсолютной интенсивностью напряжений. Вместе с тем будет найдена и величина коэффициента Φ , позволяющего по величине градиента скорости вертикальных движений и данным о вязкости η_{III} приближенно судить о величине максимальных касательных напряжений в определенной части земной коры:

$$\tau_{\max} \approx \Phi \eta_{III} |\text{grad } V|_m. \quad (4)$$

При возможности длительных наблюдений на одном участке могут быть использованы изменения величины градиента скорости тектонических движений во времени. Такие определения откроют новые возможности детального изучения изменений вязкости во времени.

Приведенное выше краткое изложение основной идеи сейсмического метода измерения вязкости комплексов горных пород и отдельных участков земной коры сделано для того, чтобы показать реальную возможность подобных исследований. В настоящее время они не могут проводиться только из-за отсутствия метода вычисления коэффициента затухания упругих волн,



Фиг. 16. Схема определения кривой зависимости η_{III} от τ_i по сейсмическим данным:

а – построение кривых $\lg \eta_* - \Delta \tau_{(i)}$, соответствующих различной средней величине градиента скорости вертикальных тектонических движений земной коры $|grad V|_m$; б и в – построение зависимости $\lg \eta_*$ от $|grad V|_m$ при $\Delta \tau_{(1)}$ и $\Delta \tau_{(2)}$ и нахождение величины $\lg \eta_*$ при $|grad V|_m = 0$; г – построение графика зависимости $\lg \eta_*$ от величины $\Delta \tau_{(i)}$ при $|grad V|_m = 0$ (в данном случае $\lg \eta_* = \lg \eta_{III}$ и $\tau_i = \Delta \tau_{(i)}$)

обусловленного пластической деформацией горных пород. Преодоление этого затруднения дало бы возможность сейсмологии расширить круг решаемых ею задач и привело бы к сбору данных о вязкости и интенсивности напряжений в земной коре и под нею. Такие данные необходимы для решения многих принципиальных проблем геологии и геофизики, в том числе для выяснения генезиса различных магм и для установления причин и механизма тектонических движений. Этот же метод нашел бы применение в разведочной геофизике и в горном деле. Контроль правильности результатов, получаемых сейсмическим методом, и определение погрешности можно будет осуществить путем испытания моделей, вязкость которых уже определяется другими независимыми методами (Гзовский, 1958, 1960 а, б, в, г, д; Осокина, 1960).

ВЫВОДЫ

Завершая характеристику современного состояния вопроса о вязкости горных пород следует подчеркнуть его сложность и чрезвычайно малое количество фактических данных. Однако можно констатировать широкие перспективы для значительного развития исследований в этом интересном и важном направлении экспериментальных работ.

Глава 21

ПРОЧНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Термины «прочность» и «разрушение» в технике часто применяются не только в связи с действительным разрушением сооружений или деталей, но и при нарушениях нормального режима их работы, которые могут явиться следствием как развития значительных пластических деформаций, так и образования разрывов. Поэтому гипотезы, определяющие условия нарушения сплошности материала, тесно переплетаются и нередко смешиваются с гипотезами, определяющими условия перехода от упругих деформаций с медленной ползучестью к течению, т. е. с гипотезами пластичности. При рассмотрении материалов, хрупко разрушающихся в условиях кратковременного испытания, «предел упругости» почти совпадает с пределом прочности. В случае изучения материалов, находящихся в пластическом состоянии, определение величины «предела упругости» никак не является определением величины предела прочности. Поэтому с точки зрения геолога самостоятельное рассмотрение «предела упругости» и предела прочности является совершенно необходимым.

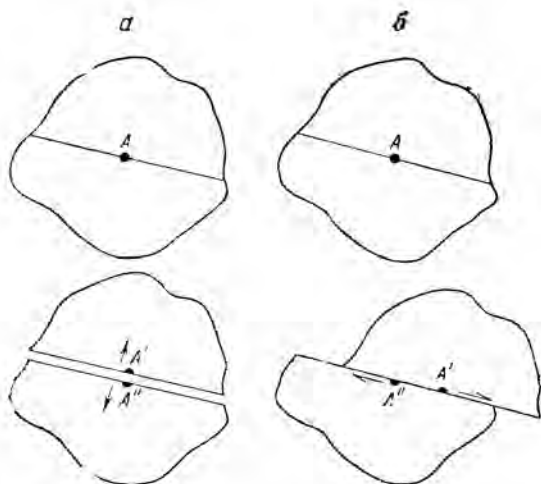
Иной смысл в термины «прочность» и «разрушение» вкладывается во многих работах по физико-химической механике, в частности по реологии. В них при изучении молекулярной структуры дисперсных систем часто изучаются прочность и разрушение той или иной внутренней структуры материала. При разрушении такой структуры не происходит макроскопического разрушения тела (или материала), а наблюдается лишь снижение его вязкости или модулей упругости.

В дальнейшем под механическим разрушением мы будем подразумевать макроскопическое нарушение сплошности вещества. Физическая сущность этого процесса заключается в прекращении взаимодействия (притяжения и отталкивания) между молекулами и ионами, находящимися на противоположных сторонах поверхности разрушения. Поверхности разрушения качественно отличаются от поверхности скольжения при пластической деформации: вдоль первых происходит, а вдоль вторых не происходит прекращение взаимодействия между молекулами или ионами.

Прочностью в дальнейшем будем называть ту величину истинных внутренних напряжений определенного вида (касательных или нормальных), действие которых приводит к макроскопическому разрушению. Сведения о данном свойстве горных пород имеют чрезвычайно большое значение для многих отраслей знания. В тектонике они необходимы для выяснения условий возникновения тектонических разрывов, в сейсмологии позволяют предвидеть энергию землетрясений, в учении о полезных ископаемых характеризуют качество строительного материала и т. д.

Для инженеров, производящих технические расчеты, часто безразлично, каким образом произойдет разрушение породы и под какими углами

трещины будут ориентированы в пространстве. Они обязаны не допустить появления трещин. Геологов, наоборот, интересуют именно трещины. Для них важно знать их ориентировку в пространстве и последовательность разрастания во времени. Поэтому геологи предъявляют к гипотезам, объясняющим механизм и условия возникновения элементарных разрывов (трещин в простейших условиях, несколько иные требования, чем инженеры, и часто отдают предпочтение теориям и гипотезам прочности, не пользующимся распространением в технике. В связи с тем, что гипотезы развивались физиками и инженерами без учета требований геологов, ни одна из существующих теорий и гипотез прочности, как таковая, не может удовлетворить нашим запросам. Однако совместное использование ряда теорий и гипотез может способствовать решению разнообразных геологических вопросов.



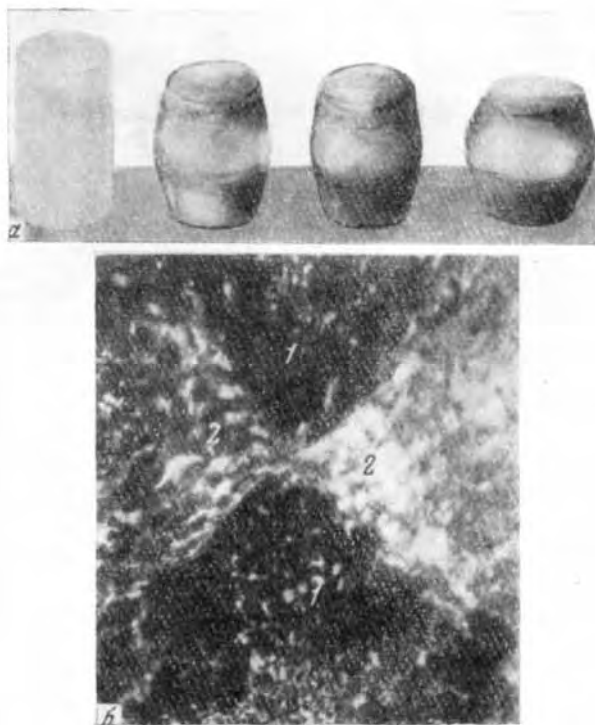
Фиг. 17. Схемы отрыва (а) и скола (б):
 A' и A'' — сопряженные точки, находившиеся до разрушения в положении A

верхностью разрушения, перемещаются в направлениях, перпендикулярных этой поверхности. Такие разрывы в физике и металловедении называют отрывами. При других разрывах происходит перемещение разобращенных ими частей тела параллельно поверхности разрушения (вдоль нее). Эти разрывы называют срезами, или сколами (фиг. 17). Геологами давно установлено широкое развитие в земной коре этих двух типов поверхностей разрушения. Первые из них раньше называли «трещинами разрыва», а вторые «трещинами скальвания». Поскольку термин «разрыв», кроме того, широко используется как обобщающий разнообразные поверхности разрушения, целесообразно предложение В. В. Белоусова (1952) об использовании в геологии названия «трещина отрыва» вместо «трещина разрыва».

МОРФОЛОГИЯ РАЗРУШЕНИЯ ОБРАЗЦОВ

Представления о непосредственных физических причинах механического разрушения горных пород и других веществ называются теориями, или гипотезами прочности. Фактическим обоснованием этих гипотез (теорий) прочности являются результаты лабораторных испытаний образцов. Описания соответствующих опытов, известные в технической и физической литературе и в незначительном количестве в геологических работах, а также некоторые эксперименты, проведенные автором и Е. И. Чертковой в 1950–1952 гг., подтверждают широко распространенное мнение о значительном сходстве морфологии разрушения образцов из горных пород и образцов из металлов, бетона и разнообразных аморфных веществ: стекла, плексигласа, воска, парафина, озокерита и др. Общность закономерностей разрушения образцов для весьма широкого круга веществ заключается в том, что каждое из них при определенных условиях опыта разрушается, следуя одному из немногочисленных вариантов.

В лабораторной обстановке при комнатной температуре и всестороннем давлении 1 атм образцы из горных пород разрушаются после слабозаметной пластической деформации. В природных же условиях, медленно деформируясь в течение длительного времени, эти же породы часто разрушаются после значительных пластических деформаций. Такое разрушение горных по-

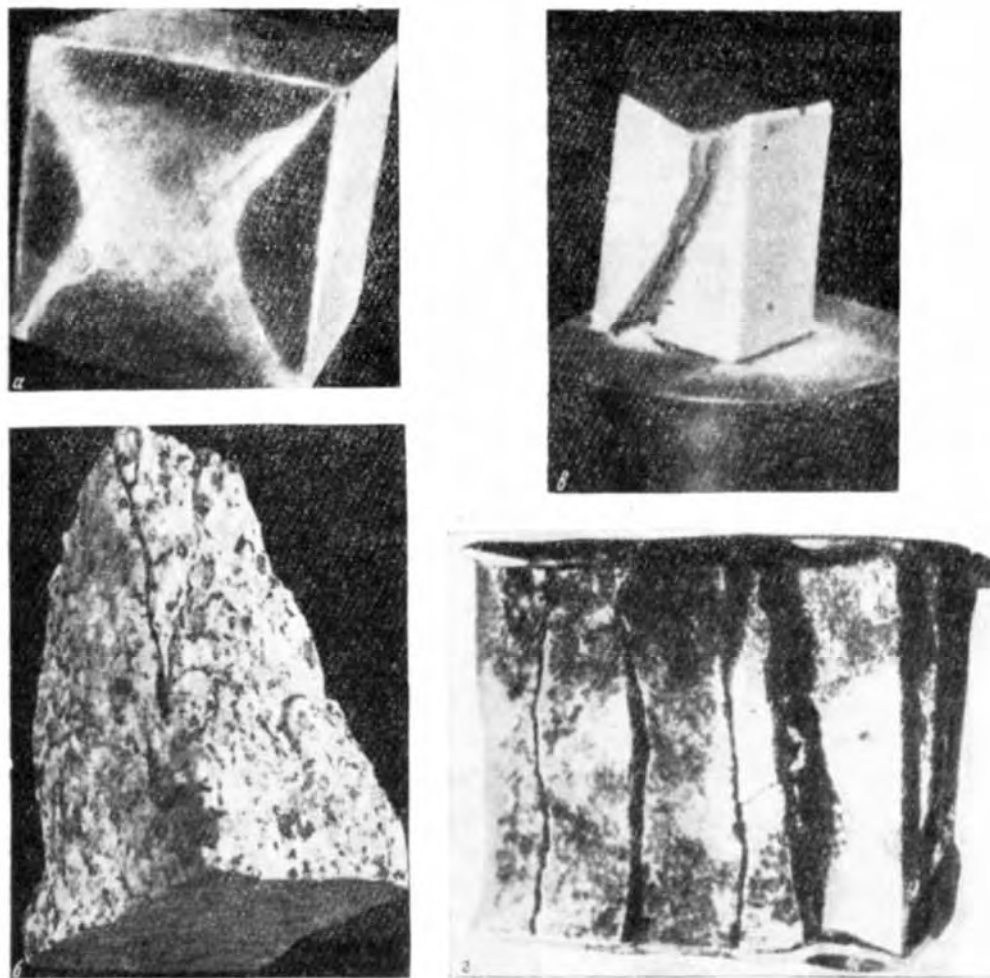


Фиг. 18. Морфология образцов мрамора (а) и разрез образца гранита (б), деформированных при большом всестороннем сжатии (по Ю. А. Розанову, Ю. А. Косыгину и И. В. Лучицкому, 1950):

1 – области, где нет заметных изменений структуры породы; 2 – области, где они есть

род (фиг. 18, а) достигалось в лабораториях при высоком всестороннем давлении (Карман, 1911; Адамс, 1910, 1917; Григгс, 1936–1940; Розанов, Косыгин и Лучицкий, 1950). Для правильного понимания природных разрывов в горных породах большой интерес представляет знание особенностей образования разрывов в образцах горных пород при высоком всестороннем давлении, а также в подобных им образцах из таких веществ, которые в обычной лабораторной обстановке испытывают значительные пластические деформации.

При разрушении образцов в условиях сжатия, характерно большое сходство морфологии разрушения образцов из горных пород и образцов таких пластичных веществ, как глина, воск, парафин и др. Различие в основном заключается лишь в большей или меньшей величине пластической деформации, происходящей как до, так и после появления разрывов. В условиях одноосного сжатия отмечена различная морфология разрушения образцов разной формы. Так, например, в кубиках и призмах с квадратным поперечным сечением выкальваются пирамиды (фиг. 19, 20, 21), а в цилиндрах – конусы, основания которых располагаются на давящих плитах пресса



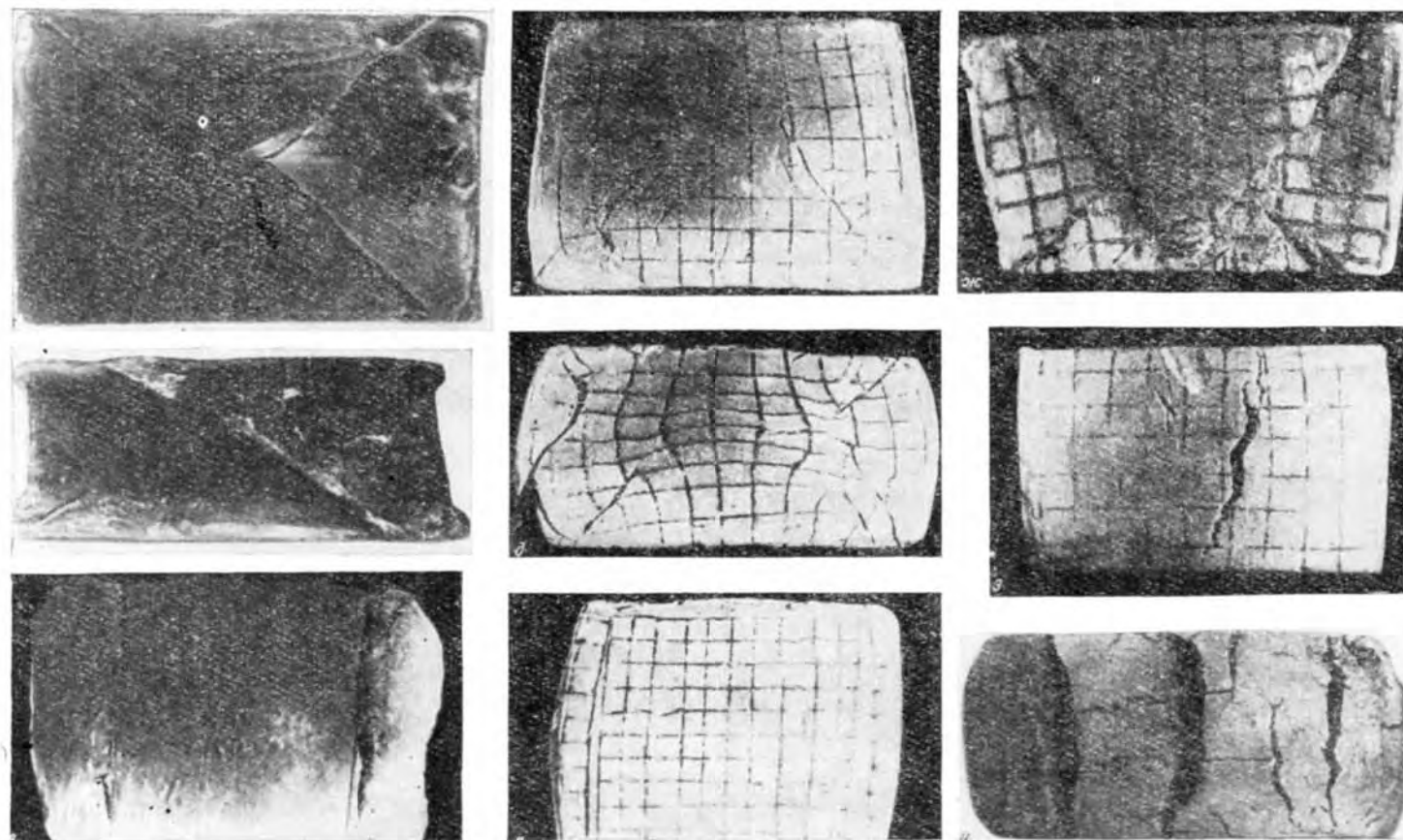
Фиг. 19. Морфология разрушения кубических и призматических образцов горных пород:

a – мрамор (по А.В. Пэку, 1939), видны трещины скалывания на наружной поверхности кубика; *б* – гранит (по О.Г.Шаминой) показана пирамида, выколывшаяся из призмы; *в* – песчаник (по Д. Филиппсу, 1948), видна трещина скалывания; *г* – гранит (по А. В. Пэку, 1939), видны отрывы, возникшие при сжатии кубика между свинцовыми прокладками

(фиг. 22, 23). Даже изменение формы сечения цилиндра с круговой на эллиптическую влияет на форму выкалывающихся конусов (см. фиг 23 *д е*).

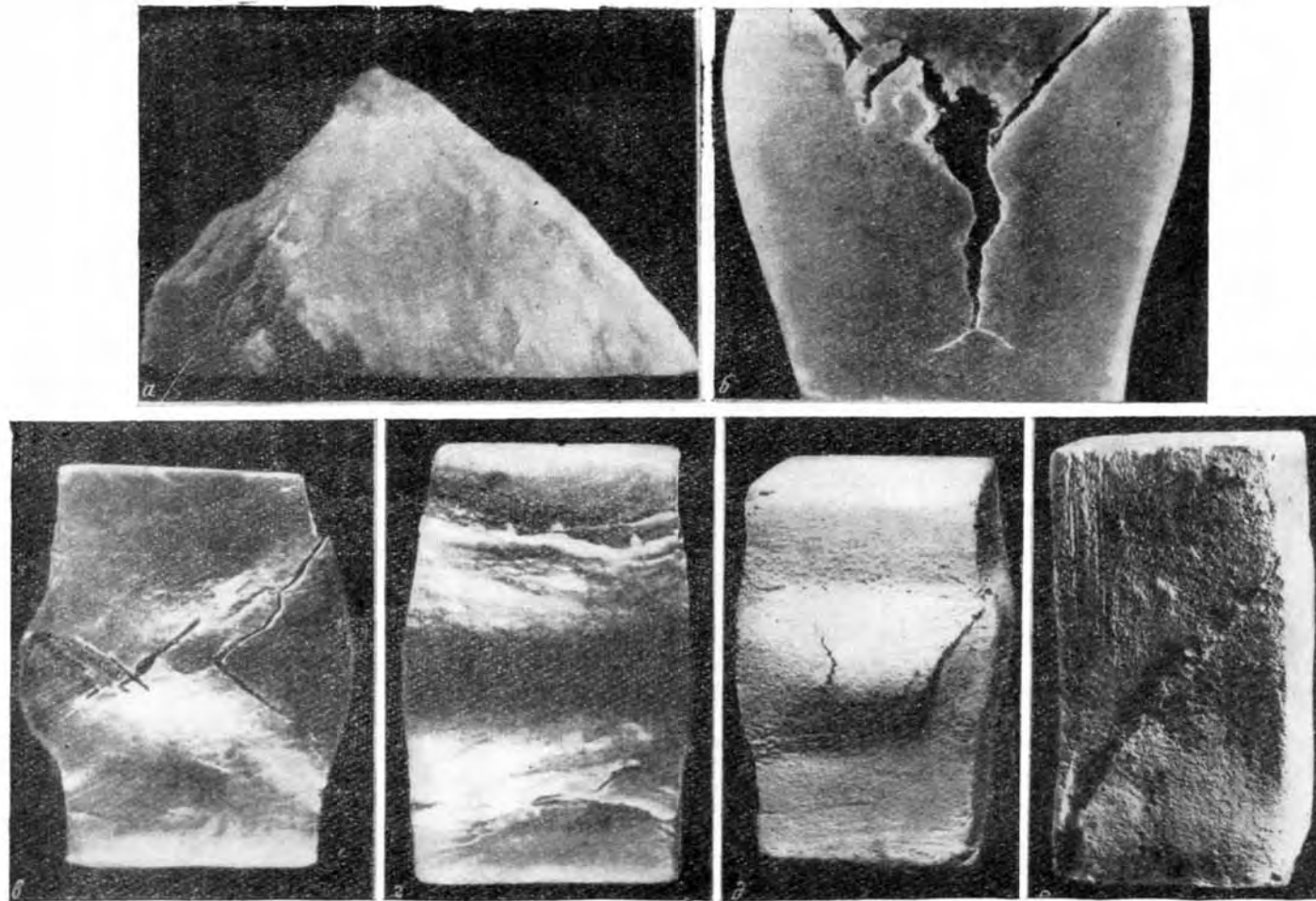
Влияет на разрушение также способ приложения сил к образцу. При одноосном сжатии кубика на всех его боковых гранях наблюдается одно и то же расположение трещин. При сжатии кубика, ограниченного с боков двумя неподвижными стенками (двуосное сжатие), на боковых гранях, при лежащих к этим стенкам, разрушение идет иначе, чем на свободных гранях. Вместо пирамид при двуосном сжатии выкалываются трехгранные призмы (см. фиг. 20, *ж*).

При одинаковых условиях опыта образцы, изготовленные из различных материалов, разрушаются не одинаково. В одних материалах образцы принимают бочкообразную форму, в других – трапециевидную или катушкообразную. Углы наклона трещин скалывания в образцах из разных веществ также разные.



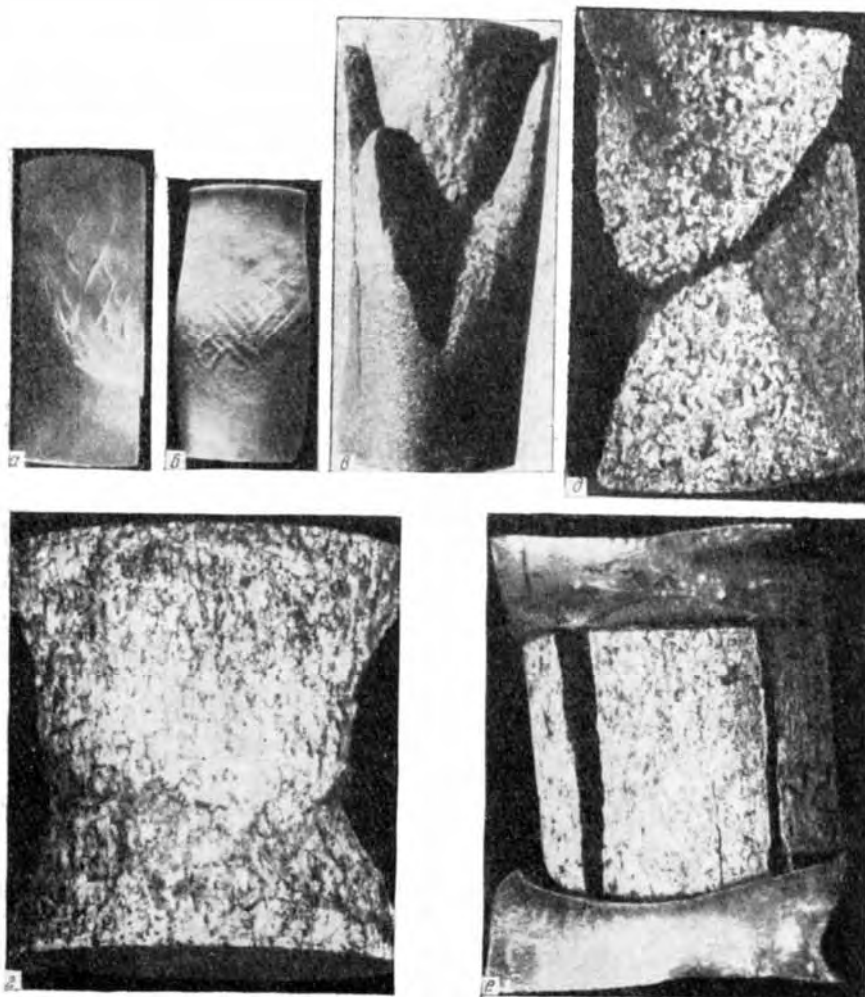
Фиг. 20. Морфология разрушения кубических образцов из воска (*а, б*) и влажной глины различных сортов (*в – и*) при одноосном (*а, б, и*) и двухосном (*в – з*) сжатии вдоль вертикальной оси:

а, б – искажение угла скальвания при пластической деформации на боковых гранях кубика после возникновения сколов; *в, е* – отсутствие пластической деформации на верхних гранях кубиков, подверженных активному сжатию; *г, д, ж* – возникновение треугольных призм на боковых гранях кубиков, подверженных реактивному сжатию; *з, и* – возникновение трещин отрыва на боковых гранях кубиков, свободных от давленая



Фиг. 21. Морфология разрушения прямоугольных призматических образцов из парафина (*a*), смеси стеарина, парафина и пушечного масла (*б, в, г*), влажной глины (*д*) и влажной песчанистой глины (*е*) при одноосном сжатии вдоль вертикальной оси:

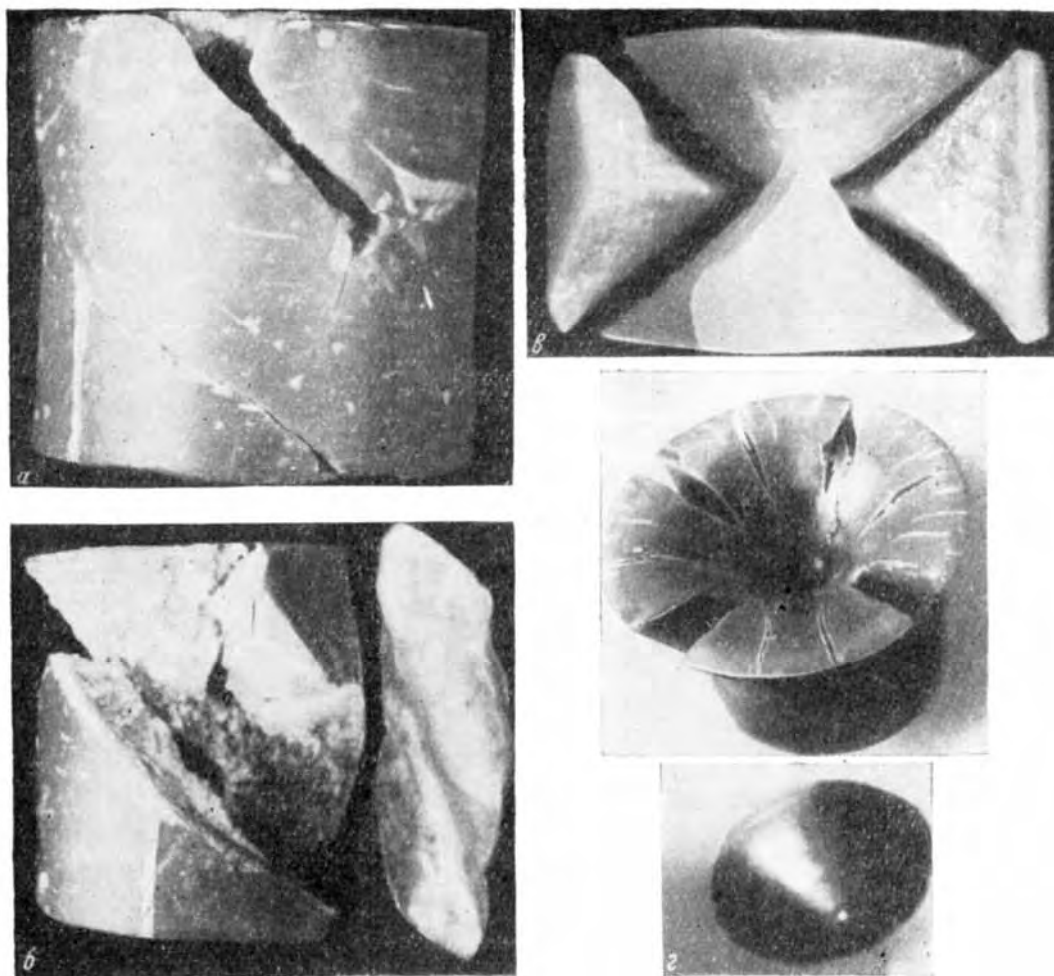
a – слабо деформированная пирамида из внутренней приторцовой части призмы; *б* – отрыв на поверхности призмы; *в, г* – слабо деформированные участки одного образца с искаженным наклоном трещин скалывания в приторцовой части; *д, е* – расположение трещин скалывания под углом меньше 45° к направлению сжатия после большой (*д*) и малой (*е*) деформации



Фиг. 22. Морфология разрушения цилиндрических образцов горных пород:
a, б – мрамор (по Т. Карману, 1911); *в* – песчаник (по Т. Карману, 1911); *г, д, е* – гранит (по О. Г. Шаминой). На образцах видны: *a, б* – спиральные трещины скалывания на поверхности цилиндра (*a* – при слабом, *б* – при сильном всестороннем сжатии); *в, г, д* – конические трещины во внутренней части цилиндра; *е* – отрывы, возникшие при сжатии цилиндра между свинцовыми прокладками

Наряду с упомянутыми различиями, обусловленными особенностями формы образцов и спецификой их механических свойств, при сходном способе приложения сил, например при одноосном сжатии, можно отметить много общего в процессе разрушения. Независимо от соотношения высоты образца с его шириной и от формы его поперечного сечения, возле центральных частей опорных граней, испытывающих давление, материал деформируется весьма слабо и почти не рассекается трещинами. Эти слабо деформируемые области целиком выкальваются в форме пирамид, трехгранных призм или конусов. Вдали от этих областей деформирование и разрушение происходит более или менее равномерно.

Данную особенность разрушения и деформирования образцов, так же как и влияние их формы на морфологию разрушения, прежде всего естественно связывать с влиянием контакта образца с плитами пресса. Известно, что введение между образцом и прессом пластичных прокладок или смазывание торцов образца коренным образом изменяет картину разрушения и

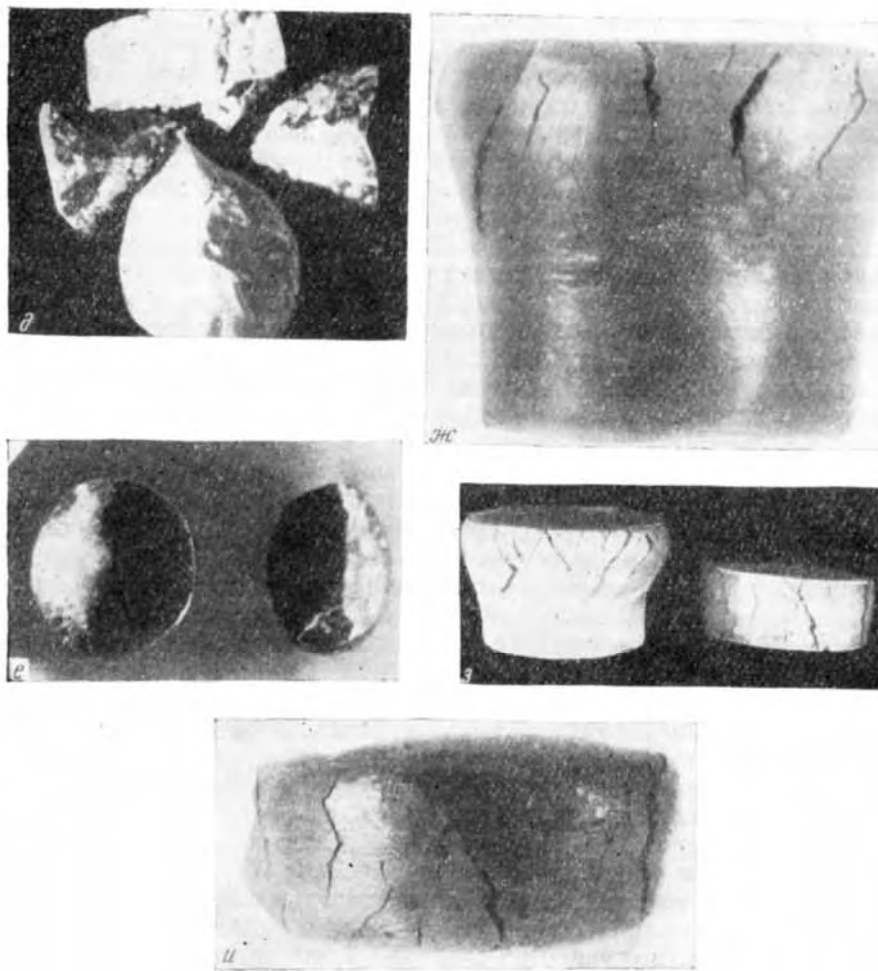


Фиг. 23. Морфология разрушения цилиндрических образцов из смесей парафина, стеарина и пушечного масла (а, б, в, г, д, е) и различных сортов влажной глины (ж, з, и) при одноосном сжатии вдоль оси цилиндра:

а, б, в – спиральные трещины скалывания; в, г – вертикальные плоские отрывы во внешней части образцов и слабо деформированные конусы внутри цилиндров около их торцов

делает ее сходной для образцов разной формы. И кубики, и призмы, и цилиндры, сделанные из ряда материалов, в таких случаях начинают разрушаться вертикальными сквозными трещинами отрыва. Никаких конусов и пирамид при этом не получается (см. фиг. 19, г; 22, е). Следовательно, подтверждается правильность вывода о влиянии контактов образца с прессом на характер разрушения, т.е. о неоднородности напряженного состояния образца, разрушаемого прессом. Это представление обязывает при рассмотрении гипотез прочности учитывать особенности распределения напряжений в образцах. Исследователи, занимающиеся испытаниями механических свойств различных материалов, давно решили этот вопрос в пользу неравномерности распределения напряжений в образцах. Более подробно об этом будет сказано ниже.

Следующим важным выводом из опытов является констатация качественных изменений, возникающих со временем в процессе развития разрывов во внешних частях образцов. Во всех образцах (за исключением опытов по сжатию образцов с прокладками) в первую очередь возникали трещины ска-



Фиг. 23. Морфология разрушения цилиндрических образцов из смесей парафина, стеарина и пушечного масла (а, б, в, г, д, е) и различных сортов влажной глины (ж, з, и) при одноосном сжатии вдоль оси цилиндра:

д, е – слабо деформированные части цилиндров с первично эллиптическим поперечным сечением; ж, з, и – зигзагообразные отрывы, возникшие во внешних частях цилиндров при их сильной деформации после образования спиральных поверхностей скальвания

львания. Располагаясь по-разному в пространстве, они в каждом образце оказывались под определенным углом к направлению активных сжимающих сил. Это относится и к сетке плоских трещин скальвания на гранях кубиков и призм, и к кривым винтообразным трещинам во внешних частях цилиндров, и к плоским трещинам, ограничивающим пирамиды или трехгранные призмы, и к кривым поверхностям скальвания, образующим конусы во внутренних приторцовых частях цилиндрических образцов (см. фиг. 21, 23).

Позднее в случае значительной пластической деформации (уменьшение высоты более 20%) во всех образцах появлялись места расширения поперечного сечения, придававшие им бочкообразную, трапециевидную или катушкообразную форму. В этих расширениях образцов происходило раскрытие ранее плотно сомкнутых трещин скальвания, а также образование вертикальных трещин отрыва (см. фиг. 21, б; 23, г, ж).

При весьма больших деформациях после раскрытия вертикальных трещин отрыва в этих же внешних сильно выпученных частях образцов отмеча-

лось появление горизонтальных трещин отрыва (см. фиг. 20, *ц*). Эти вертикальные и горизонтальные трещины отрыва имеют отчетливо выраженную зигзагообразную форму. Они образовались, используя отдельные отрезки ранее сформировавшихся трещин скальвания, которые возникли вдоль двух пересекающихся наклонных направлений.

Столь сильные качественные изменения в характере развития трещин в наиболее расширяющихся частях образцов, по всей вероятности, должны быть следствием столь же существенных качественных изменений напряженного состояния образцов на разных стадиях их деформирования.

Необходимо подчеркнуть, что все наблюдавшиеся автором трещины скальвания, возникшие на первой стадии разрушения, располагались по отношению к направлению активных сжимающих сил под углом α , не превышавшим 45° . В большинстве опытов этот угол был или равен 45° или несколько меньше 45° , уменьшаясь в глине до $20\text{--}30^\circ$. Значительный разброс величины угла α в глинах объясняется тем, что механические свойства глины сильно изменяются при усыхании образцов и с трудом поддаются контролю.

При разрушении горных пород обычно отмечаются следующие углы: в песчаниках $20\text{--}30^\circ$, иногда даже 15° ; в известняках и доломитах $25\text{--}30^\circ$, в гранитах $10\text{--}15^\circ$. Экспериментами установлено, что с повышением всестороннего сжатия в мраморах и гранитах угол скальвания увеличивается до 45° , но не превышает этой величины.

В процессе продолжающегося сжатия образцов трещины скальвания поворачиваются и оказываются расположенными под все большим углом к направлению активной сжимающей силы. Таким путем угол может увеличиться до $50\text{--}60^\circ$ (см. фиг. 20, *а, б*).

Важно обратить внимание на то, что трещины скальвания, первоначально располагавшиеся по отношению к активной сжимающей силе под углом, равным 45° или меньшим 45° , появлялись после того, как образцы испытываемых материалов уменьшали свою высоту на $10\text{--}20$ и даже 30% .

Сделанные выводы подтверждаются результатами опытов других исследователей, например сходными опытами на образцах из влажной глины, проводившимися Ли Сы-гуаном и Чжан Вэнь-ю (Chang Wen-you, 1948).

Все приведенные выше данные связаны с разрушением образцов в условиях сжатия. Опыты по разрушению образцов в условиях растяжения не дали ничего нового. Большинство пластичных материалов разрушалось после значительной пластической деформации путем отрыва вдоль плоскостей, перпендикулярных растягивающей силе. Лишь во влажной тонкой серой глине при растяжении получались трещины скальвания по двум пересекающимся направлениям. Угол между такими трещинами не был прямым. Направление наибольшего растяжения совпадало с биссектрисой тупого угла между ними.

Как известно из литературы, образцы горных пород при низких всесторонних давлениях в лабораторных условиях при растяжении обычно разрушаются путем отрыва (Кузнецов, 1947). Образование в образцах из пород трещин скальвания при растяжении в лабораторной обстановке не изучалось, но, по-видимому, возможно (Phyllips, 1948).

В металлах в условиях растяжения могут возникать либо трещины отрыва, либо трещины скальвания по двум направлениям. В последнем случае с направлением наибольшего растяжения совпадает биссектриса тупого угла между трещинами (Фридман, 1952). Трещины отрыва в металлах, находящихся в пластичном состоянии, могут возникать и после большой пластической деформации, приводящей к формированию так называемой шейки (Ужик, 1956; Надаи, 1954).

Возникновение трещин в условиях деформации простого сдвига будет рассмотрено ниже в главе 35.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ОБРАЗЦАХ

Четкое представление о распределении напряжений в образцах можно получить, используя оптический метод. Для этого образцы должны быть прозрачными. Наиболее проста методика изучения напряжений при плоской деформации. Поэтому нами были проведены опыты, освещающие распределение напряжений при плоской деформации на прозрачных образцах из желатиновых студней.

В наших опытах по разрушению образцов из различных материалов плоская деформация имела место в кубиках, помещавшихся между двумя неподвижными плексигласовыми стенками (двуосное сжатие).

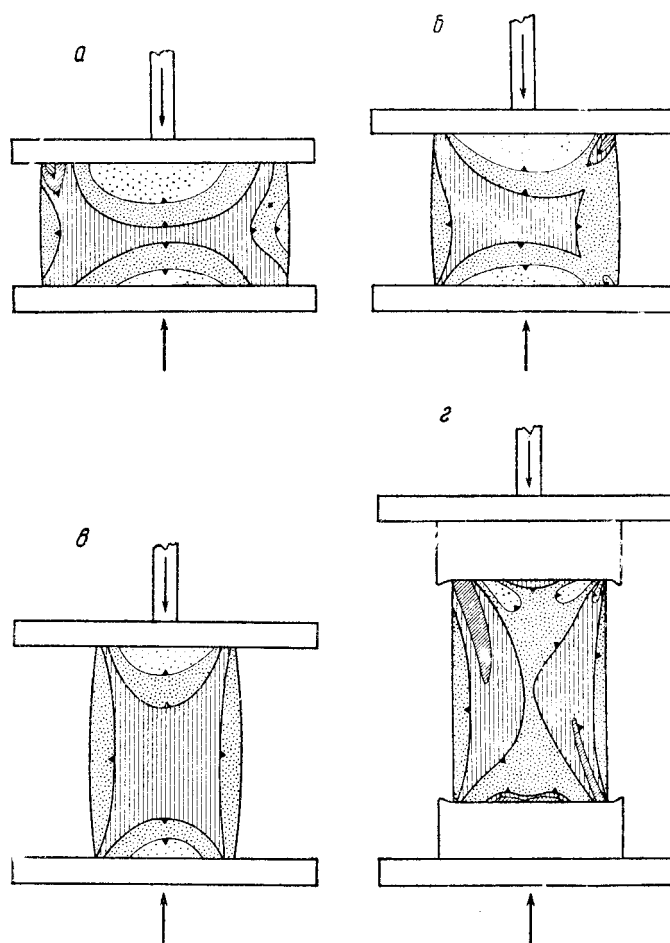
Образцы из желатина имели форму не кубиков, а пластинок, так как крупные кубики не удавалось просвечивать. Пластинки устанавливались между двумя параллельными вертикальными стенками и затем сжимались в одном направлении. Поскольку анализировались напряжения при плоской деформации и пластинка поэтому просвечивалась лишь в направлении, перпендикулярном к ее плоскости, стекла можно было и не ставить. Опытты показали, что убирая стекла, мы не изменяли особенностей распределения напряжений в рассматриваемой плоскости. В желатиновой пластинке и в геометрически подобном сечении образца из непрозрачного материала имеет место качественное подобие распределения напряжений, т. е. области максимумов и минимумов нормальных и касательных напряжений находятся в аналогичных участках, если силы приложены к образцу и пластинке одинаковым образом и если сопоставляются лишь начальные моменты процесса.

Пластинки исследовались в параллельном пучке плоско-поляризованного света между двумя скрещенными николями. При отсутствии нагрузки на пластинки последние были оптически изотропными и на экране изображались темными пятнами. Вертикальное сжатие пластинок на прессе создавало напряжения, величина которых определяла интерференционную окраску изображения пластинки на экране. Зная характеристики оптических свойств желатина, можно было по интерференционным цветам точно определить величину максимальных касательных напряжений, действующих в каждой точке пластинки. По одному пестрому неодинаково окрашенному изображению напряженных пластинок на экране легко установить, что напряжения в пластинках распределяются весьма неравномерно (фиг. 24). В итоге интерпретации цветной картины, наблюдавшейся в квадратных пластинках, были установлены следующие особенности распределения напряжений, изображенных на фиг. 24 изолиниями равных максимальных касательных напряжений. На чертеже показана не абсолютная, а относительная величина напряжений.

Возле опорных краев квадратной пластинки, на которые давят плиты пресса, максимальные (для каждой точки) касательные напряжения имеют меньшую величину, чем на уровне центра пластинки. Кроме того, максимальные касательные напряжения уменьшаются по мере удаления от свободных краев пластинки и приближения к вертикальной ее оси. В итоге, возле каждого опорного края оказываются расположенными два полукруглых минимума касательных напряжений. Эти минимумы почти соприкасаются в центре пластинки, если она имеет квадратную форму. Выявленные минимумы совпадают с теми участками образцов, которые в наименьшей степени деформируются и рассекаются трещинами. Таким образом, данные о непрозрачных образцах сходятся с результатами исследования пластинок. После проведения этих опытов была опубликована работа (Губкин, Добровольский, Бойко, 1957), в которой аналогичное распределение напряжений констатировалось для пластичных прозрачных оптически активных образцов.

Остановимся на качественном объяснении напряженного состояния образца. Для этого обратим внимание на силы, действующие на элементарный

маленький кубик, мысленно обособленный внутри образца рядом с его вертикальной осью около верхней давящей плиты пресса (фиг. 25, а). Под действием вертикальной внешней активной силы элементарный кубик I, имевший первоначально грани длиной $b=1$, расплющивается и удлиняется в горизонтальном направлении на величину db (см. фиг. 25, б). При этой деформации верхнее правое ребро элементарного кубика должно продвинуться

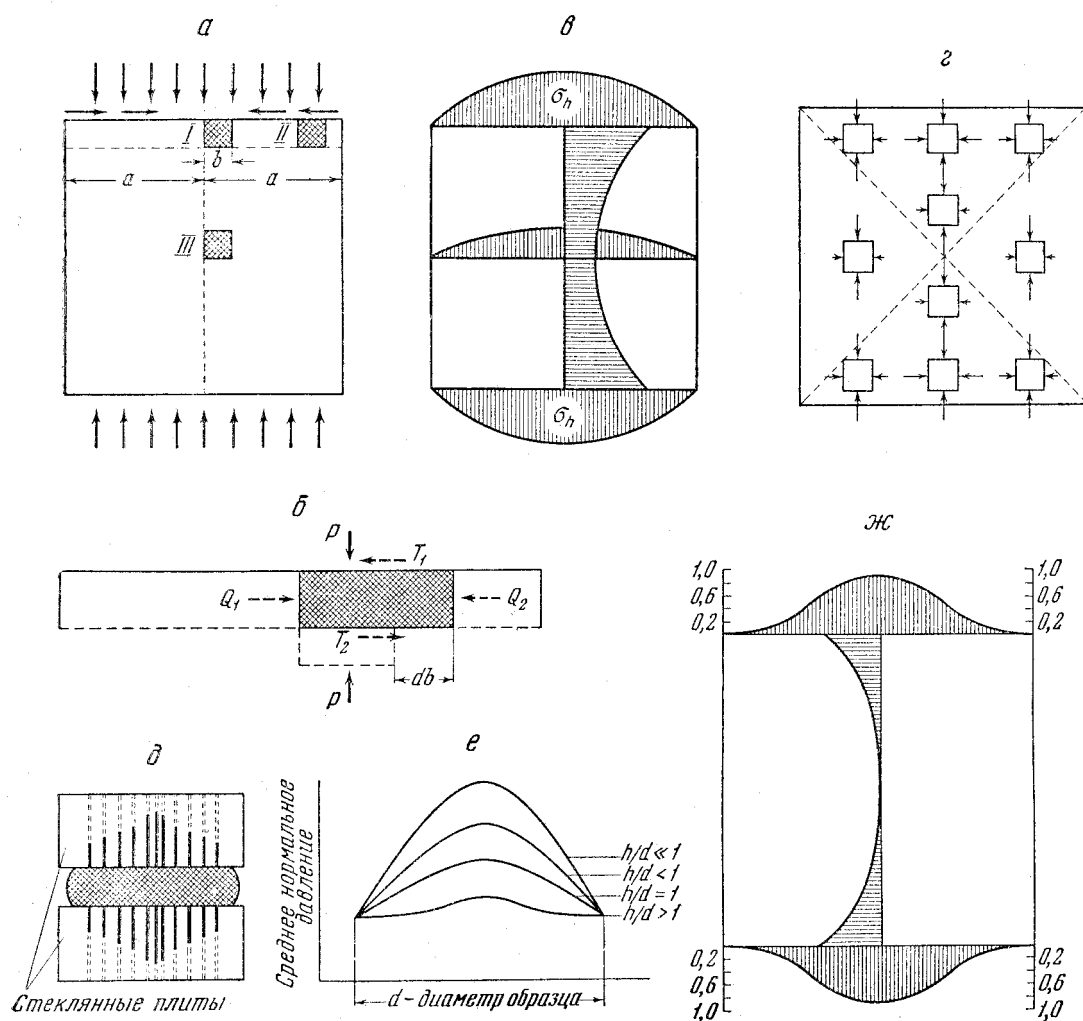


Фиг. 24. Распределение величины максимальных касательных напряжений в прямоугольных пластинках при одноосном сжатии (результаты оптического исследования прозрачных образцов)

Отношение ширины образца к высоте: a – больше 1; $б$ – равно 1; $в$ – меньше 1; $г$ – меньше 1 при легко деформируемых прокладках. Увеличение плотности штриховки отражает повышение касательных напряжений. Уголками указаны направления уменьшения напряжений

вдоль недеформирующейся плиты пресса. Этому движению препятствует сила трения между плитой и элементарным кубиком (T_1), направленная навстречу движению элементарного кубика. На нижнюю грань кубика действует другая касательная к ней сила трения между данным элементарным кубиком и нижележащим слоем материала (T_2). Как известно из опытов, величина расплющивания отдельных участков и горизонтального смещения точек большого образца увеличивается с удалением от давящей плиты пресса. Поэтому сила T_2 должна иметь направление, противоположное силе T_1

При опытах отмечалось лишь весьма небольшое изменение размеров сеток, нанесенных на торцы деформируемых образцов. Это говорит о том, что силы трения между образцом и плитами прессы столь велики, что они препятствуют деформации элементарных кубиков, непосредственно контактирующих с прессом.



Фиг. 25. Схемы неоднородного распределения деформаций и напряжений внутри одноосносжимаемого образца кубической формы. Пояснения в тексте

При почти зафиксированных размерах торцов образца средние части его выпучиваются и вызывают образование бочкообразной формы. Если мысленно разделить образец на горизонтальные слои, бочкообразность образца можно рассматривать как свидетельство неравномерности расширения различных горизонтальных слоев. Градиент расширения слоев, т. е. относительное увеличение горизонтальной протяженности каждого слоя по сравнению с соседним слоем (в течение одного и того же времени), уменьшается по мере увеличения расстояния слоя от ближайшей плиты прессы. Очевидно уменьшение градиента расширения слоев должно сопровождаться уменьшением величины горизонтально направленных сил взаимодействия между слоями, т. е. $T_2 < T_1$.

Элементарный кубик, расплющиваясь и увеличивая свои горизонтальные размеры, должен сместить в горизонтальном направлении окружающие его части данного слоя. Ясно, что смещаемая часть слоя должна оказывать реактивное сопротивление такому смещению. Сила сопротивления Q может слагаться из: 1) силы трения, приходящейся на единицу площади верхней поверхности слоя (T_1), умноженной на площадь смещаемой части этой поверхности (S_1); 2) горизонтальной силы взаимодействия между слоями, приходящейся на единицу площади на нижней поверхности слоя (T_2), умноженной на площадь смещаемой части данной поверхности (S_2); 3) инерционного сопротивления смещаемой части слоя, равного произведению его массы (m) на сообщаемое ему ускорение (a)

$$Q = T_1 S_1 + (-T_2 S_2) + ma. \quad (1)$$

Последнее произведение при малых скоростях деформирования настолько мало, что им можно пренебречь. Рассматривая тонкий слой материала, можно S_1 , приравнять S_2 и обозначить $S_1 = S_2 = S$; $T_2 < T_1$. Следовательно

$$Q = S(T_1 - T_2). \quad (2)$$

Очевидно, чем больше площадь смещаемой части слоя (S), тем большее сопротивление смещению она оказывает. В рассматриваемом случае (см. фиг. 25, а) легче сместить вправо правую часть слоя длиной ($a-b$), чем сместить влево левую часть слоя длиной ($a+b$).

При рассмотрении элементарного кубика II смещение вправо правой части слоя потребовало бы намного меньшей силы, чем смещение влево левой части слоя. Поэтому всегда смещается та часть слоя, которая ближе к свободному краю образца, т. е. $Q_2 < Q_1$.

Горизонтальная сила Q создает нормальные напряжения на вертикальных площадках. Напомним, что в целях упрощения рассуждений мы пока рассматриваем плоскую деформацию. Каждый элементарный кубик с ребром в направлении, перпендикулярном чертежу, равным единице, смещает к ближайшему свободному краю образца такую часть поверхности горизонтального слоя материала, площадь которой S равна произведению единицы на расстояние от кубика до свободного края образца (l). Следовательно, $S = l$. Подставив в уравнение (2) получаем

$$Q_2 = l(T_1 - T_2). \quad (3)$$

Эта формула показывает закономерность уменьшения горизонтальной силы, а значит и нормальных напряжений на вертикальных площадках по мере приближения к свободному краю образца. На краю, где $l = 0$, также $Q_2 = 0$.

Одинаковое расплющивание элементарных кубиков, находящихся внутри образца и около его краев, требует различного вертикального нормального напряжения. Чем ближе к краю, тем меньшее напряжение требуется. Поэтому силы T_1 и T_2 , зависящие от механических свойств материала и нормального напряжения на горизонтальных площадках, не постоянны по своей величине даже в пределах одного горизонтального сечения образца. Следовательно, сила Q_2 в направлении к свободным краям образца будет уменьшаться не линейно, как мы сперва установили, а следуя более сложной закономерности. Таким же образом должны уменьшаться и нормальные напряжения на вертикальных площадках.

При рассмотрении элементарного кубика III (см. фиг. 25, а), удаленного от давящей плиты пресса, также можно выделить горизонтальный слой, в котором находится этот кубик, и затем произвести аналогичное рассмотрение взаимодействия кубика III и окружающих его слоев. Учитывая, что силы взаимодействия между горизонтальными слоями уменьшаются по мере удаления от плит пресса, следует силу Q_2 считать также уменьшающейся к среднему из горизонтальных слоев. Иными словами, в каждом вертикальном

ряду элементарных кубиков, чем дальше находится кубик от плиты пресса, тем меньшие горизонтальные нормальные напряжения действуют на его вертикальные грани.

Схема предполагаемых эпюр горизонтального нормального напряжения на вертикальных площадках, расположенных вдоль вертикальной оси образца σ_h , горизонтальной оси и граней, испытывающих давление пресса, показана на фиг. 25, в.

В связи с тем, что активная внешняя сила, сжимающая образец, действует в вертикальном направлении, в любой точке образца в начале деформирования, когда искажение формы еще невелико, ось главного нормального напряжения наибольшего сжатия (σ_3) должна быть вертикальной или весьма близкой к этому направлению. Отклонения от вертикали будут лишь у контакта с прессом, где имеются значительные горизонтальные касательные напряжения. Правильность данного утверждения подтверждается оптическим методом. Две другие оси напряжений должны располагаться в плоскости, перпендикулярной первой оси, т. е. в горизонтальной плоскости.

Следовательно, в рассматриваемом случае плоской деформации направление оси главного нормального напряжения наименьшего сжатия (σ_1) должно совпадать или почти совпадать с направлением горизонтальной силы Q_2 . Значит, нормальные напряжения на вертикальных площадках являются одними из главных напряжений или близкими к ним. Обозначим наименьшие из сжимающих главных нормальных напряжений (горизонтальные) $\sigma_1 = \sigma_h$, а наибольшие (вертикальные) – σ_3 .

Если рассматриваемое вертикальное сечение образца разделить двумя диагоналями на четыре треугольника, то окажется, что в двух боковых треугольниках горизонтальное главное нормальное напряжение σ_1 намного меньше, чем в верхнем и нижнем треугольниках, а также, что оно уменьшается с приближением к центрам свободных боковых граней образца (см. фиг. 25, а). Эти различия в величине главных нормальных напряжений оказывают существенное влияние на величину максимальных касательных напряжений и на величину среднего нормального напряжения в разных точках образца. Максимальные касательные напряжения при плоской деформации и трехосном напряженном состоянии тем меньше, чем больше σ_1 , так как величина максимальных касательных напряжений равна

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2}. \quad (5)$$

Нормальные сжимающие напряжения σ_α на площадках, расположенных под углом α к вертикальному направлению, в этом случае тем больше, чем больше σ_1 , так как на любой площадке σ_α равно

$$\sigma_\alpha = \frac{\sigma_3 + \sigma_1}{2} - \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2} \cos 2\alpha. \quad (6)$$

Первый член этой разности растет, а второй уменьшается с увеличением σ_1 , следовательно, σ_α увеличивается. Наконец, среднее нормальное напряжение σ_m также тем больше, чем больше σ_1 , поскольку:

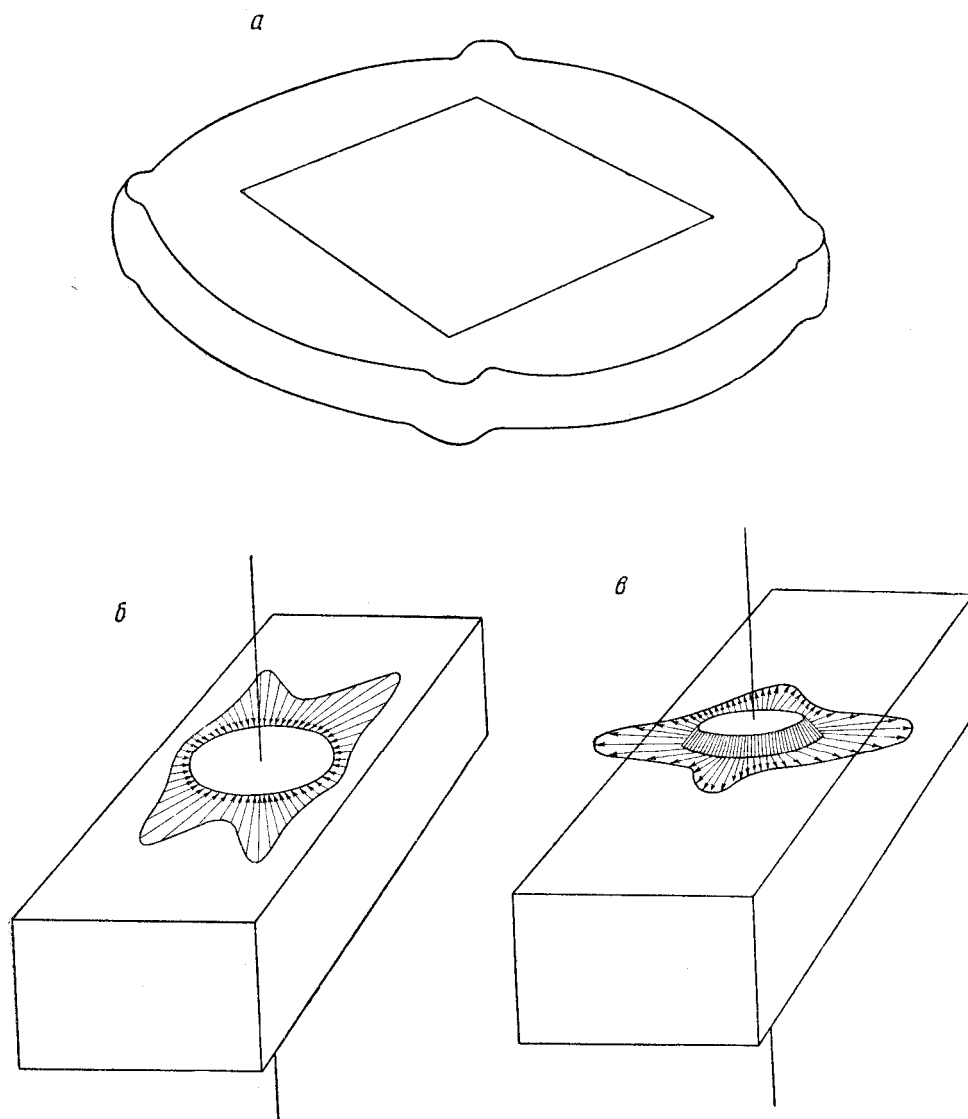
$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}. \quad (7)$$

Таким образом, в каждом горизонтальном слое уменьшение σ_1 по направлению к свободному краю образца должно сопровождаться увеличением максимальных касательных напряжений (τ_{\max}) и уменьшением всестороннего сжатия материала (σ_m). Вдоль каждой вертикальной линии предполагается уменьшение σ_1 по мере удаления от плит пресса; это должно вызывать увеличение максимальных касательных напряжений и уменьшение всестороннего сжатия по направлению к средней горизонтальной линии в образце.

Совместное проявление изменений напряжений в горизонтальном и вертикальном направлениях приведет к выделению двух минимумов кас-

тельных напряжений и вместе с тем максимумов всестороннего сжатия возле центральных частей опорных граней образца.

Результаты экспериментов подтверждают эти выводы. Как уже отмечалось, в образцах из весьма разнообразных веществ возле центральных



Фиг. 26. Схемы неоднородности деформации (а) и распределения горизонтальных нормальных (б) и максимальных (в) касательных напряжений в прямоугольном поперечном сечении одноосно сжимаемого образца

частей опорных граней материал деформируется слабее, чем в других частях образцов. Это говорит о существовании здесь минимума касательных напряжений. В прозрачных образцах оптическим методом этот минимум устанавливается вполне определенно (см. фиг. 24).

Увеличение среднего нормального давления на торцевой поверхности образца по мере приближения к его вертикальной оси С. И. Губкин (1947) доказал, сжимая пластическую массу (смесь воска, мела и вазелина) между стеклянными плитами. Внутри плит были сделаны вертикальные круглые отверстия, в которые сжатая пластическая масса могла вдавливаясь, подни-

маясь на различную высоту, в зависимости от среднего нормального давления в образце. Опыты С. И. Губкина показали, что среднее нормальное давление увеличивается от краев образца к его вертикальной оси (см. фиг. 25, *д*). Наиболее резко этот эффект проявляется при сжатии низких образцов с отношением высоты образца (h) к его диаметру (d) много меньше 1, когда два максимума всестороннего сжатия накладываются друг на друга (см. фиг. 25, *е*).

Опираясь на изложенное выше представление о зависимости горизонтального нормального напряжения от расстояния до свободного края образца, можно понять, почему сильно раздавленный кубик приобретает форму круглой лепешки (фиг. 26, *а*), а при сжатии образца с прямоугольным, но не квадратным поперечным сечением, последнее в результате деформации приобретает эллиптическую форму (Губкин, 1947; Белоусов, 1952).

Рассмотрим элементарные кубики, находящиеся на одинаковом расстоянии от центра образца, но расположенные на различных линиях, соединяющих центр образца с его свободными боковыми гранями. В зависимости от расстояния до свободного края образца, кубики при расплющивании будут испытывать различное сопротивление увеличению своих горизонтальных размеров. Наименьшее сопротивление встретят кубики, ближе всего расположенные к свободной поверхности. Поэтому именно эти кубики сильнее всего расплющатся и вытолкнут наружу расположенные рядом с ними внешние части образца, вызывая таким образом наибольшее выпучивание в центрах боковых граней кубических образцов.

В образцах с прямоугольным (не квадратным) сечением по этой же причине сильнее выпучиваются средние части наиболее близких к оси длинных боковых граней. В направлениях диагоналей расстояние до свободного края образца максимальное и из-за этого деформации элементарных кубиков в данных направлениях минимальны. Очевидно внутри образца на поверхности кругового цилиндра, мысленно выделяемого вокруг вертикальной оси, нормальные напряжения пропорциональны расстояниям от поверхности этого цилиндра до поверхности образца (см. фиг. 26, *б*).

Неоднородность напряженного состояния образца заключается не только в различной величине нормальных и касательных напряжений, действующих в разных его точках, но и в разной ориентировке осей напряжений. Очевидно, что при небольшой деформации оси наибольших сжимающих главных напряжений имеют вертикальное, или почти вертикальное положение во всем образце. При имеющемся в образцах расположении областей минимумов касательных и максимумов нормальных напряжений общая деформация каждого образца осуществляется в основном за счет раздавливания элементарных кубиков, находящихся между этими областями. В наибольшей степени должны раздавливаться те элементарные кубики, которые расположены в местах максимального сближения слабо деформируемых областей, так как общее уменьшение высоты образца по всем вертикальным линиям одинаковое.

Таким образом, в каждом горизонтальном слое элементарные кубики, приближенные к боковой поверхности образца, уменьшают свою высоту, а следовательно, и раздаются в стороны меньше, чем элементарные кубики, находящиеся глубоко внутри образца. Совокупности элементарных кубиков, расположенные на определенных расстояниях от свободной поверхности образца, составляют систему концентрических «колец», каждое из которых испытывает одинаковое раздавливание. Наиболее внутренние кольца, находящиеся в слабо деформируемых областях минимумов касательных напряжений, раздавливаются слабее всех. Следующие кольца, находящиеся за пределами слабо деформируемых областей, раздавливаются сильнее всех, наконец, наиболее внешние кольца раздавливаются снова слабее.

В каждом кольце, лежащем глубоко внутри образца, составляющие его элементарные кубики, расплющиваясь, вызывают концентрично направ-

ленные силы сжатия, мешающие увеличению концентрично ориентированных размеров каждого элементарного кубика. Поэтому кубики имеют возможность удлиняться главным образом по направлению к свободной поверхности образца. В результате, вероятно, оси наименьших сжимающих напряжений (σ_1) направлены здесь по нормальям к свободным поверхностям образцов.

Внешние кольца не только испытывают такую же собственную деформацию, но, кроме того, распираются изнутри сильнее раздавливаемыми внутренними кольцами. Поэтому на выпучивающейся поверхности сильно деформируемого образца отчетливо проявляется растяжение в горизонтальном направлении, возникают зияющие трещины, наружу выдвигаются отдельные клинья. При небольшой деформации следы распирания кольца изнутри заметить трудно.

В условиях такого распирания изнутри во внешних кольцах оси наименьших из сжимающих или даже растягивающих главных нормальных напряжений (σ_1) располагаются горизонтально и параллельно свободным боковым поверхностям образца. Оси средних главных нормальных напряжений (σ_2) во внутренних и внешних кольцах горизонтальны и перпендикулярны σ_1 .

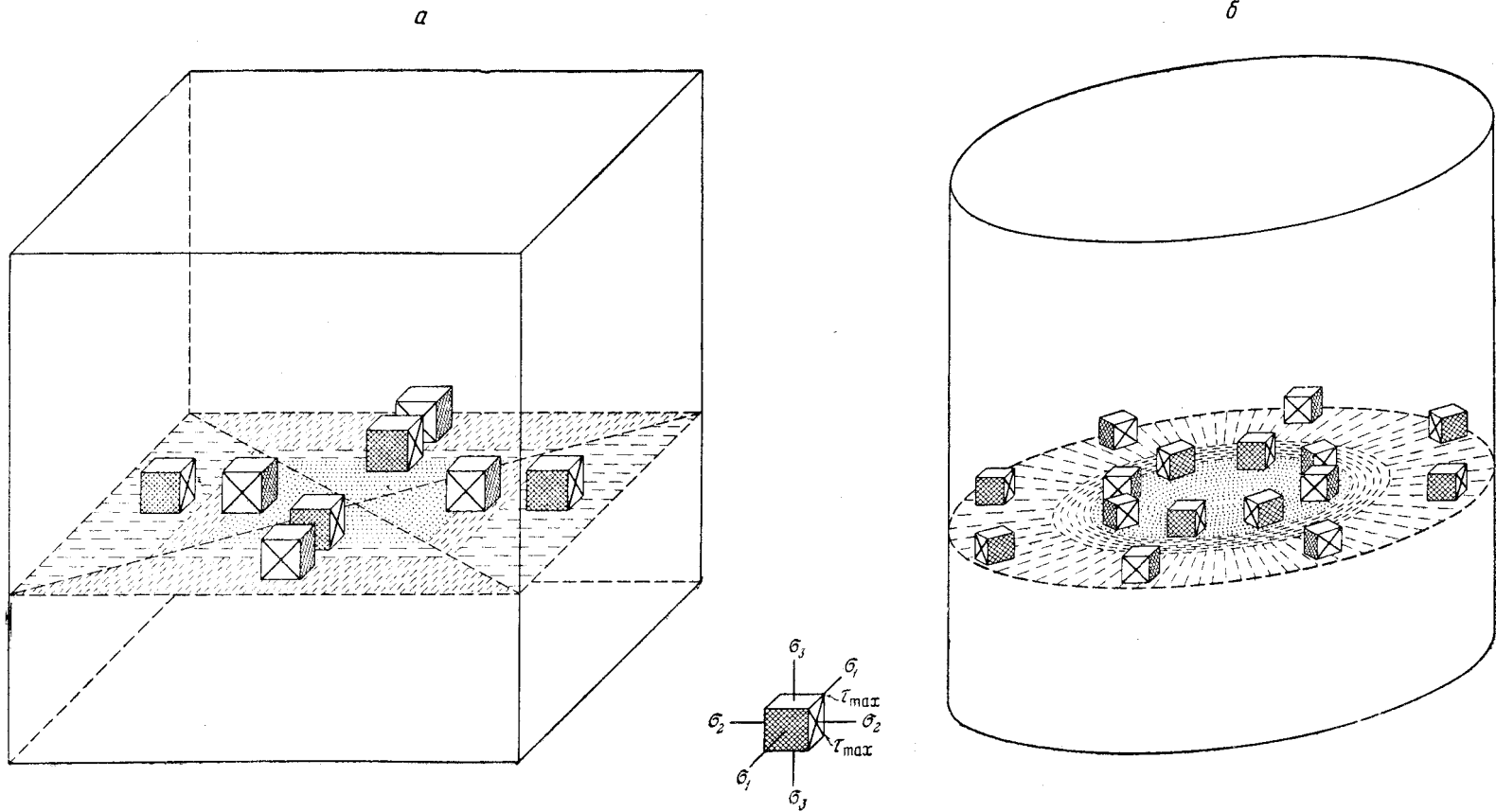
Таким образом, во внешних и внутренних частях образца оси главных нормальных напряжений располагаются различно (фиг. 27). Во внешней части образца площадки максимальных касательных напряжений должны иметь простираие, перпендикулярное ближайшей свободной боковой поверхности, и быть наклоненными под 45° к горизонту. Во внутренней части образца площадки тех же напряжений должны ориентироваться иначе – также быть наклоненными под углом 45° к горизонту, но иметь простираие, параллельное ближайшей свободной поверхности образца.

Следовательно, внутри кубического образца (см. фиг. 27, а) поверхности максимальных касательных напряжений должны быть плоскими и следовать граням пирамид, основаниями которых служат опорные грани кубиков. Во внешней части кубического образца площадки действия максимальных касательных напряжений, по-видимому, объединяются в плоскости, перпендикулярные той свободной боковой грани, возле которой они находятся. Все площадки наклонены под углом 45° к торцовым граням.

Во внешних частях цилиндрических образцов (см. фиг. 27, б) площадки максимальных касательных напряжений должны быть перпендикулярны поверхности цилиндра и наклонены под 45° к горизонту и поэтому они объединяются в винтовые кривые поверхности. Внутри цилиндров максимальные касательные напряжения действуют вдоль кривых поверхностей в форме конусов, общей осью которых является вертикальная ось цилиндра. Повсюду наклон конических поверхностей к горизонту равен 45° . Следует напомнить, что в горизонтальных срезах образца с удалением от торцов площадь минимума касательных напряжений уменьшается и соответственно сдвигаются границы участков с различной ориентировкой осей напряжений.

Напряженное состояние образца может быть существенно изменено, если на его торцах создать иное направление сил трения. Именно этим объясняется влияние пластических прокладок между образцом и плитами прессы. Материал прокладок, выдавливаясь из под торцов образца, создает на их поверхности касательные напряжения, направленные в стороны от оси образца. Касательное напряжение тем больше, чем больше вязкость и скорость выдавливания материала мягкой прокладки. Величина горизонтальных растягивающих сил, действующих на каждый элементарный кубик, увеличивается от внешних элементарных кубиков к кубикам, расположенным у оси образца.

Радиальные растягивающие горизонтальные касательные силы, направленные от оси образца (как и в случае их действия в сторону к оси образца), ослабевают с удалением от торцов образца в вертикальном направлении.



Фиг. 27. Схемы ориентировки осей напряжений в элементарных кубиках, находящихся в различных частях кубического (а) и цилиндрического (б) образцов, начинающих испытывать одноосное вертикальное сжатие.

Точечным крапом отмечены области минимумов, штриховкой – области максимумов касательных напряжений; направление штриховок параллельно ориентировке оси σ_2 и простираию площадок действия τ_{max}

Максимальные касательные напряжения возрастают с увеличением этих растягивающих сил и соответствующих им напряжений:

$$\tau_{\max} = \frac{-\sigma_3 - (+\sigma_1)}{2} = -\frac{\sigma_3 + \sigma_1}{2}. \quad (8)$$

Средние нормальные напряжения (всестороннее сжатие σ_m) ослабляются вследствие их действия, так как

$$\sigma_m = \frac{-\sigma_3 + \sigma_2 + \sigma_1}{3}. \quad (9)$$

Поэтому в местах максимумов величины горизонтальных растягивающих напряжений, которые должны находиться возле центральных частей опорных граней, следует ожидать появления максимумов касательных напряжений и минимумов всестороннего сжатия. Такие максимумы касательных напряжений регистрируются оптическим методом в желатиновых образцах, сжатых через более мягкие желатиновые прокладки (см. фиг. 24, а).

Неоднородность напряженного состояния образцов обусловлена трением на торцах и в наибольшей степени она проявляется возле торцов, в связи с чем увеличение высоты образцов по отношению к их поперечным размерам способствует установлению большей однородности напряженного состояния в средней части образца. Поэтому, чем выше образец, тем он лучше с точки зрения однородности напряжений (см. фиг. 24, в).

Увеличению однородности напряжений может способствовать также форма поперечного сечения. Наиболее выгодны в этом отношении цилиндрические образцы и образцы в форме пластинок. Отрицательным фактором при сжатии высоких образцов и пластинок является потеря устойчивости формы вследствие продольного изгиба. Исходя из этого образцы следует делать с отношением поперечных размеров к высоте от 1:2 до 1:4. Однородность напряженного состояния образца может повышаться путем применения смазок, соответствующих каждому материалу и обладающих столь малой вязкостью, что исключается возникновение на торцах существенных для данного материала растягивающих напряжений.

Хотя для анализа напряженного состояния образцов применялись более совершенные и сложные теоретические представления, качественные выводы были те же (Филоненко-Бородич, 1951, и др.).

Наиболее полно вопрос о распределении напряжений в плоских образцах, сжимаемых на прессе и испытывающих только небольшие упругие деформации, рассматривался в книге Э. Кокера и Л. Файлона (1936). В ней приведены результаты исследования плоских образцов оптическим методом и отмечены общие закономерности изменений величины максимальных касательных, а также вертикальных (продольных) и горизонтальных (поперечных) нормальных напряжений, совпадающие со сделанными нами выводами. Л. Файлон, проведя теоретическое исследование и соответствующие вычисления, отметил, что точное сравнение результатов экспериментов с теорией пока еще невозможно; он констатировал лишь общее качественное соответствие между ними. Его вычисления показали, что при отсутствии скольжения торцовых поверхностей цилиндрического образца вдоль плит пресса, при высоте образца примерно равной его диаметру, поперечные (горизонтальные) сжимающие напряжения в месте наибольшего их развития могут приближаться по величине к продольным (вертикальным).

Расчеты велись для материала с коэффициентом Пуассона, равным $\frac{1}{4}$, поэтому отношения наибольших радиальных и концентричных нормальных напряжений к продольным оказались равными 0,897. По мере удаления от торцовых граней к центру образца отношение поперечных напряжений к продольным уменьшается от 0,897 до 0,003, а с приближением к свободной боковой поверхности цилиндра это отношение уменьшается до нуля (см. фиг. 25, ж). Данные Л. Файлона подтверждают представление, что вблизи

оси цилиндра алгебраически максимальными нормальными напряжениями являются радиальные, а возле его поверхности – концентричные.

Известен метод повышения однородности напряженного состояния сжимаемого образца, предложенный Зибелем. Он заключается в том, что давление на цилиндрический образец производится не плоскими плитами, а конусами, углы которых подбираются в соответствии с коэффициентом трения между материалом образца и материалом конуса (В. Д. Кузнецов, 1941).

В условиях растяжения возможность изгиба образцов исключена и поэтому можно делать их длинными. Часто длина образцов из металлов в 10 раз превышает их диаметр. Неоднородности напряженного состояния всегда проявляются при этом возле мест закрепления концов. Однако на расстоянии от мест закрепления, равном одному-двум диаметрам образца, неоднородности исчезают. Важно заметить, что в одноосно растягиваемом образце цилиндрической формы по направлениям всех радиусов его поперечного сечения действуют также растягивающие поперечные напряжения. Их величина постепенно уменьшается с удалением от закрепленных концов образца и с переходом от его оси к боковым поверхностям (Кузнецов, 1941; Фридман, 1952). В образцах с прямоугольным поперечным сечением наибольшие поперечные растягивающие напряжения параллельны длинной стороне сечения. Вследствие действия поперечных нормальных напряжений в одноосно растягиваемых образцах прямоугольное сечение приобретает X-образную форму. В образцах, сечение которых близко к изометричной форме, направления осей напряжений в разных частях сечения разные.

В начале процесса деформирования образцов все неоднородности напряженного состояния связаны только с особенностями закрепления концов образцов и их взаимодействием с деформирующим приспособлением. Однако в процессе деформирования распределение напряжений может существенно изменяться из-за значительного искажения первоначальной формы образца и появления в нем разрывов.

Иллюстрацией этого положения могут служить явления растяжения во внешних частях сжимаемых образцов в местах максимальных расширений их поперечных сечений (см. фиг. 20, *и*). Растяжение в горизонтальном направлении вызывается уже упоминавшимся расширением внешних слабее деформируемых «колец» внутренними, наиболее сильно деформируемыми «кольцами». Это распирает, создающее бочкообразную форму, сопровождается растяжением внешних частей образцов как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Первое растяжение проявляется сильнее и поэтому легко обнаруживается по появлению вертикальных трещин отрыва. Второе обычно менее заметно, но оно весьма существенно потому, что сперва во внешней части вертикально сжимаемого образца оно ослабляет напряжение вертикального сжатия. Это вызывает появление минимумов касательных напряжений возле свободных боковых поверхностей образца. Данные минимумы отличаются от находящихся возле торцов образца тем, что в них всестороннее сжатие не повышено, а ослаблено. Такие минимумы наблюдались нами с помощью оптического метода. В сильно деформированных образцах вертикальное растяжение может становиться больше общего вертикального сжатия, с которым оно суммируется, и тогда появляются вертикальные растягивающие напряжения во внешней выпученной части образца, сжимаемого прессом в том же вертикальном направлении. В первую очередь на выпученных поверхностях всегда образуются вертикальные трещины отрыва. Следовательно, до появления трещин наибольшие растягивающие напряжения (σ_1) здесь горизонтальны, а вертикальные являются средними главными напряжениями (σ_2). После образования вертикальных трещин отрыва во внешней части образца растягивающие горизонтальные напряжения уже невозможны или же весьма невелики, и тогда в этих местах вертикальные растягивающие напряжения оказываются максимальными (σ_1).

Таким образом, при постоянном направлении одних и тех же по величине внешних активных сил, действующих на образец в целом со стороны пресса, во внешней его части сперва алгебраически наибольшее главное нормальное напряжение σ_1 является сжимающим и направлено горизонтально, параллельно свободной поверхности. Затем, сохраняя ту же ориентировку, оно меняет знак и становится растягивающим, причем одновременно среднее главное напряжение (бывшее до этого горизонтальным) становится теперь вертикальным. К концу опыта σ_1 может изменить свое направление и стать вертикальным, сохранив прежний знак и параллельность свободной поверхности образца.

Вопрос о распределении напряжений в образцах очень важен. Геологи, исследуя особенности распределения трещин в земной коре, часто пользуются неправильными и чрезмерно упрощенными представлениями о будто бы однородном распределении напряжений в кубиках. Наблюдая разрушение кубиков на прессе, исследователи нередко считают напряженное состояние кубиков однородным и поэтому думают, что картина разрушения кубика на прессе совпадает с закономерностью разрушения горной породы в условиях однородного напряженного состояния. В течение последних лет такое ошибочное представление было опубликовано в ряде методических руководств по тектонике. Большое значение имеют указанные примеры того, как в простейших условиях деформации, при постоянном характере внешних сил, приложенных к образцу, внутри него происходит сложное неравномерное распределение напряжений, которое в процессе деформации испытывает коренные качественные изменения. Знакомство с такого рода примерами может предостеречь геологов от ряда преждевременных и недостаточно обоснованных заключений об изменении характера сил, деформирующих земную кору в целом. Наконец, лица, занимающиеся тектонофизическими вопросами, при проведении испытаний механических свойств различных материалов, должны иметь представление о распределении напряжений в деформируемых ими образцах.

ФИЗИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗРЫВОВ

Объяснение непосредственных физических причин возникновения элементарных поверхностей механического разрушения в горных породах и других веществах составляет содержание гипотез прочности. При хорошем совпадении основных положений гипотез с фактическими данными для определенного диапазона физической обстановки разрушения эти гипотезы принимают характер теорий. Основные теории (гипотезы) прочности изложены в руководствах по сопротивлению материалов, металловедению и физике твердого тела. Рассмотрим представления о прочности горных пород, связанные со спецификой тектонофизических исследований.

Во многих геологических работах для объяснения условий разрывов и закономерностей их расположения в пространстве применялась известная гипотеза Г. Беккера, связывающая трещины с элементами эллипсоида деформации. Эта теория использовалась в ряде последних сводок по структуре иностранных рудных месторождений. В последнее время критика данной гипотезы, имевшая место еще в двадцатых и тридцатых годах, и связанная с нею дискуссия заметно усилилась (Белоусов, 1952; Вольфсон, 1955; Гзовский, 1954а; 1956б; Гуревич, 1954; Данилович, 1955; Елисеев, 1956; Косыгин, Лучицкий, Розанов, 1949; Крейтер, 1956а; Пэк, 1955; Griggs, 1930; Ли, 1948; Link, 1929).

Однако наряду со справедливыми замечаниями в адрес гипотезы Г. Беккера нередко высказывалось сомнение в правильности и теоретической обоснованности представления об эллипсоиде деформации. Это совершенно ошибочно. Представление об эллипсоиде деформации вполне строго теоретиче-

ски обосновывается при геометрическом рассмотрении любой однородной деформации. Эллипсоид в качестве геометрической характеристики может быть использован при описании как полной однородной деформации, так и ее пластической и упругой частей. Он применим как для малых, так и для значительных по величине (конечных) однородных деформаций.

Используя эллипсоид для геометрической характеристики однородной упругой деформации, следует считаться со следующими физическими особенностями ее проявления в горных породах:

а) упругая деформация, при условии действия напряжений, всегда существует наряду с пластической. Если напряжения во времени не изменяются, то и упругая деформация остается постоянной. В этом случае изменения ее отмечаются только в течение коротких промежутков времени, непосредственно следующих за моментами начала и прекращения действия напряжений;

б) вследствие того, что условно-мгновенные прочностные модули горных пород на отрыв порядка 0,001 модуля упругости, а условно-мгновенные прочностные модули на скальвание порядка 0,01 модуля сдвига горных пород, упругие удлинения в горных породах всегда меньше 1 %, а упругие сдвиги меньше 1°;

в) в квазиизотропных горных породах оси упругих деформаций совпадают по направлению с осями напряжений, но могут не совпадать с осями конечных пластических деформаций.

Поскольку по тектоническим разрывам может быть установлено направление осей напряжений, по ним можно выяснить и направление осей эллипсоида упругой части общей деформации. Этот эллипсоид всегда обладает небольшой вытянутостью (небольшой разностью длин своих большой и малой полуосей). Направление поверхностей действия максимальных касательных напряжений с точностью до 1° совпадает с направлением круговых сечений эллипсоида упругой части деформации.

При использовании эллипсоида для геометрической характеристики однородной пластической деформации следует учитывать следующие физические особенности ее развития:

а) на протяжении всего времени действия напряжений пластическая деформация непрерывно нарастает;

б) в течение всего указанного времени одновременно с пластической деформацией имеет место и упругая часть общей деформации;

в) пластическая деформация может достигать в горных породах значительной величины;

г) направления осей пластической деформации могут не совпадать с направлениями осей упругой деформации.

Эллипсоид часто регистрируемой в породах пластической деформации может обладать значительной вытянутостью, при этом направление его осей может совпадать или не совпадать с направлениями осей напряжений. Круговые сечения эллипсоида пластической деформации не совпадают с направлениями площадок действия максимальных касательных напряжений.

Гипотеза Г. Беккера, предполагающая совпадение трещин скальвания с круговыми сечениями эллипсоида деформации, не учитывает различий в характере эллипсоидов упругой и пластической деформации, содержит ряд других теоретических недостатков и, главное, не подтверждается на практике при экспериментах и геологических наблюдениях. Поверхности скальвания и отрыва часто ориентируются не так, как этого требует гипотеза Г. Беккера.

Расположение трещин скальвания и отрыва должно рассматриваться по отношению к осям напряжений или осям эллипсоида упругой деформации. Соотношения между направлениями трещин скальвания и эллипсоида пластической деформации (его осями и круговыми сечениями) неоднородны. Поэтому в одних случаях может создаваться впечатление, что гипотеза Г. Беккера подтверждается, тогда как другие примеры явно опровергают ее.

При изучении трещин и крупных тектонических разрывов рекомендуется использовать не гипотезу Г. Беккера, а комплекс представлений, отражающий современное состояние учения о прочности материалов. Таким образом, мы отказались не от правильного представления об эллипсоиде деформации, а от способа сопоставления трещин с эллипсоидом деформации, предложенного Г. Беккером.

Опираясь на развитый советскими исследователями принцип синтеза различных гипотез прочности, М.В. Гзовский (1954а, б, в; 1956б, 1960а, б, в) уже предлагал при изучении тектонических разрывов использовать комплексное представление о физических условиях возникновения разрывов, объединяющее ряд гипотез и выводов из известных экспериментов. Материал в рассматриваемом объеме считается однородным и изотропным. Соотношения между напряжениями, деформациями и разрывами принимаются в соответствии с данными о разрушении не образцов в целом, а отдельных их участков, напряженное состояние которых известно и может считаться однородным. В настоящее время этот комплекс представлений формулируется в виде шести основных положений.

Первое положение. Прежде всего принимается сформулированное Я. Б. Фридманом (1943, 1952), развивавшееся Г. В. Ужиком (1956) и другими и укоренившееся в геологии представление о возможности проявления в каждом материале двух типов разрушения – отрыва и скалывания и соответствующих им двух прочностей: P_σ и P_τ . Сколы возникают тогда, когда на каких-либо площадках, наклоненных под углом α к оси σ_3^* , касательные напряжения τ_α оказываются равными P_τ . Отрывы появляются, когда наибольшее растягивающее напряжение $+\sigma_1 = P_\sigma$. Следовательно, основное физическое условие возникновения разрывов

$$\tau_\alpha = P_\tau; +\sigma_1 = P_\sigma. \quad (10)$$

Тип разрушения в каждом конкретном случае определяется соотношением между прочностью материала на отрыв и на скалывание и характером напряженного состояния, порождающего разрыв. Трещины отрыва следует связывать только с максимальными растягивающими нормальными напряжениями, а трещины скалывания – с касательными напряжениями. Известно, что у горных пород прочности на отрыв обычно в 5–8 раз меньше прочностей на скалывание.

Таким образом, прочность рассматривается как дифференциальная физическая характеристика материала, а не образца, так как она указывает тип и величину напряжений на поверхности разрушения. Такая характеристика может при известных переходных коэффициентах использоваться при оценке прочности различных по форме и разнообразно нагруженных тел.

Прочность чаще понимают как интегральную технологическую характеристику не материала как такового, а образца с определенными размерами и формой, изготовленного из данного материала и нагруженного определенной системой сил. Таковы, например, прочности на сжатие и на изгиб. Если от этих технологических характеристик не перейти к физическим, то полученные данные будет невозможно использовать для оценки прочности тел, имеющих не такие же форму и размеры и нагруженных не той же системой сил, как это имело место при лабораторном испытании.

Следовательно, независимо от метода лабораторных испытаний горных пород, их результаты необходимо выражать в виде дифференциальных физических характеристик прочности.

Второе положение. Величины нормальных растягивающих и касательных напряжений, приводящих к разрушению, т. е. прочности P_σ и P_τ , не являются постоянными – они зависят от температурной, силовой и химической обстановки разрушения тела и даже от его величины. Прочности увеличиваются с сокращением длительности действия δ разрушающих нап-

* σ_3 обозначает алгебраически минимальные главные нормальные напряжения, т. е. наименьшие из растягивающих (если нет сжимающих) или же наибольшие из сжимающих.

ряжений, с ростом всестороннего сжатия σ_m и с понижением температуры T . Это показывают эксперименты и теория С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева (1953), Г. М. Бартенева (1955); гипотеза О. Мора (1882); опыты Д. Григгса (1936, 1940, 1949), Д. Филлипса (1948), Г. В. Ужика (1956), Г. Н. Кузнецова (1947), Робертсона (1955). Кроме того, на прочность оказывают влияние состав и концентрация растворов, циркулирующих в земной коре (теория Ребиндера, 1932, 1944; опыты Григгса, 1940).

Рассмотрим влияние перечисленных факторов.

1. Непосредственной физической причиной сколов (или отрывов) являются касательные (или растягивающие нормальные) напряжения определенной величины, равной P_r и P_σ лишь в том случае, если они действуют в течение вполне определенного времени (опыты Григгса, 1936, 1940; Филлипса, 1948). Если больше напряжение, то меньше необходимая для разрушения горных пород длительность его действия (фиг. 28, а).

Основные закономерности зависимости разрушения путем отрыва от длительности действия напряжений установлены для поликристаллов (металлов), аморфных силикатных стекол и полимерных аморфных материалов вполне достоверно (Журков, Нарзуллаев, 1953). По-видимому, те же закономерности распространяются и на разрушение путем скалывания (см. фиг. 28, б, в, д, е). Возможно, что такие закономерности справедливы и для горных пород. Очевидно логарифм длительности действия разрушающих напряжений $\ln \delta$ и величина этих напряжений (длительная прочность) P_0 связаны линейной зависимостью, которая на графике отражается прямой линией (см. фиг. 28, а). Теоретический анализ прочности (Бартенев, 1955) заставляет считать эту прямую, ограниченной двумя крайними точками, соответствующими максимальной (мгновенной) $P_{\text{мгн}}$ и минимальной P_0 прочностям. Знание величин этих двух прочностей и соответствующих им длительностей действия напряжений $\delta_{\text{мгн}}$ и δ_0 однозначно определяет весь график, т. е. дает полную характеристику зависимости длительной прочности P_0 от времени.

Мгновенную прочность $P_{\text{мгн}}$, соответствующую чрезвычайно короткому времени действия напряжений порядка 0,0001 сек и менее, весьма трудно измерить и нельзя использовать на практике. Поэтому целесообразнее вместо $P_{\text{мгн}}$ и $\ln \delta_{\text{мгн}}$ выбрать какую-либо другую точку на графике. Удобной является точка с временем δ_1 , равным 1 сек, логарифм которого равен нулю (в системе единиц CGS). Прочность, соответствующую этому времени, можно обозначать P_1 и называть «условно-мгновенной». Минимальная прочность P_0 и соответствующее ей время δ_0 также практически неудобны для использования, так как непосредственно их измерить невозможно (δ_0 может достигать миллиардов лет). Поэтому вместо P_0 берут экспериментально измеренную прочность P_2 при длительности δ_2 . Используя P_1 и P_2 и соответствующие им $\ln \delta_1 = 0$ и $\ln \delta_2$, уравнение зависимости P_0 от $\ln \delta$ записываем следующим образом:

$$\frac{P_1 - P_0}{P_1 - P_2} = \frac{\ln \delta}{\ln \delta_2}, \quad (11)$$

откуда

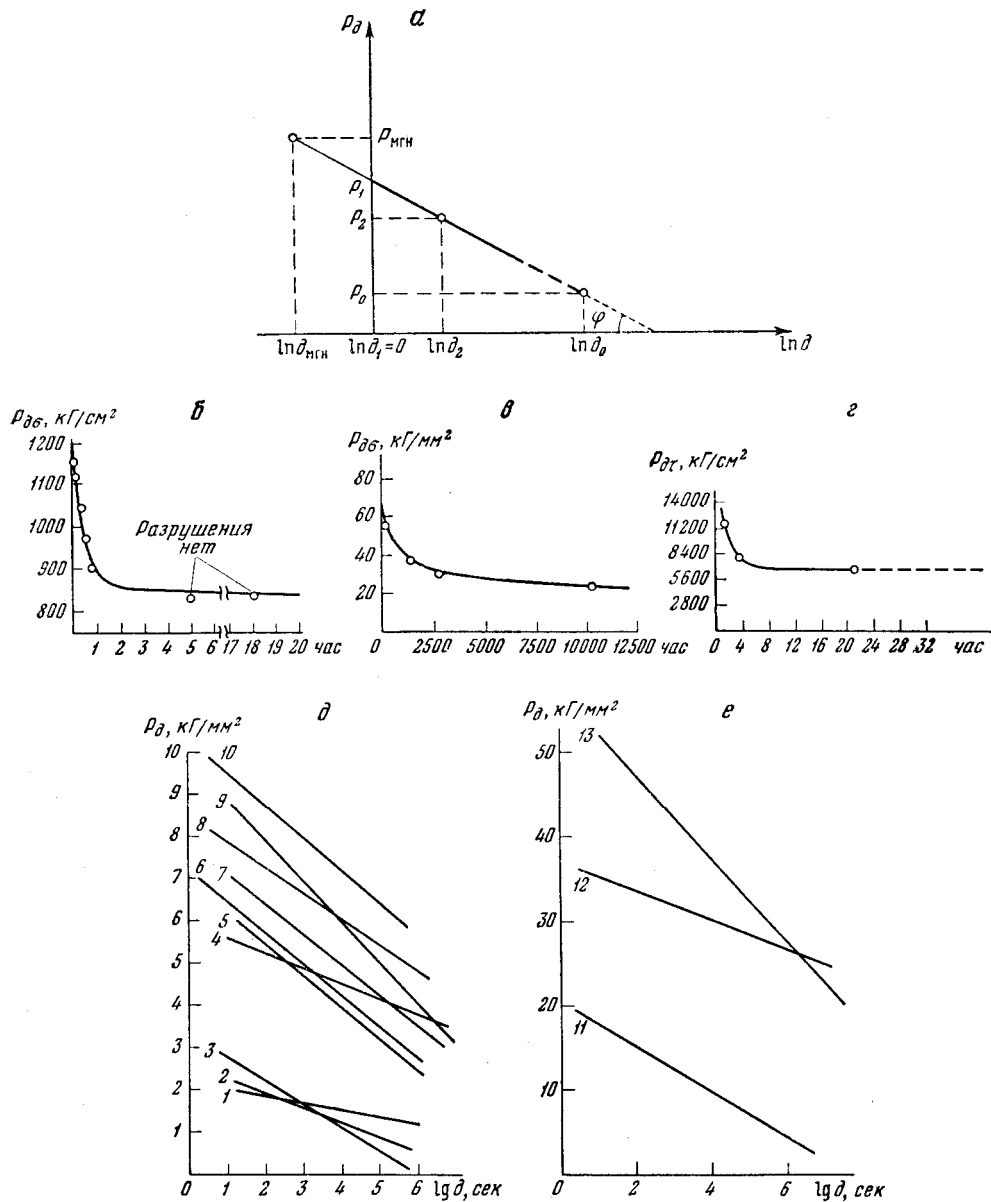
$$\ln \delta = \frac{\ln \delta_2}{P_1 - P_2} \cdot P_1 - \frac{\ln \delta_2}{P_1 - P_2} P_0. \quad (12)$$

Введя обозначения

$$\frac{\ln \delta_2}{P_1 - P_2} = \frac{1}{\zeta}; \frac{1}{\zeta} \cdot P_1 = \ln \delta. \quad (13) \text{ и } (14)$$

Вместо (12) получаем уравнение

$$\ln \delta = \frac{P_1 - P_0}{\zeta}, \quad (15)$$



Фиг. 28. Влияние длительного действия напряжений на прочность:

a – горных пород (предполагаемое); *б* – бакелита на отрыв (по М. М. Фрохту, 1948); *в* – стали на отрыв (из Я.Б. Фридмана, 1952); *г* – золенофенского известняка на скалывание при всестороннем сжатии 10000 ат (по Д.Григтсу, 1936); *д*, *е* – на отрыв: 1 – резины (Випа S) без сажи; 2 – поливинилхлорида; 3 – резины (Випа N) без сажи; 4 – алюминиевой фольги; 5 – органического стекла; 6 – полистирола; 7 – целлофана; 8 – целлулоида; 9 – ацетилцеллюлозы; 10 – нитроцеллюлозы (фотопленки); 11 – резины (Випа S) с сажей; 12 – фосфористой бронзы; 13 – капрона (ориентированного) (по С. Н. Журкову и Б. Н. Нарзуллаеву, 1953)

которое после потенцирования приобретает вид

$$\delta = \delta_1 e^{\frac{P_1 - P_0}{\zeta}} \quad (16)$$

Вместо этой формулы из уравнений (12)–(14) можно получить другую, совпадающую с уравнением В. Буссе (1942), С. Н. Журкова и

Б. Н. Нарзуллаева (1953):

$$\delta = \frac{\delta}{e^{P_0/\zeta}}, \quad (17)$$

где e – основание натуральных логарифмов, равное 2,7.

Из (13) и (14) следует, что величины коэффициентов δ с размерностью времени и ζ , имеющего размерность напряжения, вполне определяются двумя длительными прочностями P_1 и P_2 и соответствующими им длительностями действия напряжения $\delta = 1$ и δ_2 .

Коэффициент ζ отражает чувствительность прочности к длительности действия напряжений и представляет собой угловой коэффициент прямой графика «прочность – логарифм длительности действия напряжений» (см. фиг. 28, а, д, е). Разрешая (12) относительно длительной прочности P_0 , получаем:

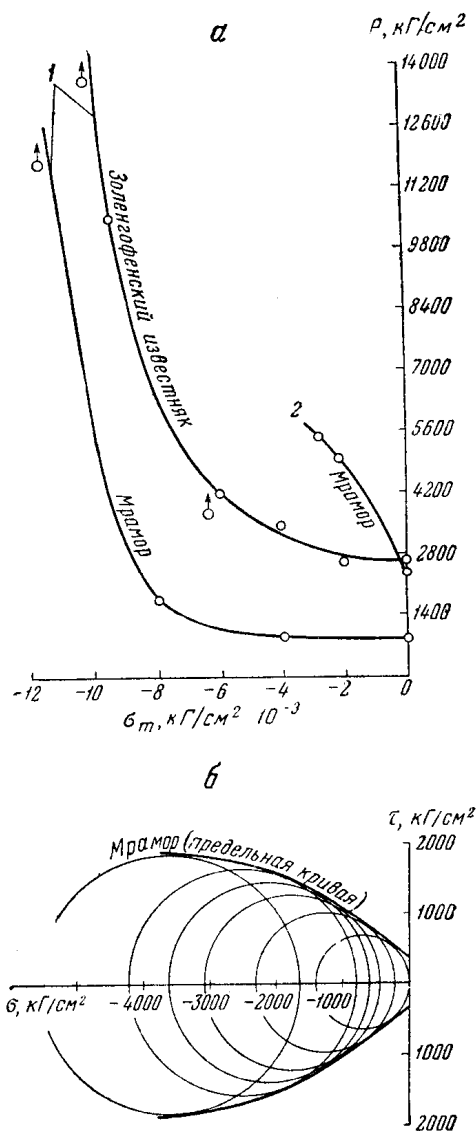
$$P_0 = P_1 - \zeta \ln \frac{\delta}{\delta_1}. \quad (18)$$

Таким образом, соотношения между величиной разрушающих напряжений (касательных или нормальных) и длительностью их действия можно выразить любой из формул (16) и (18), равносильных уравнению 17.

Для каждого материала должны быть выяснены и указаны величины либо P_{1r} , P_{2r} , δ_{2r} , либо P_{1r} и ζ_r , характеризующие зависимость разрушения путем скалывания от времени, а также $P_{1\sigma}$, $P_{2\sigma}$, $\delta_{2\sigma}$ или $P_{1\sigma}$ и ζ_σ , характеризующие разрушение путем отрыва. Ясно, что величины P_{1r} и $P_{1\sigma}$, так же как и ζ_r и ζ_σ , имеют размерность напряжения. Величина δ из (17) имеет размерность времени.

2. Влияние всестороннего давления σ_m на прочность горных пород выяснено известными экспериментами О. Мора, Т. Кармана, Д. Григгса, Е. Робертсона и др. Гипотеза О. Мора (Mohr, 1882) достаточно полно отражает две формы проявления этой зависимости в случае разрушения путем скалывания.

Во-первых, с ростом всестороннего сжатия увеличиваются касательные напряжения, необходимые для разрушения горной породы путем скалывания при одной и той же длительности действия напряжений. Иными словами происходит увеличение любой длительной прочности на скалывание P_{0r} . Судя по немногим экспериментальным данным, с повышением всестороннего



Фиг. 29. Влияние всестороннего давления на прочности горных пород:

а – кривые прочности пород на раздавливание (P) в зависимости от всестороннего давления σ_m (1 – по Д. Григгсу, 1936; 2 – по Ф. Адамсу, 1910); б – диаграмма кругов Мора. Предельная кривая показывает, при каких соотношениях нормальных (σ) и касательных (τ) напряжений происходит разрушение породы путем скалывания (по Т. Карману, 1911)

давления его влияние на прочность на скалывание постепенно ослабевает. Однако другие эксперименты показывают обратное – как бы безграничное увеличение прочности, что представляется более правдоподобным (фиг. 29).

Во-вторых, трещины скалывания возникают в каждой точке вдоль двух площадок, отклоняющихся от площадок действия максимальных касательных напряжений τ_{\max} в сторону оси алгебраически минимального главного нормального напряжения σ_3 на угол $(45^\circ - \alpha)$. Величина угла между направлением σ_3 и площадкой скалывания (называемого углом скалывания и равного α) зависит от влияния нормальных напряжений на прочность материала на скалывание. Чем меньше зависимость этой прочности от нормальных напряжений, тем ближе угол скалывания к 45° . В первом приближении, при определенной длительности δ действия напряжений, зависимость прочности на скалывание $P_{\delta\tau}$ от нормальных напряжений на поверхности скалывания σ (в небольшом их интервале) выражается формулой

$$P_{\delta\tau} = (P_{\delta\tau})_0 - q\sigma, \quad (19)$$

где $(P_{\delta\tau})_0$ – прочность на тех площадках, на которых нормальное напряжение σ равно 0; q – коэффициент, являющийся в свою очередь функцией σ и уменьшающийся с увеличением сжатия (в доступном для эксперимента диапазоне напряжений). В общей форме

$$q = f(\sigma). \quad (20)$$

В порядке уточнения гипотезы Мора вместо σ в формулу (19) подставляется множитель $(\sigma + r\sigma_m)$, содержащий величину всестороннего давления σ_m и поэтому зависящий от σ_2 . Так легко снимается одно из наиболее распространенных замечаний в адрес гипотезы Мора, заключающееся в том, что в ней прочность не зависит от σ_2 .

Выражение (19) следует относить к прочностям, соответствующим определенной длительности действия напряжений, например к 1 сек, тогда оно примет вид

$$P_{1\tau} = (P_{1\tau})_0 - q\sigma. \quad (21)$$

Угол скалывания α отражает величину q , так как

$$q = \operatorname{tg}(90 - 2\alpha) = \operatorname{tg}2(45 - \alpha) = \operatorname{ctg}2\alpha. \quad (22)$$

Из формулы (22) следует, что по величине угла скалывания можно судить о величине коэффициента q . Зависимость прочности на скалывание от σ у разных пород может проявляться в различной степени. Обычная для горных пород величина угла скалывания α при условно-мгновенном разрушении сухих образцов, атмосферном давлении и комнатной температуре указана в табл. 4.

Величина угла отклонения $(45 - \alpha)$ трещин скалывания от площадок действия максимальных касательных напряжений обычно уменьшается по мере увеличения всестороннего давления до нескольких тысяч $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Следовательно, при таком увеличении всестороннего сжатия влияние нормальных напряжений на прочность на скалывание ослабевает. Форма зависимости q от σ пока дискуссионна, так как еще не хватает экспериментальных данных.

Прочность горных пород на отрыв не исследовалась как функция всестороннего давления. По-видимому, она также повышается с увеличением всестороннего сжатия. В отличие от трещин скалывания трещины отрыва не должны изменять своего расположения по отношению к осям напряжений в зависимости от величины всестороннего давления.

3. Влияние температуры на прочности горных пород на отрыв и на скалывание не исследовано. Вероятно, оно должно быть сходным с тем влиянием температуры на прочность на отрыв ряда аморфных и поликристаллических

Угол скалывания горных пород

Угол скалывания σ_0 (при $\sigma_m=1 \text{ кг/см}^2$)	5	10	15	20	25	30	35	40	45
Коэффициент $q = \frac{1}{\text{tg} 2\alpha}$	5,67	2,75	1,73	1,19	0,84	0,58	0,36	0,17	0
Горные породы	Граниты								
	Диабазы								
	Песчаники								
	Мраморы								
	Известняки								
	Глинистые сланцы								

материалов, которое установлено экспериментально и отражено в уравнении С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева (1953)

$$\delta = \delta_{0T} e^{u/kT}, \tag{23}$$

где δ – необходимая для разрушения длительность действия напряжений; T – абсолютная температура; δ_{0T} и u – постоянные материала с размерностями времени и энергии; k – постоянная Больцмана, равная $1,38 \cdot 10^{-16} \text{ эрг/град}$.

Физический смысл произведения kT заключается в том, что оно указывает на среднюю величину кинетической энергии частиц (атомов или ионов) горной породы, поскольку их средняя кинетическая энергия приравнивается $\frac{3}{2}kT$. Полное значение средней энергии одной частицы (кинетической и потенциальной) равно $3kT$.

Величина u называется энергией активации процесса разрушения (или потенциальным энергетическим барьером). Когда произведение $kT = u$, длительность действия разрушающих напряжений $\delta = 2,7\delta_{0T}$. Таким образом, u характеризует зависимость прочности материала от температуры.

По-видимому, для горных пород в дальнейшем надо будет установить величины u_τ и u_σ , соответственно отражающие влияние температуры на прочности на скалывание и на отрыв. При предварительных расчетах можно иметь в виду, что, согласно Г.М. Бартеневу (1955), прочность ряда материалов, в том числе силикатных стекол, в значительном интервале температур почти линейно уменьшается с подъемом температуры, приближенно удовлетворяя уравнению

$$P_T \approx P_{0T} - a(T - T_0), \tag{24}$$

где a – коэффициент, характеризующий свойства материала; P_{0T} – прочность при определенной температуре T_0 .

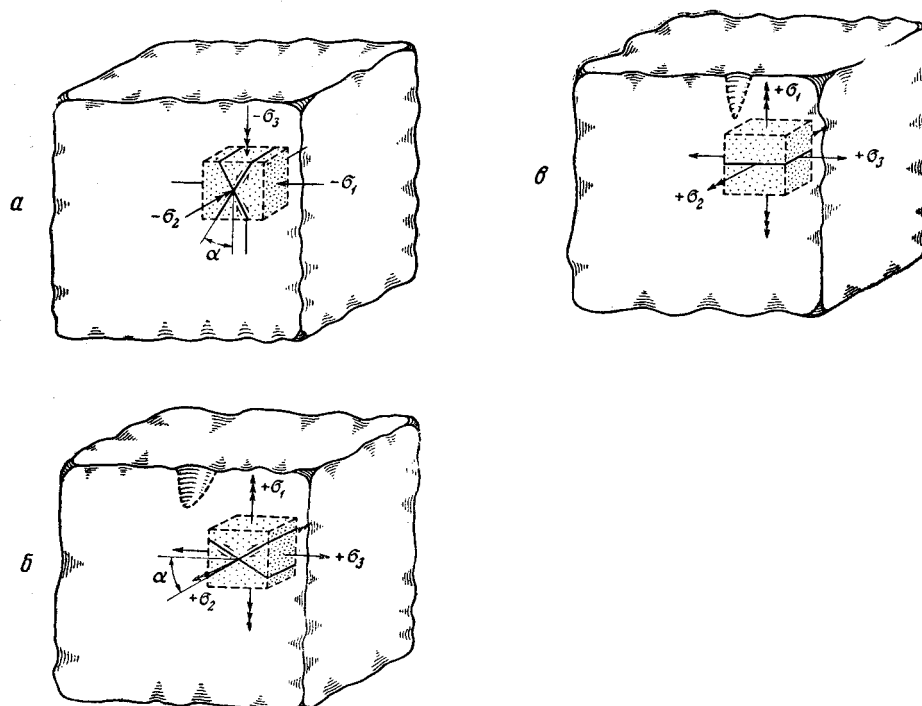
Перечисленные зависимости прочности от времени, всестороннего давления и температуры, имеющие исключительно важное значение, можно представить в виде двух уравнений, которые вытекают из сопоставления формул (18), (21) и (23) и обобщают условия разрушения путем скалывания или отрыва.

Прочностью (P_δ) называется необходимое для возникновения разрыва сочетание величины напряжений и длительности (δ) их действия.

Влияние различных факторов на прочность на скалывание отражается в уравнении:

$$P_{\sigma\tau} = P_{1r} - \zeta_{\tau} \ln \delta - q[\sigma + r_{\tau}(\sigma_m + 1)] - u_{\tau}(T - 273). \quad (25)$$

Первый член суммы (P_{1r}) является условно-мгновенной прочностью на скалывание, т. е. величиной напряжений, вызывающей образование разрыва через 1 сек после начала действия напряжений при 0° С и всестороннем давлении в 1 ат.



Фиг. 30. Схема расположения разрывов по отношению к осям напряжений:

a – расположение поверхностей скалывания при сжимающем характере всех главных нормальных напряжений; *б* – расположение поверхностей скалывания при растягивающем характере всех главных нормальных напряжений и относительно низкой прочности на скалывание; *в* – расположение поверхностей отрыва при растягивающем характере всех главных нормальных напряжений и относительно низкой прочности на отрыв; α – угол скалывания; $+\sigma_1$ – наибольшее главное растягивающее напряжение; $+\sigma_2$ – промежуточное главное растягивающее напряжение; $+\sigma_3$ – наименьшее главное растягивающее напряжение; $-\sigma_1$ – наименьшее главное сжимающее напряжение; $-\sigma_2$ – промежуточное главное сжимающее напряжение; $-\sigma_3$ – наибольшее главное сжимающее напряжение

Второй член суммы показывает, что рост длительности действия напряжений (δ) существенно снижает ту величину напряжений, при которой появляется разрыв. Величина ζ_{τ} характеризует это влияние времени.

Третий член суммы отражает увеличение прочности с возрастанием всестороннего давления σ_m (как средней величины из трех главных нормальных напряжений), а также с ростом нормального напряжения σ на поверхности скалывания (в зависимости от ее расположения по отношению к осям напряжений). Величины q и r_{τ} выражают соответствующие свойства породы.

Сжимающие напряжения считаются отрицательными, и поэтому при всестороннем сжатии второй член суммы в формуле (25) имеет положительный знак. Данное слагаемое объясняет, почему трещины скалывания отклоняются от направлений действия максимальных касательных напряжений. По величине угла между поверхностью скалывания и направлением оси наибольшего сжатия вычисляется величина q в соответствии с (22).

Четвертый член приближенно показывает изменение прочности с изменением абсолютной температуры (T). В нем: u_{τ} – характеристика материала.

Прочность на отрыв (P_{σ}) можно выразить другим сходным уравнением:

$$P_{\sigma} = P_{1\sigma} - \zeta_{\sigma} \ln \partial - r_{\sigma} (\sigma_m + 1) - u_{\sigma} (T - 273). \quad (26)$$

Входящие в него коэффициенты $P_{1\sigma}$, ζ_{σ} , r_{σ} , u_{σ} отличаются по величине от аналогичных коэффициентов для прочности на скальвание.

Вошедшая в уравнение (25) гипотеза О. Мора (Mohr, 1882) позволяет по расположению трещин в пространстве восстанавливать направление осей напряжений, вызвавших появление этих трещин. Линия пересечения сопряженных трещин скальвания параллельна промежуточной из трех осей главных нормальных напряжений, т. е. оси σ_2 . Остальные две оси напряжений перпендикулярны к ней и находятся в плоскости, которая перпендикулярна к обоим направлениям скальвания. Во время возникновения трещин скальвания ось алгебраически минимальных напряжений σ_3 (т. е. напряжений наибольшего сжатия) является биссектрисой острого угла между трещинами скальвания. Ось алгебраически максимальных напряжений σ_1 (наибольших из растягивающих) служит в это время биссектрисой тупого угла между трещинами скальвания двух сопряженных направлений. Она вместе с тем перпендикулярна поверхностям трещин отрыва, если они возникают (фиг. 30). Температура и время действия напряжений до появления разрывов, входящие в уравнение (25), не оказывают влияния на геометрические соотношения между разрывами и осями напряжений.

4. Зависимости прочностей горных пород от состава и концентрации разнообразных циркулирующих в земной коре природных растворов исследованы чрезвычайно слабо. Поэтому учитывать их на данной стадии изучения тектонических разрывов не удастся.

5. Известные в настоящее время величины условно-мгновенных прочностей относятся к испытываемым в лабораториях образцам, поперечное сечение которых обычно имеет площадь от единиц до десятков квадратных сантиметров. Важно подчеркнуть, что при сильном увеличении или уменьшении размеров деформируемых тел нужно ожидать уже отмечавшиеся рядом исследователей (Кузнецов, 1947) изменения величин условно-мгновенных и других основных характеристик прочности, т. е. должно допускаться влияние на прочность «масштабного фактора». Одна из причин этого слабоизученного явления заключается в неоднородностях и «дефектах», имеющихся в горных породах. В очень маленьких образцах, соизмеримых с микротрещинами, порами и отдельными зернами кристаллов в горной породе, должны отмечаться сильно пониженные прочности (за счет микротрещин и пор) и значительно повышенные (когда всё сечение образца занято одним прочным и целым кристаллом). Обычно образцы выбираются из промежутков между трещинами, поэтому в естественном массиве горных пород и в более крупных штучках, включающих в себя не залеченные жилами микроскопические трещины, возможно снижение прочности. Таким образом, в указанных уравнениях (25) и (26) величины постоянных членов зависят от габаритов разрушаемого тела. Вторая причина существования этой зависимости будет указана ниже.

При испытаниях образцов горных пород большое значение может иметь соотношение размеров зерен, слагающих породу, с габаритами образца. В маленьких образцах из крупнозернистых пород, например гранитов, возможны случаи, когда эксперимент будет характеризовать свойства не породы в целом, а отдельных образующих ее минералов (например полевого шпата или кварца).

Таким образом, один и тот же участок земной коры, или одна и та же горная порода могут считаться либо однородными, либо неоднородными, в зависимости от величины тектонического разрыва. Если наименьшая протяженность разрыва более чем в 10–100 раз превосходит наибольший линейный размер тех структурных элементов, из которых состоит данный

участок (порода), то материал, по-видимому, можно рассматривать как однородный (Фридман, 1956). Условно-мгновенные прочностные скальных горных пород, определенные в лабораториях, в незначительных по величине сухих образцах (при всестороннем давлении, близком к $1 \text{ ат} \approx 1 \text{ кг/см}^2$ и комнатной температуре) на скалывание – порядка $10^8 - 10^9 \text{ дин/см}^2$ ($10^2 - 10^3 \text{ кг/см}^2$) и на отрыв – порядка $10^7 - 10^8 \text{ дин/см}^2$ ($10^1 - 10^2 \text{ кг/см}^2$). Прочность на скалывание составляет единицы процента модуля упругости сдвига, а прочность на отрыв – десятые доли процента модуля упругости удлинения. Приводимые в справочниках данные (после пересчета нормальных сжимающих напряжений на касательные в тех случаях, если разрушение происходило путем скалывания), показывают, что обычные условно-мгновенные прочностные различных горных пород приблизительно могут считаться следующими (табл. 5):

Таблица 5

Условно-мгновенные прочностные сухих образцов горных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре

Горные породы	Прочность на отрыв P_{σ} , кг/см ²	Прочность на скалывание $P_{1\tau}$, кг/см ²		
		минимальная	максимальная	средняя статистическая
Граниты	30	600	1800	750
Диабазы	50	650	2300	900
Гнейсы	–	400	1600	800
Кварциты	80	130	1600	1000
Кристаллические сланцы	–	300	1500	700
Мраморы	50	120	1300	500
Известняки	50	100	1800	450
Песчаники	20–60	200	750	–
Глинистые сланцы	30–40	180	260	–
Угли	–	20	80	–
Каменная соль	15–50	90	–	–

Третье положение. Величины, характеризующие прочность, в каждой группе пород, могут изменяться в широких пределах в зависимости от их литологических и петрографических особенностей, обусловленных геологической историей формирования пород. Как видно из табл. 5, наибольшее влияние на прочность оказывает состав породы. Наименее прочны угли и глины; низкая прочность свойственна каменной соли. Весьма существенную роль играют состав и соотношения зерен и скрепляющего их цемента. Однородные карбонатные породы несколько более прочны, чем песчаники, у которых состав зерен и цемента обычно различный, хотя прочность отдельных зерен в песчаниках выше, чем в карбонатных породах. Снижение средней прочности песчаников по отношению к карбонатным породам заметно для прочности на отрыв, так как на этой прочности наиболее сильно сказываются присутствие и свойства цемента. При прочном кварцевом цементе кварцевые песчаники становятся однородными и называются кварцитами. Они обладают более высокой прочностью, чем карбонатные породы.

Б. В. Залесским и Ю. А. Розановым (1958) приводятся следующие примеры изменения прочности пород в зависимости от их состава, структуры, пористости и геологической истории. В песчаниках среднего карбона Донбасса было установлено систематическое линейное снижение прочности на сжатие от 2 000 до 500 кг/см² по мере увеличения содержания цемента от 1,5 до 15%. При дальнейшем увеличении содержания цемента до 30% проч-

ность изменяется гораздо слабее (до 350 кг/см^2). Важно отметить, что песчаники с кварц-серицитовым цементом имеют большие прочности (от 2000 до 600 кг/см^2), чем песчаники с железисто-серицитовым цементом (от 750 до 350 кг/см^2).

Весьма важным фактором, влияющим на прочность, оказалась пористость. Среди известняков нижнего карбона Подмосковья прочность на сжатие в известняках одного и того же типа линейно уменьшается: у пелитоморфных – от 1300 до 600 кг/см^2 при увеличении пористости с 1,5 до 7%, у детритусовых – от 100 до 250 кг/см^2 при увеличении пористости с 5,5 до 16%, у органогенных – от 1250 до 400 кг/см^2 при увеличении пористости с 5,5 до 15% (Залесский, Розанов, 1958). Влияние пористости в основном заключается в том, что возле каждой свободной поверхности внутри породы (в стенке поры) происходит местное повышение касательных напряжений. Оно создается из-за отсутствия в этом месте поперечных нормальных реактивных напряжений, которые имели бы место в случае отсутствия пор.

В работе Б. В. Залесского и И. П. Тимченко (1958) показано, что связь между прочностью на сжатие $P_c \text{ кг/см}^2$ и объемным весом $\gamma \text{ г/см}^3$ палеозойских карбонатных пород Самарской Луки может быть выражена уравнением:

$$P_c = e^{b\gamma}.$$

Основываясь на 544 определениях, выяснена следующая величина коэффициента b для кривой, ограничивающей поле точек:

Снизу Сверху		
Детритусовые известняки	2,72	3,05
Доломитизированные детритусовые породы	2,66	3,0
Известковистые доломиты	2,64	2,98

В исследованном интервале значений объемного веса от 2,0 до 2,8 средняя прочность пород на сжатие увеличивалась с 400 до 2700 кг/см^2 .

Поскольку увеличение объемного веса пород с определенным составом и строением вызывается главным образом уменьшением их пористости, рассматриваемую зависимость можно считать одним из проявлений влияния пористости на прочность.

На примере известняков Подмосковья можно показать, что другим важным фактором является структура породы. При одном и том же минералогическом составе породы и пористости наименее прочны пелитоморфные разновидности. Более прочны детритусовые известняки, прочность которых на сжатие в среднем на $300\text{--}500 \text{ кг/см}^2$ больше, чем у пелитоморфных. В среднем на $100\text{--}150 \text{ кг/см}^2$ еще более прочны органогенные известняки. Интересно отметить, что, несмотря на последнюю закономерность, в общем самыми прочными оказываются все же пелитоморфные известняки, так как они обладают наименьшей пористостью (1,5–7%).

Геологическая история заметно влияет на прочность гранитов Европейской части СССР. У докембрийских гранитов платформенной области прочность на сжатие от 1800 до 3500 кг/см^2 , причем около 50% гранитов имеет прочность больше 2500 кг/см^2 . У более молодых палеозойских и мезозойских гранитов геосинклинальной области Кавказа, мало отличающихся по составу и структуре от предыдущих гранитов, прочность равна от 1700 до 2500 кг/см^2 . Выше последней величины их прочность не поднимается. Это объясняется большей интенсивностью тектонических деформаций на протяжении последних геологических периодов, которые испытали граниты, находящиеся в геосинклинальной области. За это время у гранитов платформенной области многие нарушения сплошности успели залечиться.

Различия в прочностных свойствах пород одинакового минералогического состава, но отличающихся по своей структуре, могут быть отмечены

и в поле по разной трещиноватости. Так, например, С. В. Николаевым (1958) была сопоставлена трещиноватость двух горизонтально залегающих соседних пластов известняков Самарской Луки. Один пласт сложен афанитовыми известняками, другой – органогенными. Мощности обоих пластов 1,5–2 м. Количество замеров трещины в каждом из слоев одинаковое. В слоях имеются вертикальные трещины двух направлений. Трещины первого направления имеют одинаковый азимут простирания в обоих пластах. Трещины второго направления в афанитовых известняках имеют азимут простирания, отличающийся от азимута простирания аналогичных трещин в органогенных известняках на 10–20°. Среднее расстояние между трещинами в афанитовых известняках в 3–7 раз больше, чем в органогенных.

Четвертое положение. Перечисленные закономерности возникновения элементарных поверхностей механического разрушения нужно рассматривать как следствие того, что процесс разрушения развивается во времени длительно и неравномерно, совместно с пластическим и упругим деформированием и с противоположными разрушению процессами залечивания разрывов. Это представление раскрывает физический смысл феноменологической зависимости прочности от времени и описывающих ее эмпирических уравнений (16) и (18). Поверхность разрыва, рассекающая весь образец, возникает не мгновенно, а формируется путем объединения многочисленных более мелких нарушений сплошности. Появление каждого такого мелкого нарушения уменьшает площадь сечения образца, воспринимающего нагрузку от внешних сил.

Если внешние силы постоянны, то истинное напряжение в неразрушенной еще части сечения образца увеличивается при появлении каждого очередного мелкого нарушения, лежащего в его плоскости. Подъем истинных напряжений увеличивает скорость пластической деформации. Таким образом, отмечавшееся выше в главе 17 увеличение скорости пластической деформации перед разрушением образца, которое позволяет выделить четвертый период ползучести, надо объяснять процессом разрушения. Этот процесс носит лавинообразный характер. Сначала на протяжении длительного времени, развиваясь внутри образца, он не вызывает еще макроскопического разрушения, но затем очень сильно ускоряясь, приводит к почти мгновенному разрушению.

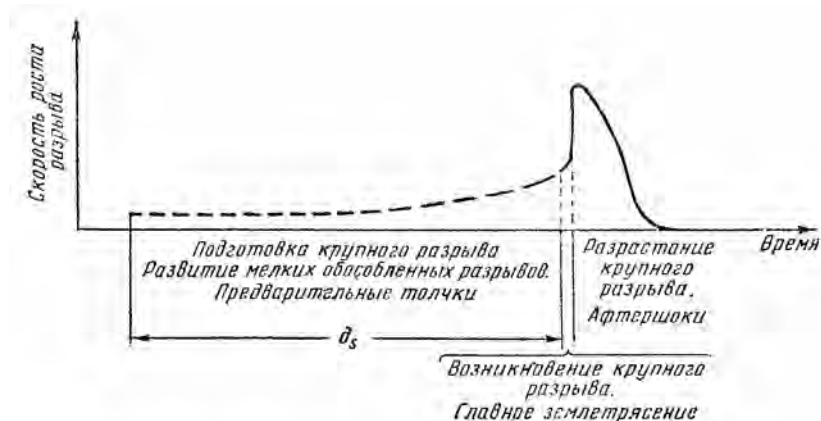
Если при испытании материала поддерживается лишь такая величина внешних сил, которая необходима для сохранения постоянной скорости деформации образца, то длительно развивающийся процесс разрушения проявляется иначе. Он начинает регистрироваться по уменьшению необходимой величины внешней силы задолго до макроскопического расчленения образца на отдельные, не связанные друг с другом части. Уменьшение показаний динамометра с течением времени ускоряется и завершается полной потерей сопротивления образца продвижению плиты пресса; это является лишь заключительной стадией процесса – макроскопическим разрушением.

Представление о длительности процесса разрушения имеет очень большое значение для понимания многих особенностей разрывов и прочности материалов. В частности, оно позволяет указать еще одну возможную причину влияния масштабного фактора на прочность. Ясно, что чем крупнее однородное тело, тем длительнее, должно развиваться разрушение внутри него, прежде чем оно приведет к макроскопическому разрушению тела.

Понимая разрушение, как процесс, и считая скорость этого процесса зависящей от интенсивности напряжений, нужно внести добавления в основную схему реакции твердого тела на приложенные к нему силы. Выше, при обсуждении деформаций, основной схемой считалась совокупность кривых кинетики деформации, которые не ограничивались в своей протяженности во времени. Теперь ясно, что деформация горных пород не может продол-

жаться бесконечно во времени – она ограничена длительной прочностью, которая определяется величиной δ из (25) или (26). Следовательно, все или почти все кривые кинетики деформации должны быть ограниченной длины, причем их протяженность уменьшается с увеличением интенсивности разрушающих напряжений (см. фиг. 7, в, г).

Выше говорилось, что горные породы, возможно, обладают пределом ползучести. Поскольку при напряжениях, не превышающих данного предела, даже медленная пластическая деформация считается отсутствующей, логично предполагать, что разрывы тем более не должны возникать.



Фиг. 31. Изменения во времени скорости роста и сейсмичности крупного тектонического разрыва, рассекающего обособленный максимум напряжений

Таким образом, если существуют кривые кинетики деформации (соответствующие самым малым напряжениям), имеющие вид горизонтальных линий, то они, вероятно, не ограничены во времени. Критические напряжения, ниже которых кривые кинетики деформации не ограничены во времени, были названы Д. Григгсом фундаментальной (основной) прочностью. Величины фундаментальной прочности горных пород неизвестны.

В процессе возникновения тектонического разрыва определенной величины, рассекающего повышенно напряженный участок земной коры, можно выделить три основные стадии (фиг. 31).

Первая стадия заключается в длительной подготовке будущего разрыва – возникновении на его месте многочисленных самостоятельных мелких разрывов, которые, постепенно разрастаясь, объединяются в относительно более крупные нарушения. Появление каждого мелкого разрыва сопровождается слабым землетрясением. Имеющиеся предварительные данные позволяют считать, что возникновение внутри земной коры разрывов сколового типа протяженностью около 50 м может вызвать на поверхности земли землетрясения силой до 1–2 баллов. По данным И. Л. Нерсесова, в тектонически наиболее активных районах ежегодно под участком поверхности земли в 100 км² может появиться несколько таких разрывов (менее 10). Интерпретация сейсмических данных приводит к выводу, что количество возникающих разрывов с определенной протяженностью часто бывает в 2,5 раза меньше количества разрывов с вдвое меньшей протяженностью.

Вторая стадия наступает после появления такого количества мелких разрывов, при котором во многих неразрушенных еще участках напряжения сильно возрастут и окажутся равными прочности материала. Тогда начинается быстрое разрушение перемычек между ранее образовавшимися мелкими разрывами. Этот процесс развивается лавинообразно, так как разрушение каждой перемычки приводит к повышению напряжений в остальных,

еще не разрушенных перемычках. Поэтому вторая стадия кратковременна, хотя она и является основной. К ее концу появляется крупный сложно построенный разрыв, пересекающий весь тот участок, в котором первоначально действовали наиболее высокие напряжения. Возникновение крупного разрыва сопровождается наиболее сильным землетрясением. Известно, что самые сильные землетрясения (9 и более баллов) возникают при образовании разрывов протяженностью от нескольких десятков километров до 500 км. В тектонически наиболее активных районах на площади от одного до десятка тысяч квадратных километров такие землетрясения в среднем происходят один раз в несколько десятилетий или столетий. Чем крупнее разрыв, тем продолжительней должна быть стадия подготовки, предшествующая его появлению. Эта зависимость продолжительности стадии подготовки от размеров разрыва может являться второй причиной отмечавшегося выше влияния масштабного фактора на прочность.

Третья стадия отличается постепенно замедляющимся прерывистым разрастанием крупного разрыва, который распространяется в краевые части первоначально повышенно напряженного участка, туда, где напряжения в начале процесса были не самыми высокими. С данной стадией связаны так называемые последующие сейсмические толчки (афтершоки), сила и количество которых быстро уменьшаются с течением времени. При образовании самых крупных разрывов эта стадия не продолжается дольше 2–3 лет. Часто ее длительность ограничивается несколькими месяцами.

Перечисленные стадии выделяются в развитии отдельного импульса роста определенного тектонического разрыва. Этот разрыв появляется в результате первого импульса, а затем большое число раз происходит скачкообразное увеличение амплитуды и дальнейшее усложнение структуры его шва. При каждом таком скачке амплитуда наиболее крупных тектонических разрывов сколового типа условно-мгновенно увеличивается не более чем на 10–15 м. Поэтому разрывы с амплитудой смещения крыльев в несколько сотен и даже тысяч метров являются результатом весьма длительного процесса, состоявшего из многочисленных импульсов.

Представление о возникновении тектонического разрыва как о длительном процессе, распадающемся на ряд стадий, хорошо согласуется с развиваемыми Я. Б. Фридманом (1960) идеями о кинетике разрушения в металлах. Я. Б. Фридманом, Т. К. Зиловой, Б. А. Дроздовским (1960) рассмотрены факторы, которые могут замедлять или ускорять рост трещин и их объединение в относительно более крупный «магистральный» разрыв. Г. И. Баренблатт (1956–1961) разработал математическую теорию равновесных трещин отрыва. Эта теория позволяет вычислить величину равновесной, т. е. незакрывающейся и неразрастающей трещины, если известны: величина растягивающих сил, действующих на ограниченную область в обширном идеально упругом теле, и физические свойства этого тела (модуль Юнга, коэффициент Пуассона, плотность поверхностной энергии).

Пятое положение. Механизмы разрушения горных пород при возникновении крупных сложно построенных разрывов на разных стадиях их роста могут быть различными (Гзовский, 1956а). Разрывы не только зависят в своем развитии от свойств, формы и размеров разрушаемых тел, но, развиваясь, изменяют форму и свойства этих тел. Разрыв разрастается в изменяющихся условиях, поэтому процессы разрушения на отдельных стадиях формирования разрыва могут различаться не только в количественном (например по скорости роста), но и в качественном отношении.

Мелкие отрывы и сколы на первой стадии подготовки могут по-разному располагаться относительно формирующегося крупного разрыва вследствие того что они нередко приспособляются к существующим в породах поверхностям с ослабленной прочностью – древним трещинам, кливажу, слоистости и сланцеватости.

Относительно крупные разрывы, являющиеся во время второй (основной) стадии сколами, могут на предыдущей стадии своей подготовки предвещаться: а) мелкими сколами с таким же направлением смещения и ориентировкой поверхностей разрушения в пространстве, как и у крупного разрыва; б) мелкими сколами, поверхности которых и направления смещения ориентированы наискось по отношению к крупному разрыву; обычно в таких случаях мелкие сколы располагаются кулисообразно; в) мелкими отрывами, ориентированными наискось к будущему относительно крупному разрыву и расположенными кулисообразно.

Разрывы, являющиеся отрывами во время основной стадии, могут подготавливаться: а) мелкими параллельными им отрывами; б) мелкими сколами, расположенными наискось к будущему крупному отрыву.

Перечисленные сочетания между типами разрушения на первой и второй стадиях определяются соотношениями между основными особенностями исходного тектонического поля напряжений (знаки и относительная величина главных нормальных напряжений, форма и направление вытянутости повышенно напряженного участка земной коры) и прочностными свойствами разрушаемого материала (величины прочности на отрыв и на скалывание, расположение в пространстве ослабленных поверхностей).

На третьей стадии образуются мелкие «производные» разрывы, причиной появления которых служит смещение крыльев основного разрыва. Эти новые нарушения особенно интенсивно развиваются в крыльях крупных сколов и, как известно, бывают представлены и трещинами скалывания, и трещинами отрыва. В общей форме такое разнообразие сочетаний типов разрушения материалов между второй и третьей стадиями объясняется так же, как и соотношения между типами разрушения на первой и второй стадиях.

Перечисленные механизмы возникновения относительно крупных разрывов, соответствующие первому импульсу и состоящие из трех стадий, могут полностью проявляться при постоянстве направления и величины сил, деформирующих разрушающиеся участки земной коры. Однако известно, что тектонические движения коры, с которыми связаны эти силы, имеют сложный изменчивый характер. С течением времени направление и величина сил могут многократно изменяться. Поэтому в процессе длительного дальнейшего формирования разрыва при последующих импульсах могут проявляться различные механизмы. В результате весь механизм образования наблюдающихся тектонических разрывов чрезвычайно сложен. Известен ряд конкретных примеров, подтверждающих это общее положение (Сонюшкин, 1955, 1960; Хорошилов, 1955; Вольфсон, 1960; Шихин, 1960; Бородаевский, 1960).

Шестое положение. Появление тектонического разрыва изменяет первичное напряженное состояние горных пород вокруг него. Это происходит при каждом новом импульсе роста разрыва и проявляется различным образом. Первая форма изменений поля напряжений заключается в ослаблении напряжений в одних участках и в их усилении в других. Соотношения между величинами главных нормальных напряжений также изменяются. Обычно новые максимумы величины касательных напряжений появляются в промежутках между первоначально возникшими разрывами и возле окончаний разрывов.

Вторая форма влияния разрыва на напряженное состояние заключается в изменении ориентировки осей напряжений, которое может появиться вблизи от разрыва. Учет обеих форм влияния разрывов на напряженное состояние земной коры необходим для решения ряда сложных геологических вопросов, например, при выяснении причины разной формы ветвления рудных жил или при определении сейсмической опасности различных районов.

Изложенное комплексное представление о прочности горных пород, так же как и все существующие широко используемые гипотезы прочности, не содержит учета неоднородности и анизотропии материала земной коры. Поэтому в дальнейшем необходимо дополнить данные представления учетом неоднородности и анизотропии земной коры методами развивающейся в настоящее время статистической теории прочности (Волков, 1953). Однако такой учет не во всех случаях необходим.

Многие стратиграфические комплексы даже в верхней, наиболее расчлененной части земной коры, при изучении крупных разрывов литологически могут считаться однородными. Тонкие прослои, мощность которых более чем в 10–100 раз меньше мощностей всей толщи, не мешают рассмотрению толщи в целом как однородного материала. Прочность ее в этом случае должна рассматриваться как статистически осредненная прочность всех слоев, слагающих толщу. С переходом от осадочного покрова к складчатому и кристаллическому основаниям, к магматическим интрузивным массивам, а затем к глубоким частям земной коры (гранитному и базальтовому слоям) материал в пределах значительных участков оказывается все более однородным.

Чаще могут возникать затруднения, связанные с анизотропией как горных пород, так и крупных слоистых литологических комплексов. Она может быть свойственна либо недеформированным слоистым комплексам, а затем уменьшаться по мере их смятия в складки, либо, наоборот, увеличиваться в процессе пластического деформирования вследствие метаморфизма горных пород и развития кливажа. Весьма широкое развитие разрывов, которые не совпадают с имеющимися в породах ослабленными поверхностями, убеждает в том, что во многих случаях направление разрывов определяется не анизотропным сложением материала, а теми напряжениями, которые в нем действуют. Вероятно, анизотропия оказывает влияние на расположение разрывов только в тех случаях, когда диктуемое напряжениями направление разрывов, свойственное изотропному материалу, оказывается близким к направлению ослабленных поверхностей. При таких условиях разрывы, несколько изменяя свое положение, возникают вдоль площадок, на которых напряжения (не являющиеся максимальными) в первую очередь достигают равенства прочности материала (несколько ослабленной). Таким образом, анизотропия горных пород в большинстве случаев не определяет положение разрывов, а только вносит и него некоторое дополнительное осложнение.

Особенностью многих гипотез прочности, связывающих разрывы только с действием напряжений, является то, что влияние пластических деформаций на процесс разрушения не принимается во внимание. В этом отношении гипотеза Г. Беккера обладает кажущимся преимуществом, поскольку она, хотя и неправильно, но все же связывает разрушение с пластической деформацией. Данный недостаток в наших представлениях отсутствует. Учитывая длительность действия напряжения, мы тем самым принимаем в расчет величину пластической деформации.

ВЫВОДЫ

Изложенная нами физическая теория тектонических разрывов значительно сложнее простой схемы Г. Беккера, которая складывалась более чем на столетия раньше. Учитывая в новых представлениях зависимость процесса разрушения от многих факторов, удастся решать разнообразные геологические и геофизические задачи, часть которых в прошлом вообще и не ставилась.

Главной областью приложения физической теории тектонических разрывов является обширный круг вопросов, связанных с распределением разрывов в пространстве и во времени.

Ориентировка разрывов в пространстве в однородном изотропном материале в каждой точке находится в строгом соответствии с ориентировкой осей напряжений и варьирует в пределах изменений угла скальвания α . В анизотропном или неоднородном материале происходит некоторое отклонение поверхностей разрушения от положения, свойственного однородному изотропному материалу, и приспособление их к поверхностям с пониженной прочностью. Однако в первом приближении соответствие между ориентировкой поверхностей разрушения и осей напряжения сохраняется и в этих случаях. Это подтверждается чрезвычайно широким распространением тектонических разрывов, пересекающих направление слоистости. Выяснив особенности распределения напряжений в том или ином участке земной коры, можно в общих чертах представить себе распределение рассекающих его разрывов.

Последовательность возникновения разрывов во времени можно выяснить по полю напряжений, благодаря тому, что разрушение происходит под действием различных по величине напряжений, но наступает тем раньше, чем больше напряжения. Прежде всего разрывы должны образовываться в областях максимумов соответствующих напряжений; затем процесс разрушения должен последовательно распространяться в области действия все более низких напряжений.

При заключениях о расположении разрывов в пространстве и последовательности их развития во времени необходимо принимать во внимание изменения поля напряжений во времени, связанные как с неравномерностью развития тектонических движений и преобразованием структуры коры, так и с преобразованием поля напряжений вследствие появления и разрастания самих разрывов.

Таковы общие принципы, из которых вытекает необходимость разработки методов измерения прочности отдельных участков земной коры и методов выяснения тектонических полей напряжений, действующих в земной коре. Остановимся только на первых методах, так как вторые будут рассматриваться в следующей части данной работы.

Для вычисления прочности отдельного участка земной коры нужно знать: когда начали действовать напряжения, каков их тип и величина, а также когда и какой возник разрыв. Все эти данные могут быть получены, но до сих пор еще не регистрировались. Начало действия напряжений можно установить геодезическими и геофизическими методами (наклономерами) по времени начала тектонических движений исследуемого участка в новом направлении или по моменту крупного землетрясения, вызвавшего в данном месте концентрацию напряжений, проявляющуюся афтершоками. Время и место возникновения разрывов точно фиксируются сейсмическими методами, которые позволяют отметить нарушения протяженностью начиная с первых десятков метров. Этими же методами могут быть установлены элементы залегания возникшего на глубине разрыва, его тип (отрыв или скол) и направление смещения (Гоцадзе и др., 1957; Введенская, 1956). Самым сложным является определение величины действующих в коре напряжений. Эту задачу можно решить после измерения вязкости отдельных участков коры, о чем уже говорилось выше, а также испытанием моделей.

Исследуя модели, находят величину коэффициента Φ , позволяющего по величине градиента скорости вертикальных тектонических движений поверхности земной коры $|\text{grad}V|$ судить о скорости пластической деформации $(\frac{d\gamma}{dt})$ на определенной глубине внутри коры (при известном типе ее деформации)

$$\frac{d\gamma}{dt} \approx \Phi |\text{grad}V|. \quad (27)$$

Для моделей поднятий, возникающих в коре под действием вертикального подъема ограниченных разрывами глыб, уже были получены первые данные о

величине Φ . В зависимости от ряда факторов, Φ равно от 2 до 10. Можно определять Φ и независимым методом в природных условиях, о чем говорилось выше.

Зная величины $\Phi|\text{grad}V|$ и эффективной вязкости η_{III} для исследуемого участка коры, можно вычислить интенсивность действующих в нем касательных напряжений τ_i или величину максимальных касательных напряжений τ_{max} :

$$\tau_{\text{max}} = \eta_{\text{III}} \frac{d\gamma}{dt} \cong \eta_{\text{III}} \Phi |\text{grad}V|. \quad (28)$$

Эти данные особенно важны, так как внутри земной коры развиваются почти одни только сколы. Используя модели и применяя сейсмологические методы, можно определить величину всестороннего давления σ_m и коэффициента Пуассона μ . После этого вычисление всех трех главных напряжений уже не встретит затруднений.

Следовательно, измерение прочности отдельных участков земной коры хотя до сих пор не производилось, но принципиально возможно.

Глава 22

ПЛАСТИЧНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Пластичность разных горных пород, т. е. их способность к образованию остаточных деформаций, весьма различна и оказывает большое влияние на формирование структур земной коры. Геологи достоверно отличают мало-пластичные (хрупкие) комплексы пород, образующие глыбовые тектонические нарушения и рассеченные многочисленными тектоническими разрывами. Таковы, например, мезо-кайнозойские нарушения в массивах палеозойских гранитов в Тянь-Шане. Своеобразные структурные формы – диапировые внедрения – создаются наиболее пластичными породами, например каменной солью и гипсами на юге Средней Азии.

Пластичность горной породы определяется соотношением между ее вязкостью и прочностью при определенных температурных и силовых условиях. Количественной мерой пластичности служит величина остаточной деформации, которая успела образоваться до возникновения разрыва, целиком рассекающего исследуемое тело. Величина этой деформации зависит от интенсивности касательных напряжений τ_i , вязкости породы η_{III} и длительности действия напряжения δ до момента возникновения отрыва (δ_σ) или скола (δ_τ). Следовательно, пластичность π равна наименьшей из следующих двух величин:

$$\pi = \begin{cases} = \gamma_i = \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} \delta_\sigma; \\ = \gamma_i = \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} \delta_\tau. \end{cases} \quad (1)$$

Вязкость зависит от интенсивности касательных напряжений τ_i , всестороннего давления σ_m и температуры T . Как говорилось выше (глава 20), при определенных σ_m и T можно принять

$$\eta_{III} = \eta_0 e^{-N\tau_i}, \quad (2)$$

где η_0 – характеристика вязкостных свойств породы в данных условиях температуры и всестороннего давления.

Для времени δ_τ приводились выражения его зависимости от размеров тела (влияющего на $\delta_{0\tau}$) и интенсивности касательных напряжений τ_i . При выбранных температурах и всестороннем давлении

$$\delta_\tau = \delta_{0\tau} e^{\frac{P_{1\tau} - \tau_i}{\zeta_\tau}}. \quad (3)$$

Используя аналогичные характеристики прочности материала на отрыв $\delta_{0\sigma}$, $P_{1\sigma}$, ζ_σ , можно считать, что

$$\delta_\sigma = \delta_{0\sigma} e^{\frac{P_{1\sigma} - (+\sigma_1)}{\zeta_\sigma}}. \quad (4)$$

Подстановка (2), (3) и (4) в (1) приведет к выражению (при избранных температуре и всестороннем давлении), где пластичность равна той из двух указываемых величин, значение которой в данном случае меньше другой:

$$\pi = \begin{cases} = \frac{\partial_{0\sigma}}{2\eta_0} \tau_i e^{N\tau_i + \frac{P_{1\sigma} - (+\sigma_1)}{\zeta_\sigma}} \\ = \frac{\partial_{0\tau}}{2\eta_0} \tau_i e^{\tau_i \left(N - \frac{1}{\zeta_\tau} \right) + \frac{P_{1\tau}}{\zeta_\tau}} \end{cases} \quad (5)$$

Таким образом, одна и та же горная порода может приобретать до появления разрыва различные по величине остаточные деформации, в зависимости от интенсивности касательных напряжений. Выражения (5) позволяют предвидеть следующие случаи изменения пластичности по мере изменения напряженного состояния:

1) величина $+\sigma$ остается постоянной, τ_i увеличивается – пластичность возрастает;

2) величина $+\sigma_1$ увеличивается, τ_i остается постоянной – пластичность уменьшается;

3) растягивающих напряжений нет; τ_i увеличивается; свойства материала таковы, что $N > \frac{1}{\zeta_\tau}$, т. е. разность $N - \frac{1}{\zeta_\tau}$ положительна – пластичность увеличивается;

4) растягивающих напряжений нет; τ_i увеличивается; свойства материала таковы, что $N < \frac{1}{\zeta_\tau}$, т. е. разность $(N - \frac{1}{\zeta_\tau})$ отрицательна – пластичность уменьшается.

Следовательно, изменения пластичности в зависимости от напряжений качественно зависят главным образом от соотношений между N и $\frac{1}{\zeta_\tau}$. Это еще совершенно неизученное соотношение имеет чрезвычайно большое значение для понимания пластичности горных пород и складчатых деформаций земной коры.

Изменения температуры или всестороннего давления однозначно влияют и на вязкость, и на прочность пород. Поэтому зависимость пластичности от этих факторов определяется количественными соотношениями в изменениях вязкости и прочности. Уменьшение количества гипоцентров землетрясений по мере углубления внутрь Земли и их полное исчезновение ниже 700–800 км позволяет предполагать, что прочность под влиянием всестороннего давления возрастает сильнее, чем вязкость. В данном случае роль температуры незначительна, так как она возрастает с глубиной гораздо слабее, чем всестороннее давление.

Исследование пластичности горных пород экспериментальными лабораторными методами перспективно в том отношении, что оно сможет дать нам критерии для решения следующих задач. Прямые задачи – по данным об изменении напряженного состояния в пространстве (с глубиной или по мере перехода в иные элементы общей структуры) можно будет предвидеть, как должны изменяться трещиноватость и степень пластической деформированности одних и тех же пород. Обратные задачи – наблюдая, как изменяются трещиноватость и степень пластической деформированности одних и тех же пород по мере перехода в другие участки пространства, можно будет устанавливать, какими изменениями напряженного состояния это было вызвано. Задачи этих двух типов имеют непосредственное отношение к изучению генезиса и разведке месторождений многих полезных ископаемых.

III. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Метод эксперимента играет весьма важную роль в развитии многих наук. Однако использовать его в тектонофизике на первый взгляд кажется невозможным – объекты исследования слишком велики и жизнь наша намного короче продолжительности тектонических процессов. Несмотря на это, метод эксперимента все же доступен и в тектонофизике, если проводить эксперименты не непосредственно с земной корой, а с моделями отдельных ее участков. Размеры исследуемого объекта и продолжительность процесса можно при этом очень сильно сократить. Такое моделирование тектонических процессов должно использоваться не как иллюстрация уже известных представлений, выработанных в результате одних только полевых геологических наблюдений, а как особый метод исследования. Этот метод позволяет проверять физическую возможность развития тех процессов, которые предполагаются в итоге геологических полевых работ. Он необходим для выработки и уточнения общих физических представлений, используемых при интерпретации геологических фактов, а также дает возможность открытия пока еще неизвестных физических условий образования складок и разрывов определенных типов. Поэтому необходимость моделирования тектонических явлений вполне очевидна. Метод моделирования широко используется в технике и приобретает все большее значение в геофизике, в частности в сейсмологии и магнитометрии.

Признавая желательность моделирования, некоторые геологи до сих пор сомневаются, является ли моделирование тектонических процессов в принципе возможным, не слишком ли сложны геологические процессы и просты лабораторные эксперименты? Приводимое ниже подробное рассмотрение этого вопроса показывает, что моделирование возможно, если заранее вводятся четкие ограничения исследуемых явлений. Эти ограничения определяют весь эксперимент и пределы природных явлений, на которые могут распространяться выводы, полученные на моделях.

Целесообразность испытаний моделей подтверждается не только теоретическим, но и практическим путем. В ряде случаев важные общие представления возникали в результате испытаний моделей, а затем, спустя много лет, подтверждались полевыми исследованиями. Это объясняется тем, что в лаборатории условия развития каждой исследуемой структурной формы, например складки, не только полностью известны, но и поддаются регулированию. По отношению к моделям возможно широкое использование статистической обработки материала. В лаборатории весь процесс с начала и до конца проходит на глазах исследователя. Наблюдения здесь могут производиться над любой точкой объекта. Поэтому попытки моделировать тектонические явления предпринимались на протяжении всей истории геологии.

Еще в начале XIX в. в Шотландии Джеймс Холл (1815), воспроизводя складки путем продольного сжатия слоев, показал, что они могут рассматриваться не как первичная форма слоистости, а как результат деформации осадочных толщ. Теперь это представление является аксиомой.

Большой известностью пользуются опыты, проведенные во Франции А. Добрэ (Daubrée, 1879). Он искусственно получил кливаж и содействовал этим признанию того, что кливаж появляется при деформациях горных пород. На стеклянных призмах А. Добрэ установил, что трещины скалывания обычно возникают вдоль двух направлений, угол между которыми постоянен. Последующие геологические наблюдения подтвердили это мнение и оно стало теперь общепризнанным.

В 80 и 90-х годах XIX в. в Германии Э. Рейер (Reyer, 1892–1894) доказал на моделях возможность возникновения складок путем гравитационного оползания. Только в 30-х годах XX в. эта идея получила широкое распространение на базе целевых геологических данных. Э. Рейер первым наблюдал на моделях из влажной глины, что кулисообразное расположение разрывов свойственно деформации простого сдвига. Многочисленные более поздние геологические наблюдения полностью подтвердили этот вывод, широко используемый теперь при разведке месторождений.

В связи с развитием нефтяной геологии в США Т. Линк (Link, 1927) установил на моделях, что сочетание радиальных и концентричных разрывов свойственно антиклинальным складкам куполовидной формы. Л. Неттлетон (Nettleton, 1934), М. Добрин (Dobrin, 1941), Паркер и Мак-Доуэлл (Parker, Mc. Dowell, 1955), испытывая модели, доказали физическую возможность возникновения куполовидных складок гравитационного всплывания. Тем самым они способствовали укреплению ранее высказанной гипотезы Харборта, которая только в последнее время полностью подтвердилась геологическим материалом.

С 40-х годов моделирование стало развиваться в Китае Ли Сы-Гуаном (Li Szu-Kuang, 1945–1955), а затем Чжан Вэнь-ю (1948). Они выявили закономерность смены ранних мелких нарушений более поздними крупными, которые приспособляются к предыдущим. Геологические наблюдения в поле, проведенные не только в Китае, но и в других странах (например А. А. Белицким в Кузбассе), подтверждают это общее представление.

Начиная с 30 и 40-х годов в СССР модели стали испытываться М. М. Тетяевым, П. Е. Оффманом, Е. Н. Пермьяковым, А. А. Белицким и рядом других геологов. Систематически моделирование ведется коллективом, возглавляемым В. В. Белоусовым. Вначале эксперименты с моделями ставились для проверки предположений о физической возможности различных видов влияния вертикальных сил на структуру земной коры. На моделях удалось доказать, что под действием одних только вертикальных сил возможны и отжимание слоев со сводов поднятий, и возникновение раздувов мощностей и взбросов на их крыльях. Было показано, что разлинзование (будинаж) возникает при сжатии слоистой толщи перпендикулярно к напластованию. Затем задачи моделирования стали более разнообразными и включили изучение напряженного состояния земной коры (Гзовский, 1954в, 1956а, б, 1958).

Приведенные примеры отразили лишь некоторые результаты, достигнутые при еще слабом развитии метода моделирования. Дальнейшее развитие теории, создание специальных приборов для исследования свойств материалов моделей, а также установок для испытания моделей, несомненно, сделают метод моделирования еще более эффективным.

Глава 23

**ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ**

При постановке вопросов, решаемых методом моделирования, во время испытания моделей и при последующем использовании результатов экспериментов необходимо придерживаться определенных общих принципов.

1. Принцип подобия моделей природным объектам. Результаты испытания моделей можно использовать при рассмотрении природных объектов только в том случае, если они подобны. Анализ подобия необходим при каждом испытании моделей.

2. Принцип избирательности моделей (селективности) относительно процессов, происходящих в природных объектах. Модели, подобные объектам в отношении изучаемых процессов, не должны и могут не быть подобными в отношении многих других второстепенных и не существенных для нас явлений.

3. Принцип раздельного изучения на моделях (сепарации) тех существенных факторов, которые в природных объектах действуют совместно. Для четкого определения роли каждого фактора в исследуемом процессе модели нужно испытывать сериями, в каждой из которых следует последовательно изменять только один фактор, сохраняя действия остальных постоянными. После раздельного изучения нужно испытывать сложные модели, подверженные воздействию совокупности ранее исследованных факторов.

4. Принцип последовательных приближений (аппроксимации) к полному подобию моделей и природных объектов. В силу большой сложности природных процессов и относительности наших знаний о них, модели всегда являются лишь приближенно подобными. За счет углубления представлений об условиях подобия, улучшения знаний о природных объектах и физических свойствах горных пород, разработки лучших материалов для изготовления моделей и совершенствования техники моделирования степень подобия моделей в ходе исследования должна непрерывно повышаться. Учитывая это обстоятельство, испытание моделей можно начинать, если условия их подобия еще слабо разработаны. Вместе с тем принцип последовательных приближений обязывает к определенной осторожности при распространении выводов о моделях на природные объекты.

5. Принцип статистической обоснованности заключений о результатах испытаний моделей. Выводы, получаемые путем испытания моделей, являются чисто эмпирическими, поэтому их достоверность и точность должны оцениваться и проверяться статистически.

Перечисленные общие принципы имеют большое значение для успешного моделирования и использования его результатов. Эти принципы используются совместно, они вытекают один из другого и дополняют друг друга.

Глава 24

УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ

Тектонические явления, изучаемые на моделях, ограничим процессами образования складок, разрывов, будинажа и других макроскопических проявлений деформаций и механического разрушения земной коры. Микроскопические проявления данных процессов, изучаемые методами петротектоники, на этих моделях исследовать не будем. Таким образом, мы начинаем рассмотрение условий подобия с применения принципа избирательности моделей и требуем их подобия природным объектам лишь в отношении макроскопических проявлений деформаций и разрывов.

Физические явления и объекты считаются подобными, если они обладают геометрическим подобием и при этом поля всех одноименных физических переменных соответственно подобны. Полем физической величины называется совокупность ее значений во всех точках изучаемого пространства. Подобие полей физических переменных заключается в том, что величина какой-либо переменной в любой точке одного объекта равна величине той же переменной в сходственной точке другого объекта, умноженной на постоянный коэффициент – множитель подобия.

Процессы деформирования земной коры и образования в ней разрывов, вызывающие их силы и физико-механические свойства горных пород, характеризуются большим числом физических величин. При моделировании для каждой из них должен быть выбран множитель подобия. При постановке каждого эксперимента необходимо устанавливать обязательный перечень множителей подобия, что является сложной задачей. Кроме того, многие физические величины имеют взаимно-связанные размерности. Поэтому, выбрав определенные множители подобия, например для расстояний и времени, мы тем самым уже предопределяем величины множителей подобия скоростей и ускорений. При их изменении подобие нарушится. Таким образом, следующей задачей является определение тех соотношений между множителями подобия различных физических величин, которые обязательны для соблюдения подобия всего процесса в целом. Уравнения, указывающие при каких соотношениях между множителями подобия физические явления подобны, называются условиями подобия.

ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ

Условия подобия могут быть установлены двумя методами. Первый – более старый и менее надежный, но зато простой – основан на анализе размерностей физических величин. Перечень физических величин, для которых должны быть введены множители подобия, составляется исследователем в соответствии с его представлением о том, какие факторы существенно влияют на моделируемое явление. Никаких определенных ограничений на этот пе-

речень не накладывается. Поэтому некоторые существенные множители подобия могут оказаться забытыми или же, наоборот, появляются лишние условия, усложняющие эксперимент. Данный метод был использован для определения условий подобия при моделировании тектонических явлений Г.Кенигсбергером и О. Моратом (Koenigsberger, Morath, 1913), М.Хаббертом (Hubbert, 1937), Е. Н. Люстихом (1949) и Б. Л. Шнеерсоном (1947).

Второй метод выявления условий подобия, разработанный советскими физиками В. Л. Кирпичевым, а затем М. В. Кирпичевым (1953), А. А. Гухманом и Л. С. Эйгенсоном (1952) сложнее первого, но зато более надежен. Он был использован автором для вывода условий подобия при моделировании тектонических процессов (Гзовский, 1954 б).

Его последовательное применение в ряде случаев упрощает моделирование. Ясно, что результаты, полученные вторым методом, никогда не противоречат результатам, полученным первым методом. Сущность второго метода заключается в том, что условия подобия выводятся из дифференциальных или интегральных уравнений, описывающих изучаемый процесс. Благодаря этому перечень физических величин, существенных для моделируемого процесса, оказывается вполне определенным. Математически доказано, что в случае подобия полей физических величин, характеризующих изучаемый процесс, уравнения могут быть приведены к тождественному безразмерному виду, если в качестве эталонных размерных масштабных единиц выбраны сходственные геометрические и физические величины. На основании последней закономерности в теории моделирования доказывалось, что, идя обратным путем, можно находить те соотношения между эталонными масштабными единицами (являющимися сходственными величинами), при которых уравнения приводятся к тождественному безразмерному виду. Эти соотношения между эталонными сходственными величинами и являются условиями подобия (Эйгенсон, 1952, Кирпичев, 1953). Так, из выбранных уравнений, описывающих исследуемый процесс, неизбежно вытекают только одни вполне определенные условия подобия. Следовательно, основной задачей при определении условий подобия должен быть выбор исходных уравнений.

Всякое макроскопическое проявление деформаций любого участка земной коры или его модели может рассматриваться как суммарный результат деформации, возникающих под действием напряжений и относительных перемещений многочисленных элементарных весьма малых объемов. Если напряжения, перемещения в пространстве, деформации и разрывы каждого элементарного объема модели будут подобны напряжениям, перемещениям, деформациям и разрывам сходственного элемента земной коры, модель в целом будет подобна изучаемому участку.

Перейдем к выбору уравнений, описывающих соотношения между напряжениями, перемещениями, деформациями и разрывами. Относительное перемещение каждого элементарного объема на весьма малом отрезке пути в течение весьма короткого времени может быть сведено к поступательному движению и вращению. Относительное перемещение элементарных объемов является результатом испытываемых ускорений, возникающих вследствие действия сил, приложенных к каждому элементарному весьма малому объему. Эти силы, т. е. напряжения, а также вызываемые ими ускорения всегда удовлетворяют следующей известной системе дифференциальных уравнений, предложенной О. Коши и называемой уравнениями равновесия и движения:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} &= \rho j_x; \\ \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} &= \rho j_y; \\ \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + \rho g &= \rho j_z, \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где x, y, z – декартовы координаты (ось z вертикальна);

$\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ – нормальные напряжения на площадках, перпендикулярных осям координат;

$\tau_{xy}, \tau_{zx}, \tau_{yz}$ – касательные напряжения на площадках, перпендикулярных второй из указанных осей координат, действующие параллельно первой из указанных осей;

ρ – плотность материала;

g – ускорение силы тяжести;

j_x, j_y, j_z – проекции ускорений;

$\rho j_x, \rho j_y, \rho j_z$ – характеризуют инерционные силы (в случае статического равновесия они равны нулю).

Под действием напряжений каждый элементарный объем, кроме перемещений в пространстве, испытывает также деформации и подвергается разрушению разрывами. При макроскопическом рассмотрении деформаций различают только два основных вида – обратимые (упругие) и остаточные (пластические) деформации. Кроме того, можно выделить две части обратимой деформации – условно-мгновенную и упругое последствие. Все эти деформации, а также характеристики свойств пород, влияющих на их развитие, уже рассматривались выше и были связаны в ряде уравнений.

Эмпирически установленные соотношения между напряжениями, физико-механическими свойствами горных пород и развивающимися во времени деформациями наиболее полно описываются уравнением (16) из главы 17

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G_I} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} \left(1 - e^{-\frac{t}{\theta_{II}}}\right) + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t, \quad (2)$$

где G_I – модуль условно-мгновенного сдвига;

G_{II} – модуль равновесной (максимальной) деформации сдвига упругого последствия;

θ_{II} – период релаксации, связанной с упругим последствием;

η_{III} – коэффициент эффективной вязкости;

γ_i – интенсивность деформации сдвига;

τ_i – интенсивность касательных напряжений;

t – время действия напряжений;

e – основание натуральных логарифмов.

Данное уравнение описывает отдельную схему кинетики деформации, развивающейся при одной определенной величине напряжений. Для полной характеристики соотношений между деформациями и напряжениями необходима совокупность ряда схем кинетики деформации, соответствующих различной интенсивности напряжений τ_i .

Располагая такими исчерпывающими фактическими данными, можно проверить, в какой мере перечисленные выше характеристики физико-механических свойств, входящие в уравнение (2), изменяются в зависимости от величины касательных напряжений. Как уже говорилось, величины модулей упругости в первом приближении можно считать постоянными во всем диапазоне действующих напряжений (с точностью до 10 – 20%). Намного более заметны изменения времени релаксации θ_{II} и коэффициента вязкости η_{III} , для которых констатируется экспоненциальная зависимость от интенсивности касательных напряжений τ_i , всестороннего давления σ_m и температуры T . Эти изменения у горных пород установлены только качественно, но количественно еще не изучены. Поэтому предполагается, что для горных пород справедлива одна из уже известных форм этой зависимости, установленных для разнообразных поликристаллических, аморфных и жидких материалов:

$$\left. \begin{aligned} \eta_{III} &= m\tau_i^{-n}; \eta_{III} = \eta_0 e^{-\frac{\tau_i}{kT}}; \\ \eta_{III} &= \eta_{IIImin} + (\eta_{IIImax} - \eta_{IIImin}) \frac{\frac{\tau_i}{P_\eta}}{sh \frac{\tau_i}{P_\eta}}; \\ \eta_{III} &= \eta_0 e^{-\frac{u-a\sigma_m}{kT}}; \\ \lg \eta_{III} &= \lg(\eta_{III})_0 - N\tau_i, \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

где $m, n, \eta_0, b, \eta_{IIImin}, \eta_{IIImax}, P_\eta, u, a, N$ – постоянные величины;

k – постоянная Больцмана, равная $1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град;

T – абсолютная температура;

e – основание натуральных логарифмов.

Изменения θ_{II} изучены еще слабо.

Процесс разрушения и описывающие его уравнения также были подробно рассмотрены выше. Наиболее полное описание разрушения дается системой уравнений, учитывающей ряд главных закономерностей. Прочность горных пород на отрыв, зависящую от величины и длительности действия напряжений, будем считать характеризующейся уравнением С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева, которое согласно (17) и (18) из главы 21 может быть разрешено либо для напряжений, либо для длительностей действия напряжений:

$$\partial_\sigma = \frac{\delta_\sigma}{2,7^{\frac{\tau_i}{\zeta_\sigma}}} \text{ или } P_{\partial\sigma} = P_{1\sigma} - \zeta_\sigma \ln \frac{\partial}{\partial_1}. \quad (4)$$

Аналогичное уравнение принимается и для описания прочности на скальвание

$$\partial_\tau = \frac{\delta_\tau}{2,7^{\frac{\tau_i}{\zeta_\tau}}} \quad (5)$$

или

$$P_{\partial\tau} = P_{1\tau} - \zeta_\tau \ln \frac{\partial}{\partial_1}. \quad (6)$$

Кроме того, будем иметь в виду и отражаемую гипотезой О. Мора (21) из главы 21 зависимость прочности на скальвание от величины нормального напряжения на поверхности разрушения

$$P_{1\tau} = (P_{1\tau})_0 - q\sigma. \quad (7)$$

Уравнения (4), (5), (6), ограничивая величины τ_i и $+\sigma_1$ тем самым ограничивают и максимальную возможную величину упругой деформации, которая по закону Гука определяется модулем упругости и напряжениями. Условно-мгновенная упругая деформация $\gamma_{i(еI)}$ равновесная деформация полного упругого последствия $\gamma_{i(еII)}$ и, наконец, общая величина упругой деформации $\gamma_{i(е)}$ не могут быть больше тех их критических значений, которые соответствуют условно-мгновенной прочности $P_{1\tau}$ при $\partial_1 = 1$ сек.

$$\left. \begin{aligned} \gamma_{i(еI)} &\leq \frac{1}{2G_I} \cdot P_{1\tau}; \\ \gamma_{i(еII)} &\leq \frac{1}{2G_{II}} \cdot P_{1\tau}; \\ \gamma_{i(е)} &\leq \frac{1}{2G} \cdot P_{1\tau} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Наибольшие упругие удлинения: условно-мгновенные $+\varepsilon_{1(eI)}$, равновесное последствие $+\varepsilon_{1(eII)}$, полное $+\varepsilon_{1(e)}$ ограничиваются условиями:

$$\left. \begin{aligned} +\varepsilon_{1(eI)} &\leq \frac{P_{1\sigma}}{E_I} - \frac{\mu}{E_I}(\sigma_2 + \sigma_3); \sigma_2 < P_{1\sigma}; \sigma_3 < P_{1\sigma}; \\ +\varepsilon_{1(eII)} &\leq \frac{P_{1\sigma}}{E_{II}} - \frac{\mu}{E_{II}}(\sigma_2 + \sigma_3); \sigma_2 < P_{1\sigma}; \sigma_3 < P_{1\sigma}; \\ +\varepsilon_{1(e)} &\leq \frac{P_{1\sigma}}{E} - \frac{\mu}{E}(\sigma_2 + \sigma_3); \sigma_2 < P_{1\sigma}; \sigma_3 < P_{1\sigma} \end{aligned} \right\}, \quad (9)$$

где μ – безразмерный коэффициент Пуассона; E_I, E_{II}, E – модули упругой условно-мгновенной, последственной и полной равновесной деформации удлинения (укорочения).

Таким образом, имеющаяся система уравнений в совокупности описывает все известные закономерности, связывающие напряжения, время, деформации, разрывы и физико-механические свойства горных пород. Перечисленные уравнения отражают общие физические закономерности, установленные для весьма разнообразных материалов, которые вместе с тем распространяются и на горные породы. Это позволяет, несмотря на слабую изученность физико-механических свойств горных пород, считать данные уравнения достаточно достоверными.

Совокупность уравнений хорошо передает не только общие закономерности, но и специфику механических свойств различных материалов, проявляющуюся в зависимости η_{III} от τ_i и σ_m ; в зависимости прочностей $P_{\sigma\tau}$ и $P_{\sigma\sigma}$ от длительности δ действия напряжений; в ограниченности максимальной возможной величины упругой деформации, которая определяется соотношением величин модулей упругости и условно-мгновенных прочностей и т. д.

Совокупность обсуждаемых уравнений и графическое изображение закономерностей деформирования и разрушения горных пород, приведенные на фиг. 6 и 7, отражают соотношения при экспериментах, длительность которых не превышала нескольких месяцев для горных пород и десятка лет для металлов. Для перехода от этих лабораторных данных к представлениям о весьма длительных процессах необходимо иметь в виду следующее:

1. Представления о закономерностях весьма длительных деформаций могут быть составлены лишь путем экстраполяции данных о кратковременных лабораторных испытаниях, при учете общих физических закономерностей. Эксперименты длительностью в тысячелетия для нашего поколения не представляют интереса.

2. Полученные в лаборатории кривые кинетики деформации типа фиг. 3, г, д полностью отражают все стадии развития процесса с начала и до конца – от условно-мгновенной деформации до разрушения породы.

3. Увеличение общей длительности процесса возможно лишь за счет снижения интенсивности касательных напряжений.

4. В диапазоне возможной продолжительности лабораторных экспериментов снижение интенсивности касательных напряжений приводит к увеличению общей длительности процесса в основном за счет удлинения третьей стадии, соответствующей прямолинейной наклонной части кривой кинетики деформации горной породы. В настоящее время нет данных, которые свидетельствовали бы об изменении этой закономерности с увеличением длительности эксперимента.

5. Жидкости имеют кривые кинетики деформации, подобные кривым горных пород. В жидкостях развиваются упругие и пластические деформации и даже разрывы (Корнфельд, 1951). Но продолжительность первых двух стадий деформации (до установления постоянной скорости пластиче-

ской деформации) в жидкостях от 10^3 до 10^6 раз меньше, чем у горных пород. Поэтому, исчисляя время в относительных единицах, равных продолжительности первых двух стадий, можно считать кривые кинетики деформации жидкостей на протяжении месяцев и годов подобными для горных пород, если бы их испытывали в течение тысячелетий и миллионов лет.

б. При длительном испытании жидкостей происходит удлинение в основном только третьей стадии процесса, поэтому нужно предполагать аналогичное влияние продолжительности процесса и на форму кривых кинетики деформации горных пород.

Все приведенные соображения позволяют допускать (в первом приближении) экстраполяцию уравнений (2)–(6) и фиг. 6 на процессы длительного деформирования и разрушения горных пород, происходившие в природных условиях на протяжении тысяч и даже миллионов лет. Данное представление является той физической гипотезой, без которой невозможно последующее чисто математическое выяснение условий подобия. Принятое конкретное содержание гипотезы нужно считать первым приближением, соответствующим имеющимся данным. Эта гипотеза в виде основного уравнения (2) в несколько упрощенном виде, совпадающем с (25) из главы 17, уже использовалась при рассмотрении длительных геологических процессов рядом видных геофизиков – Б.Гутенбергом (Gutenberg, 1939), В. А. Магницким (1948), К. Буленом (Bullen, 1953), Е. Ф. Саваренским и Д. П. Кирносом (1955) и др.

Таким образом, в основу вывода условий подобий можно положить приведенные выше уравнения (1), (2), (3), (4), (6) и (7). Не вводя больше никаких предположений, из этих уравнений чисто математическим путем получим сведения о том, какими должны быть модели, в которых соблюдено подобие всех физико-механических свойств, влияющих на развитие деформаций и разрывов и учитываемых в выбранных уравнениях. Для того, чтобы установить условия приведения всех перечисленных уравнений к безразмерному виду и таким путем выяснить условия подобия, прежде всего следует произвести так называемые масштабные преобразования, т. е. заменить каждую размерную величину произведением безразмерной величины на некоторый размерный эталон, отмеченный индексом «э». Пусть:

$$\left. \begin{aligned} x &= Xl_3; \quad y = Yl_3; \quad z = Zl_3; \\ \sigma_x &= \Sigma_x G_3; \quad \sigma_e = \Sigma_e G_3; \quad \sigma_z = \Sigma_z G_3; \quad \sigma_m = \Sigma_m G_3; \quad \sigma = \Sigma G_3; \\ \tau_i &= \Pi_i G_3; \quad \tau_{xy} = \Pi_{xy} G_3; \quad \tau_{zx} = \Pi_{zx} G_3; \quad \tau_{yz} = \Pi_{yz} G_3; \\ P_\eta &= \Phi_\eta G_3; \quad G = 1G_3; \quad G_I = \mathcal{J}_I G_3; \quad G_{II} = \mathcal{J}_{II} G_3; \\ P_{\partial\tau} &= \Phi_{\partial\tau} G_3; \quad P_{\partial\sigma} = \Phi_{\partial\sigma} G_3; \quad P_{1\tau} = \Phi_{1\tau} G_3; \quad P_{1\sigma} = \Phi_{1\sigma} G_3; \\ \zeta_\tau &= \mathcal{D}_\tau G_3; \quad \zeta_\sigma = \mathcal{D}_\sigma G_3; \\ \eta_{III} &= 1\eta_3; \quad \eta_{II} = N_{II}\eta_3; \quad \eta_{\min} = N_{\min}\eta_3; \quad \eta_0 = N_0\eta_3; \\ \eta_{\max} &= N_{\max}\eta_3; \quad \partial = \mathcal{D} \cdot t_3; \quad \partial_1 = 1t_3; \quad \partial_\tau = \mathcal{D}_\tau \cdot t_3; \\ \partial_\sigma &= \mathcal{D}_\sigma t_3; \quad t = Tt_3; \quad \delta_\tau = \Delta_\tau t_3; \quad \delta_\sigma = \Delta_\sigma t_3; \\ \rho &= 1\rho_3; \quad g = 1g_3; \quad j_x = I_x g_3; \quad j_y = I_y g_3; \\ j_z &= I_z g_3. \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Все безразмерные величины, такие, как γ_i , коэффициент Пуассона μ , коэффициент трения f , коэффициент q из (7), при рассмотрении условий подобия и выводе безразмерных уравнений не подвергаются масштабным преобразованиям. Их величина должна быть одной и той же и у модели, и у природного объекта, поэтому они не фигурируют в (10).

Если произвести подстановку соответствующих значений из (10) в (1), получается

$$\begin{aligned} \frac{G_3}{l_3} \left(\frac{\partial \Sigma}{\partial X} + \frac{\partial \Pi'_{xy}}{\partial Y} + \frac{\partial \Pi'_{xz}}{\partial Z} \right) &= \rho_3 g_3 I_x; \\ \frac{G_3}{l_3} \left(\frac{\partial \Pi'_{yx}}{\partial X} + \frac{\partial \Sigma_y}{\partial Y} + \frac{\partial \Pi'_{yz}}{\partial Z} \right) &= \rho_3 g_3 I_y; \\ \frac{G_3}{l_3} \left(\frac{\partial \Pi'_{zx}}{\partial X} + \frac{\partial \Pi'_{zy}}{\partial Y} + \frac{\partial \Sigma_z}{\partial Z} \right) + \rho_3 g_3 &= \rho_3 g_3 I_z. \end{aligned} \quad (11)$$

Для того, чтобы систему уравнений (11) привести к безразмерному виду, необходимо сократить размерные множители, а это будет возможно, если

$$\frac{G_3}{l_3} = \rho_3 g_3 \quad \text{или} \quad G_3 = \rho_3 g_3 l_3. \quad (12)$$

Формула (12) – это так называемое уравнение связи между эталонными размерными величинами, которое необходимо удовлетворить для того, чтобы привести рассматриваемое уравнение к безразмерному виду. Если равенство (12) удовлетворить, то (11) превратится в следующее безразмерное уравнение:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Sigma_x}{\partial X} + \frac{\partial \Pi'_{xy}}{\partial Y} + \frac{\partial \Pi'_{xz}}{\partial Z} &= I_x; \\ \frac{\partial \Pi'_{yx}}{\partial X} + \frac{\partial \Sigma_y}{\partial Y} + \frac{\partial \Pi'_{yz}}{\partial Z} &= I_y; \\ \frac{\partial \Pi'_{zx}}{\partial X} + \frac{\partial \Pi'_{zy}}{\partial Y} + \frac{\partial \Sigma_z}{\partial Z} + 1 &= I_z. \end{aligned} \quad (13)$$

Главное уравнение (2), разделяющее условно-мгновенную деформацию, упругое последствие и пластическую деформацию, в результате подстановки из (10) преобразуется в

$$\gamma_i = \frac{G_3 \Pi'_i}{2G_3 \mathcal{J}_I} + \frac{G_3}{2G_3} \cdot \frac{\Pi'_i}{\mathcal{J}_{II}} \left(1 - e^{-\frac{t_3 G_3 \mathcal{J}_{II} T}{\eta_3 N_{II}}} \right) + \frac{G_3 t_3 \Pi'_i}{2\eta_3} T. \quad (14)$$

В случае удовлетворения уравнения связи

$$\frac{1}{t_3} = \frac{G_3}{\eta_3} \quad \text{или} \quad \eta_3 = G_3 t_3, \quad (15)$$

оно приобретает безразмерный вид:

$$\gamma_i = \frac{1}{2} \left[\frac{\Pi'_i}{\mathcal{J}_I} + \frac{\Pi'_i}{\mathcal{J}_{II}} \left(1 - e^{-\frac{\mathcal{J}_{II} T}{N_{II}}} \right) + \Pi'_i T \right]. \quad (16)$$

Зависимость (3) эффективной вязкости от σ_m и температуры T также можно привести к безразмерному виду. Для этого следует учесть, что коэффициент a имеет размерность расстояния, возведенного в куб; размерность постоянной Больцмана – энергия, деленная на температуру. Поэтому, избрав эталонную температуру T_3 и уже имея эталонные расстояния l_3 и напряжения G_3 , можно произвести следующие масштабные преобразования:

$$\left. \begin{aligned} a &= l_3^3 A; \quad T = T_3 T^*; \\ u &= u_3 U; \quad k = \frac{u_3}{T_3} K, \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

где K и T^* являются безразмерными величинами.

Предпоследнюю из зависимостей (3), используя (10) и (17), можно представить в виде:

$$\eta_3 \cdot 1 = \eta_3 N_0 e^{\frac{u_3 U - G_3 I_3^2 A \Sigma_m}{u_3 \tau_3 K T^*}} \quad (18)$$

Имея в виду (12) и (15), можно произвести сокращения и получить безразмерное уравнение

$$N_0 e^{\frac{U - A \Sigma_m}{K T^*}} = 1, \quad (19)$$

описывающее зависимость коэффициента вязкости от всестороннего давления и температуры, если ввести следующее уравнение связи:

$$u_3 = G_3 I_3^3. \quad (20)$$

Зависимость коэффициента эффективной вязкости η_{III} от интенсивности касательных напряжений τ_i приводится к безразмерному виду

$$N_{\min} + (N_{\max} - N_{\min}) \frac{\frac{\mathcal{M}_i}{\mathcal{P}_\eta}}{\operatorname{sh}\left(\frac{\mathcal{M}_i}{\mathcal{P}_\eta}\right)} = 1 \quad (21)$$

без каких бы то ни было уравнений связи в результате одних лишь масштабных преобразований (10).

Так же просто в результате одних масштабных преобразований согласно (10) к безразмерному виду приводятся и уравнения, описывающие прочности горных пород как функции времени. Уравнение С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева (4), (5), (6) преобразуется в

$$\left. \begin{aligned} D_\sigma &= \frac{\Delta_\sigma}{\frac{\mathcal{M}_i}{\mathcal{P}_\eta}}, \\ &e^{\mathcal{D}_\sigma} \\ D_\tau &= \frac{\Delta_\tau}{\frac{\mathcal{M}_i}{\mathcal{P}_\eta}}, \\ &e^{\mathcal{D}_\tau} \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

или же в

$$\left. \begin{aligned} \mathcal{P}_{\partial\sigma} &= \mathcal{P}_{1\sigma} - \mathcal{D}_\sigma \ln D, \\ \mathcal{P}_{\partial\tau} &= \mathcal{P}_{1\tau} - \mathcal{D}_\tau \ln D. \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

Не требуется уравнений связи и для преобразования к безразмерному виду гипотезы О. Мора. В результате масштабных преобразований (10) формула (6) превращается в

$$\mathcal{P}_{1\tau} = (\mathcal{P}_{1\tau})_0 - Q\Sigma. \quad (24)$$

Итак, указанные выше уравнения (1)–(7), описывающие процесс упругого и пластического деформирования горных пород и их механическое разрушение, приводятся к безразмерному виду при следующих условиях:

а) выборе эталонных размерных величин в соответствии с (10) и (17), где для различных физических величин, имеющих одинаковую размерность, их эталонные значения специально взяты одинаковыми (например для напряжений, модулей упругости, прочностей);

б) удовлетворении уравнений связи (12), (15) и (20).

Примем теперь эталонные величины, характеризующие природный объект, причем сделаем это таким образом, чтобы уравнения связи (12),

(15) и (20) были удовлетворены. Соответствующие этим эталонам сходственные величины, измеряемые на модели, примем в качестве эталонов, характеризующих модель. Отношения между одноименными сходственными величинами природного объекта и модели называются множителями подобия. Отношения эталонов природного объекта и модели (поскольку за них приняты сходственные величины) являются множителями подобия. Обозначим их:

$$\left. \begin{array}{l}
 \frac{\text{расстояние}}{\text{расстояние}} \quad \frac{l}{l} \quad \frac{\text{на модели}}{\text{на объекте}} = C_l; \\
 \frac{\text{напряжение}}{\text{напряжение}} \quad \frac{\sigma}{\sigma} \quad \frac{\text{в модели}}{\text{в объекте}} = C_\sigma; \\
 \frac{\text{напряжение}}{\text{напряжение}} \quad \frac{\tau}{\tau} \quad \frac{\text{в модели}}{\text{в объекте}} = C_\tau; \\
 \frac{\text{модуль упругости}}{\text{модуль упругости}} \quad \frac{E}{E} \quad \frac{\text{модели}}{\text{объекта}} = C_E; \\
 \frac{\text{модуль упругости}}{\text{модуль упругости}} \quad \frac{G}{G} \quad \frac{\text{модели}}{\text{объекта}} = C_G; \\
 \frac{\text{коэффициент вязкости}}{\text{коэффициент вязкости}} \quad \frac{\eta}{\eta} \quad \frac{\text{модели}}{\text{объекта}} = C_\eta; \\
 \frac{\text{прочность}}{\text{прочность}} \quad \frac{P}{P} \quad \frac{\text{модели}}{\text{объекта}} = C_P; \\
 \frac{\text{плотность}}{\text{плотность}} \quad \frac{\rho}{\rho} \quad \frac{\text{модели}}{\text{объекта}} = C_\rho; \\
 \frac{\text{время}}{\text{время}} \quad \frac{t}{t} \quad \frac{\text{на модели}}{\text{на объекте}} = C_t; \\
 \frac{\text{ускорение}}{\text{ускорение}} \quad \frac{g}{g} \quad \frac{\text{на модели}}{\text{на объекте}} = C_g; \\
 \frac{\text{энергия}}{\text{энергия}} \quad \frac{u}{u} \quad \frac{\text{модели}}{\text{объекта}} = C_u; \\
 \frac{\text{температура}}{\text{температура}} \quad \frac{T}{T} \quad \frac{\text{модели}}{\text{объекта}} = C_T.
 \end{array} \right\} \quad (25)$$

Имея в виду, что модель подобна природному объекту и сходственные эталонные величины для них выбирались таким образом, чтобы были удовлетворены уравнения связи (12), (15) и (20), нужно признать очевидными отношения

$$\frac{G_3 \text{ объекта}}{G_3 \text{ модели}} = \frac{\rho_3 g_3 l_3 \text{ объекта}}{\rho_3 g_3 l_3 \text{ модели}}; \quad (26)$$

$$\frac{\eta_3 \text{ объекта}}{\eta_3 \text{ модели}} = \frac{G_3 t_3 \text{ объекта}}{G_3 t_3 \text{ модели}}; \quad (27)$$

$$\frac{u_3 \text{ объекта}}{u_3 \text{ модели}} = \frac{G_3 l_3^3 \text{ объекта}}{G_3 l_3^3 \text{ модели}}. \quad (28)$$

Используя обозначения, введенные в (25), из (26) – (28) находим следующие соотношения между множителями подобия:

$$C_G = C_\rho C_g C_l; \quad (29)$$

$$C_\eta = C_G C_t; \quad (30)$$

$$C_u = C_G C_l^3. \quad (31)$$

Кроме того, из (10), при подобии моделей и объектов, вытекает следующее важное следствие. Отношения одноименных физических величин с одина-

ковой размерностью (например с размерностью напряжения: τ , σ , E , G , P_τ , ζ_τ и других), характеризующих модель и природный объект, должны быть одинаковыми. Иными словами, множители подобия разных величин с одинаковой размерностью равны одной и той же величине. Для доказательства этого положения вспомним, что подобные системы описываются тождественными безразмерными уравнениями и поэтому безразмерные одноименные величины, характеризующие объект и модель, должны быть одними и теми же. Например, безразмерная прочность объекта равна $P_{1\tau}$ подобной модели, безразмерная интенсивность напряжений \mathcal{M}_i объекта равна \mathcal{M}_i в сходственной точке подобной модели и т. д. Поэтому в отношениях, составляемых согласно (10),

$$\frac{P_{1\tau} \text{ модели}}{P_{1\tau} \text{ объекта}} = \frac{P_{1\tau} G_3 \text{ модели}}{P_{1\tau} G_3 \text{ объекта}}; \quad (32)$$

$$\frac{\tau_i \text{ модели}}{\tau_i \text{ объекта}} = \frac{\mathcal{M}_{1\tau} G_3 \text{ модели}}{\mathcal{M}_{1\tau} G_3 \text{ объекта}}, \quad (33)$$

сокращаются $P_{1\tau}$ и \mathcal{M}_i . В результате выясняется, что используя обозначения (25), можно приравнять множители подобия

$$C_P = C_G = C_\tau = C_E. \quad (34)$$

Аналогичным образом доказывается взаимное равенство множителей подобия любых физических величин, имеющих одинаковую размерность, что весьма важно. В частности, (30) на основании данного положения можно преобразовать в

$$C_\eta = C_\tau C_t \quad (35)$$

В результате можно указать условия подобия для всех величин, характеризующих механические свойства горных пород. В силу одинаковой размерности σ , τ , τ_i , G , G_I , G_{II} , E , E_I , E_{II} , P_η , P_I , P_σ , P_τ , ζ_σ , ζ_τ , материал модели, подобной природному объекту, должен быть подобран таким образом, чтобы множители подобия для всех этих величин были одинаковыми

$$\begin{aligned} C_\sigma = C_\tau = C_G = C_{G_I} = C_{G_{II}} = C_E = C_{E_I} = C_{E_{II}} = C_{P_\eta} = C_{P_I} = \\ = C_{P_\sigma} = C_{P_\tau} = C_{\zeta_\sigma} = C_{\zeta_\tau}. \end{aligned} \quad (36)$$

По той же причине одинаковы должны быть множители подобия для всех коэффициентов вязкости η_{II} , η_{III} , η_{IIImin} , η_{IIImax} :

$$C_{\eta_{III}} = C_{\eta_{II}} = C_{\eta_{IIImin}} = C_{\eta_{IIImax}}. \quad (37)$$

Одинаковыми должны быть и множители подобия величин с размерностью времени t , ∂_σ , ∂_τ , δ_σ , δ_τ :

$$C_t = C_{\partial_\sigma} = C_{\partial_\tau} = C_{\delta_\sigma} = C_{\delta_\tau}. \quad (38)$$

Множитель подобия скорости деформации, имеющей размерность, обратную времени, должен быть равным C_t^{-1} .

Между множителями подобия ряда величин с разной размерностью соотношения определяются или только взаимосвязанностью их размерностей, или же, кроме того, и уравнениями связи. Из (12) и (15) вытекает, что множители подобия величин с размерностью напряжений, приведенных в (36), связаны с множителями подобия величин с размерностью расстояния C_l , ускорения C_g и плотности C_ρ

$$C = C_\rho C_g C_l \quad (39)$$

Кроме того, они связаны и множителями подобия вязкости и времени

$$C_\tau = \frac{C_\eta}{C_t}, \quad (40)$$

Множители подобия величин u , a , входящих в формулу (3), связаны обязательными соотношениями, что видно из уравнений (17) и (28):

$$C_a = C_l^3; \quad (41)$$

$$C_u = C_G C_l^3. \quad (42)$$

Если, например, рассмотреть последнюю из формул (3), зависимость вязкости от касательных напряжений приведет к условию подобия

$$C_N = C_\tau^{-1}. \quad (43)$$

Множитель подобия температур C_T обычно не связан ни с одним другим множителем подобия. Однако размерность температуры входит в размерность постоянной Больцмана k в одной из формул (3) и поэтому при экспериментах, требующих учета данной зависимости, нужно соблюдать условия

$$C_T = C_G C_l^3. \quad (44)$$

Все безразмерные величины, такие как q из уравнения (7), коэффициент трения k_f , коэффициент Пуассона μ и др., не должны изменять своей величины при переходе от природного объекта к модели.

В учении о размерностях доказывается, что число независимых уравнений связи (C) или условий подобия должно находиться в определенном соответствии с общим числом множителей подобия (m) для величин, имеющих различную размерность, и с числом множителей подобия величин с независимой размерностью (n) (Эйгенсон – 1951). Согласно так называемой « π -теореме»:

$$C = m - n. \quad (45)$$

Иначе говоря, число множителей подобия с независимой размерностью должно равняться разности между числом всех множителей подобия и числом условий подобия. Например, располагая двумя основными условиями подобия $C_\tau = C_\rho C_g C_l$ и $C_\eta = C_\tau C_l$, мы имеем $C = 2$, $m = 6$, а число множителей подобия для величин с независимой размерностью оказывается не 4, а только 3. Действительно, взяв произвольно C_l , C_ρ , C_g , в силу размерности мы обязаны принять вполне определенные значения для всех остальных множителей:

$$C_\tau = \frac{C_\rho C_l^2}{C_t^2}; \quad (46)$$

$$C_t = \sqrt{\frac{C_l}{C_g}}; \quad (47)$$

$$C_\eta = \frac{C_\rho C_g C_l}{C_l^2} = \frac{C_\rho}{C_l C_t}. \quad (48)$$

Если одно из трех последних уравнений будет введено в перечень условий подобия, тогда требуемое равенство $C = m - n$ будет соблюдено ($C = 3$, $m = 6$, $n = 3$).

Таким образом, перечисляются все условия подобия величин, влияющих на развитие упругих и пластических деформаций и процессы образования

разрывов. При выводе условий подобия принимались во внимание как статические силы, так и силы инерционного характера. Коэффициенты вязкости рассматривались как функции температуры, всестороннего давления и интенсивности касательных напряжений; прочности – как функции времени, а для прочности на скалывание учитывалась ее зависимость от нормальных напряжений.

Условия подобия были выведены в общей форме для самых разнообразных случаев деформирования и разрушения горных пород. Это позволяет в общей форме судить о том, какими же свойствами должны обладать те материалы, из которых изготавливаются модели. При такой общей постановке вопроса учитывать граничные и начальные условия было невозможно, так как в разных конкретных случаях они разные. Общими при этом остаются: порядок размеров моделей, длительность опытов, вязкость, упругость и прочность материалов. При решении вопроса о том, какой должна быть конкретная модель при исследовании определенного случая, дополнительный учет граничных и начальных условий обязателен.

Из граничных и начальных условий может вытекать какое-нибудь дополнительное условие подобия. Однако при тектоническом моделировании граничные и начальные условия обычно сводятся к тому, что указываются либо перемещения, либо напряжения на контуре или внутри модели, т. е. величины, множители подобия которых уже входят в приведенные условия подобия. Поэтому, как правило, никаких дополнительных условий подобия из учета граничных условий при тектоническом моделировании не возникает.

В качестве примера рассмотрим условия подобия для одного из наиболее распространенных типов деформации осадочного покрова, который в следующей части данной работы признан главным типом деформации палеозойских толщ Байджансайского района. Это – поперечный изгиб: формирование в осадочном покрове антиклиналей и синклиналей, повторяющих своей деформацией вертикальные перемещения отдельных глыб, выколотых из более древнего основания.

Граничные и начальные условия для участков возникновения данных складок поперечного изгиба можно сформулировать следующим образом. Примем за начало координат центр подошвы образца, ось z направим вертикально, ось x – горизонтально вдоль длинной стороны образца, ось y – в перпендикулярном направлении. Пусть моделируется участок, ограниченный плоскостями $x = +a$; $x = -a$; $y = +b$; $y = -b$; $z = +h$; $z = 0$. В начальный момент все дополнительные напряжения от внешних сил (сверх вызванных действием силы тяжести) на этих плоскостях равны нулю. То же должно иметь место и в течение всего эксперимента, за исключением подошвы образца. Задаемся единственным условием $\sigma_z = s$ на участке подошвы в пределах прямоугольника, ограниченного линиями: 1) $z = 0$, $x = +d$; 2) $z = 0$, $x = -d$; 3) $z = 0$, $y = +f$; 4) $z = 0$, $y = -f$. Таким образом, управляемые граничные условия запишутся так: $\sigma_z = s$ при $z = 0$ и

$$\left. \begin{array}{l} -d < x < +d, \\ -f < y < +f \end{array} \right\} \quad (49)$$

Начальное условие – повсеместно $\sigma_z = 0$. Для выражения этих условий в безразмерном виде вводятся: эталон напряжений, равный, например, равновесному полному модулю удлинений E_0 , и эталон длины, равный мощности осадочного покрова h_0 . При этом

$$\left. \begin{array}{l} \sigma_z = \Sigma_z E_0; \quad s = S E_0; \\ x = X h_0; \quad y = Y h_0; \quad z = Z h_0; \\ ??? = D h_0; \quad f = F h_0. \end{array} \right\} \quad (50)$$

Подставив в (49) выражения размерных величин через безразмерные и эталоны и произведя сокращения, получим без каких бы то ни было уравнений связи, касающихся свойств материала, безразмерную запись граничных условий

$$\Sigma_z = S \text{ при } Z = 0; -D < X < +D; -F < Y < F. \quad (51)$$

Начальное условие – повсеместно $\Sigma_z = 0$.

Если вместо напряжений, действующих на подошву осадочного покрова, указать скорость перемещения основания модели, то получится тот же результат – никаких специальных условий подобия из таких граничных условий не последует.

Приведенные условия подобия (20)–(48) являются наиболее подробными и общими из всех предлагавшихся ранее для тектонического моделирования. Во многих случаях применение всех этих условий не обязательно. Часто они могут быть сильно упрощены и сведены либо к трем: (29), (35) и (36), либо к двум (29) и (35), либо только к одному условию (29) или (35).

УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ ДЛЯ ОТДЕЛЬНЫХ ОПЫТОВ

При рассмотрении условий подобия для каждого конкретного эксперимента часто можно, применяя принцип раздельного моделирования существенных факторов (принцип сепарации), исключить из рассмотрения или какое-нибудь уравнение, или некоторые члены отдельных уравнений. Так, например, уравнение (2) имеет смысл использовать в его полной форме лишь при моделировании процессов, продолжающихся в природе в течение нескольких месяцев. В этом случае все три части общей деформации (γ_I , γ_{II} и γ_{III}) соизмеримы по величине. При моделировании кратковременных процессов, длящихся в течение секунд и минут, величиной пластических деформаций по сравнению с упругими можно пренебречь и тогда в уравнении (2) отбрасывается последний член. В результате выпадает множитель подобия вязкостей C_η . Так поступают при изучении сейсмических явлений, когда используют прохождение упругих волн через эквивалентные горным породам жидкости и твердые тела. Различие в их вязкости оказывается не существенным. Правильность результатов испытаний таких моделей подтверждается на практике в сейсморазведке и в общей сейсмологии Земли (Ризниченко и др., 1951; Ивакин, 1956).

При изучении весьма длительных и медленных процессов складкообразования, когда годам в природе соответствуют малые доли секунды, теряет смысл разделение упругой деформации на условно-мгновенную часть и упругое последствие. Тогда вся упругая деформация описывается в (2) только одним членом, содержащим модуль G :

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G} + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t. \quad (52)$$

В результате из рассмотрения выпадают множители подобия для G_I и G_{II} .

Прибегая к принципу приближенности моделирования, из-за недостаточной изученности некоторых характеристик горных пород (например η_{IIImin} , η_{IIImax} , η_0 , P_η , u , a и др.) приходится пока отказываться от назначения для моделей определенных величин данных характеристик. По этой причине условия подобия также несколько упрощаются.

Особенно важно знать, необходимо ли соблюдать подобие ускорений и связанных с ними сил инерционного характера? Если это необходимо (например при исследовании сейсмических волн), приходится удовлетворять условию (47), которое связывает множители подобия геометрических размеров, времени и ускорения силы тяжести. Поскольку последний множитель близок к единице, это условие требует, чтобы значения множителей подобия

геометрических размеров и времени были жестко связаны один с другим. При исследованиях тектонических деформаций условие (47) требует весьма длительных испытаний крупных моделей, что сильно осложняет работу.

Однако в большинстве случаев моделируются такие тектонические процессы, при которых ускорения весьма малы и поэтому силами инерционного характера можно пренебрегать. Тогда члены уравнений равновесия и движения (1), содержащие множители j_x, j_y, j_z , могут быть приравнены нулю, и в этой системе уравнений остается единственная величина с размерностью ускорения – это постоянная ускорения силы тяжести g с размерностью $см/сек^2$. Как известно, ускорение g равно силе f , деленной на массу m , т.е. величине с размерностью $дина/г$.

В уравнении (1) ускорение силы тяжести входит только в произведение его на плотность ρ , которая измеряется в $г/см^3$ и получается делением массы m на объем l^3 . Это произведение можно обозначить d и представить следующим образом:

$$\rho g = \frac{m}{l^3} \cdot \frac{f}{m} = \frac{f}{l^3} = d \text{ дина/см}^3. \quad (53)$$

Величина d называется объемным весом и имеет физический смысл силы, ее размерность такая же как и остальных слагаемых в уравнениях (1). После подстановки d вместо ρg , систему (1) называют уравнениями равновесия. В остальных уравнениях, из которых выводятся условия подобия, больше нет величин с физическим смыслом ускорения. Поэтому при моделировании можно использовать принцип селективности и не принимать во внимание те соотношения, которые возникают между ускорениями в природе и на моделях. Учитываться должны лишь соотношения объемных весов, множитель подобия которых

$$C_d = C_\rho C_g. \quad (54)$$

В исходных уравнениях (2) – (7) время или вообще не связано с геометрическими размерами, или же вместе с ними входит в размерность величин, характеризующих механические свойства среды – ее вязкость и длительную прочность. Поэтому согласование множителя подобия геометрических размеров с множителем подобия времени может осуществляться без учета формулы (47) на основе условий (29) и (35), из которых следует:

$$C_l = \frac{C_\eta}{C_d C_t}. \quad (55)$$

Последняя формула показывает, что множитель подобия геометрических размеров может выбираться независимо от множителя подобия времени. Согласование их величин, предписанное последней формулой, может достигаться за счет множителя подобия вязкости, величина которого свободно изменяется в очень широких пределах. Это дает возможность испытывать небольшие модели в течение короткого времени.

Так оказывается возможным теоретически сформулировать требования, которым модели должны удовлетворить, чтобы в первом приближении быть подобными природным геологическим объектам.

Рассмотрим главные случаи применения основных общих условий подобия (29), (35) и (36).

1. Если в изучаемом процессе существенную роль играют не только упругость, вязкость и прочность материала, но также его вес и силы инерционного характера, условия подобия (29), (35), (36) должны соблюдаться в полной мере. В этом случае C_l, C_t и C_g должны быть связаны отношением

$$C_t = \sqrt{\frac{C_l}{C_g}}, \quad (56)$$

если $C_g = 1$, то

$$C_t = \sqrt{C_l}. \quad (57)$$

Если последнее условие неудобно, следует изменять C_g , например, путем предложенного и развитого Г. И. Покровским моделирования на центрифуге.

Рассматриваемый случай будет иметь место, если при моделировании тектонических разрывов мы одновременно захотим моделировать и связанные с разрывом сейсмические явления. Множители подобия ускорений и плотностей фактически оказываются при этом уже заданными ($C_g = 1$), C_ρ можно изменять от 5 до 0,5. Множители подобия линейных размеров, упругости и вязкости в этом случае определяются в основном множителем подобия времени

$$C_l = C_t^2; \quad C_G = C_\rho C_t^2; \quad C_\eta = C_\rho C_t^3. \quad (58)$$

Согласно (58), чем меньше геометрический масштаб модели, тем более длинные промежутки времени можно моделировать. Выбрав $C_l = 1 : 10\,000$, получим $C_t = 1 : 100$, т. е. в течение каждого часа на модели будет воспроизводиться всего лишь около 4 суток природного процесса. При этом согласно (29), (35), (36) мы должны будем выдерживать примерно следующие значения остальных множителей подобия: $C_\tau = 1 : 10\,000$; $C_\eta = 1 : 1\,000\,000$. Избрав более мелкий $C_l = 1 : 1\,000\,000$, соответственно найдем: $C_t = 1 : 1\,000$; $C_G = 1 : 1\,000\,000$; $C_\eta = 1 : 1\,000\,000\,000$.

При последних общих условиях подобия 1 час опыта соответствует 40 суткам, или 1 сутки опыта равны примерно 3 годам природного процесса. Модуль E_l эквивалентного материала должен быть в интервале от 0,5 до 1,5 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, а мгновенные прочности – порядка 1 $\Gamma/\text{см}^2$ или 0,1 $\Gamma/\text{см}^2$. Вязкости материалов, эквивалентных большинству горных пород, должны лежать в интервале от 10^{13} до 10^{10} пз.

Первым может быть выбран множитель подобия времени C_t . Так, например, при моделировании землетрясения, когда используется ультразвуковая аппаратура и сокращается время, допустим в 1000 раз, $C_t = 10^{-3}$. Если $C_\rho = 0,5$, то остальные множители подобия: $C_l = 10^{-6}$; $C_G = 0,5 \cdot 10^{-6}$; $C_\eta = 0,5 \cdot 10^{-9}$. Если множитель подобия времени C_t и множитель подобия ускорений C_g приравнять 1, то размеры модели и ее механические свойства должны быть такими же, как у моделируемого объекта. Поэтому использование ультразвука при моделировании землетрясений необходимо, чтобы сделать модель меньше природного объекта.

Прочности и вязкости моделей должны, подчиняясь уравнениям (35) и (36), изменяться так, чтобы при этом оставалось постоянным их отношение к соответствующим величинам вязкости и прочности горных пород, находящимся в сходных условиях. Стремясь к повышению степени подобия опытов природным объектам, надо учитывать также и зависимость модулей упругости от величины всестороннего давления и интенсивности касательных напряжений.

Важно отметить, что изготовление моделей (с уменьшением геометрических размеров и времени) из горных пород невозможно из-за того, что C_l и C_t отличаются от 1 и поэтому C_G и C_η также не могут быть равными 1. Иными словами, вязкость и упругие свойства материала модели должны отличаться от соответствующих характеристик горных пород, слагающих моделируемый объект.

Охарактеризованный случай наиболее полного соблюдения общих условий подобия сильно осложняет моделирование разрывов, но все же не делает его невозможным.

2. Если исследуются кратковременно развивающиеся процессы, а связанные с ними инерционные явления не регистрируются и не считаются

существенными (так бывает при исследовании влияния разрывов на тектоническое поле напряжений), то множитель подобия C_l берется порядка единицы. В этом случае нет необходимости соблюдения условий подобия для всех ускорений и достаточно выдержать подобие лишь силы тяжести, определяющей величину напряжений гравитационного происхождения. Поэтому вместо $C_\rho C_g$ вводится равный этому произведению множитель подобия объемных весов C_d , который считается независимым от множителей подобия времени и геометрических размеров. В результате принимаются условия подобия

$$C_G = C_d C_l; \quad (59)$$

$$C_\eta = C_G C_t, \quad (60)$$

которые в силу равенства $C_l = 1$ принимают вид:

$$C_\eta = C_G = C_d C_l. \quad (61)$$

При таком моделировании C_l часто должно быть равно 10^{-5} или 10^{-6} . Величина C_d определяется свойствами эквивалентного материала и обычно равна 0,5. В итоге и C_G и C_η оказываются в среднем порядка 10^{-5} или 10^{-6} . Значит модули упругости модели должны быть порядка десятых долей или единиц $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, а вязкость больше 10^{10} пз. При длительности эксперимента в несколько часов или суток и напряжениях, величина которых по условиям подобия составляет лишь единицы или десятки граммов на квадратный сантиметр, в моделях не должно возникать заметных пластических деформаций. Поэтому практически безразлично, насколько точно соблюдается C_η , важно лишь, чтобы вязкость модели была достаточно высока для исключения возможности практически заметной пластической деформации. Указанные свойства имеют желатиновые студни, которые используются поэтому при моделировании в горном деле (Фрохт, 1950; Трумбачев, 1954). В тектоно-физике такие модели были использованы для исследования очагов землетрясений (Гзовский, 1958).

3. Во многих случаях, изучая медленно развивающиеся тектонические деформации, можно пренебрегать действием сил инерционного характера. Тогда множитель C_g , входящий в условие (29), имеет смысл лишь постольку, поскольку он в совокупности с C_ρ характеризует статическое действие силы тяжести. Условие (29) при этом может быть представлено в виде (59)

$$C_G = C_d C_l,$$

где C_d – множитель подобия удельных (объемных) весов.

Можно считать, что C_l не входит в условие (29) и тогда его можно выбирать независимо от C_l , не принимая во внимание (47). Моделируя без центрифуги, когда $C_g = 1$, общие условия подобия можно представить в виде:

$$\left. \begin{aligned} C_G &= C_d C_l; \\ C_\eta &= C_\tau C_t. \end{aligned} \right\} \quad (62)$$

Этот случай часто имеет место. В качестве примера можно указать на моделирование разрывов, осложняющих поднятия, растущие благодаря действию вертикальных сил (Гзовский, 1954). Выбирая произвольно $C_l = 1:100\ 000$ и имея обычно $C_d = 0,5$, получаем $C_\tau = 1:200\ 000$. Следовательно, мгновенные прочностные эквивалентных материалов должны быть порядка от десятых долей до единиц граммов на квадратный сантиметр.

Выбирая C_l независимо от C_l и приняв его равным $1:5 \cdot 10^{11}$ (когда 1 мин опыта соответствует 1 млн. лет в природе), находим $C_\eta = 1:10^{17}$. Вязкости моделей при таком множителе подобия должны быть примерно от 10^2 до 10^5 пз. Большая часть пород должна воспроизводиться материалами со средними вязкостями – от 10^3 до 10^4 пз.

Указанными прочностями и последними вязкостями обладают такие материалы, как сильновлажные глины и петролатум. Парафин, гипс и

воск в этом случае оказываются слишком прочными и непригодными для моделирования.

4. В опытах, посвященных изучению только медленных пластических деформаций, когда прочностью эквивалентных материалов можно не интересоваться, C_p оказывается ненужным. Тогда, подставляя значение $C_G = C_\tau$ из (29) в (35), получаем всего лишь одно общее условие подобия

$$C_\eta = C_p C_g C_l C_t. \quad (63)$$

Если моделирование проводится не на центрифуге, то $C_g = 1$ из него выпадает, а C_p может быть заменено на C_d . Последнее условие (63) широко использовалось при моделировании процесса гравитационного всплывания соляных куполов, когда роль эквивалентных материалов играли жидкости, а разрывы не воспроизводились (Лебедева, 1958; Nettleton, 1943; Dobrin, 1941). При изучении не только всплывания соли, но и образования разрывов, условие (63) недостаточно и надо будет перейти к (62) и (36).

Как и в предыдущем случае, использование горных пород, слагающих природный объект, для построения модели совершенно исключено. Поскольку C_p и C_g близки к единице, а C_l всегда сильно отличается от единицы, неизбежно $C_\tau = C_G = C_p$ не равно единице. Сокращение длительности процесса в опыте делает неизбежным понижение вязкости модели по сравнению с моделируемым объектом, т. е. C_η не равно единице.

5. Общие условия подобия сильно упрощаются при изучении процессов, не зависящих от действия инерционных сил и силы тяжести. Уравнения равновесия, из которых выводится (29), в этом случае не содержат ρ и g . Благодаря этому, при их выводе производится ряд сокращений, в итоге которых все условие (29) целиком отпадает. В результате остается только одно общее условие подобия (35)

$$C_\eta = C_\tau C_t. \quad (64)$$

Примером опытов, которые должны ставиться в соответствии с условием (64), могут служить эксперименты по разлинзовыванию слоев, сжимаемых перпендикулярно напластованию (Белоусов, 1952; Рамберг, 1955), или эксперименты по воспроизведению волнистости простирания крупных тектонических разрывов (Гзовский и Черткова, 1953). При опытах этого типа C_l не оказывает никакого влияния на остальные множители подобия, и поэтому моделирование можно производить на материалах с любыми вязкостями. Изменение вязкости влечет за собой лишь изменение или напряжений, или длительности опыта. Единственное ограничение в свободе выбора материала заключается в том, что множитель подобия прочностей должен быть равен множителю подобия напряжений $C_p = C_\tau$.

Условие (64) позволяет считать в механическом отношении подобными процессы формирования таких крупных и мелких природных складок и разрывов, образовавшихся в течение одинаковых промежутков времени, развитие которых не обуславливалось действием силы тяжести.

Однако изучать разрывы на моделях из горных пород невозможно, так как воспроизводя пластические деформации и разрывы, происходящие в земной коре, мы во много раз сокращаем длительность процесса, т. е. C_t всегда не равно единице. Если бы для воспроизведения одних пластических деформаций можно было бы делать модели из горных пород и иметь при этом $C_\eta = 1$, то тогда $C_\tau = C_p$ значительно отличалось бы от единицы. Следовательно, прочность материала модели не может быть равной прочности породы природного объекта. В этом случае множитель подобия прочностей в модели, сделанной из горной породы, равный единице, был бы не равен множителю подобия напряжений. Следовательно, изучение разрывов на моделях из горных пород невозможно.

Рассматриваемый случай использования общих условий подобия отличается от предыдущих намного большей свободой выбора эквивалентных

материалов, прочность которых может быть разнообразной и не зависит от C_1 . В таких опытах возможно использование парафина, воска, озокерита, гипса и других сходных с ними материалов.

б. В качестве последнего случая рассмотрим общие условия подобия при моделировании одной упругой составляющей общей деформации. Если опыт ставится для выявления картины распределения упругих деформаций и соответствующих им напряжений в некоторый момент времени и заранее исключаются рассмотрение процесса во времени и моделирование роста пластических деформаций, то не нужен учет вязкостей модели и природного объекта. При такой постановке опыта условия (35) и (36) целиком отпадают и остается лишь условие (29) или (59). Это единственное условие должно соблюдаться в моделях, деформируемых благодаря действию силы тяжести.

При отсутствии существенного значения силы тяжести последнее общее условие подобия также отпадает, необходимо лишь, чтобы множители подобия напряжений C_τ и упругих постоянных C_G были бы одинаковыми для всех частей (слоев) модели. Величина этих множителей может быть любой и поэтому модель можно изготовить из разнообразных материалов, в том числе и из горных пород, слагающих моделируемый объект. Однако практически изготовление моделей из горных пород не имеет смысла, так как это сильно удорожает и усложняет опыт. При свободном выборе материала опыты с горными породами заменяются опытами с эквивалентными материалами. Примером такой замены могут служить упоминавшиеся выше эксперименты по изучению распределения напряжений в сжимаемых на прессе образцах из желатина (см. фиг. 24).

Аналогичное упрощение условий подобия (до требования постоянства множителей подобия напряжений, упругих постоянных и прочностей) должно быть сделано при моделировании хрупкого разрушения, возникающего непосредственно вслед за одной лишь упругой деформацией. Такое разрушение происходит при быстром достижении напряжений, равных условно-мгновенным прочностям. Следовательно, процесс хрупкого разрушения образцов из горных пород можно изучать на моделях из менее прочных материалов, как, например, из парафина, воска и др. (см. фиг. 20, 21, 23). Выводы о закономерностях хрупкого разрушения образцов из эквивалентных материалов можно распространять на хрупкое разрушение образцов из горных пород, если учитывать силы трения на торцах образцов, коэффициент Пуассона и соотношения между прочностями на скалывание и отрыв.

ВЫВОДЫ

Почти во всех опытах горные породы, слагающие моделируемые объекты, не могут быть использованы для изготовления моделей. Поэтому необходимо проведение большого исследования по разработке эквивалентных материалов. Подобная работа ведется применительно к задачам горного дела Г. Н. Кузнецовым с сотрудниками. Однако полученные ими результаты не могут быть непосредственно использованы при тектоническом моделировании, так как применяемые нами другие масштабы расстояний и времени обуславливают необходимость других величин упругих характеристик и коэффициентов вязкости эквивалентных материалов. Разработка рецептуры эквивалентных материалов не может быть завершена до тех пор, пока в достаточной мере не будут изучены механические свойства горных пород. Следовательно, в целях повышения степени подобия при тектоническом моделировании прежде всего следует производить изучение механических свойств горных пород и разрабатывать рецептуру материалов, эквивалентных им в диапазоне условий проведения опытов.

Глава 25

ЭКВИВАЛЕНТНЫЕ МАТЕРИАЛЫ**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ К ЭКВИВАЛЕНТНЫМ МАТЕРИАЛАМ**

В настоящее время достоверно установлено, что в пределах всей земной коры модули упругости горных пород порядка 10^5 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, при этом G_1 составляет от 0,5 до 0,7 G_{II} . Такие же соотношения между E_1 и E_{II} . Наибольшая средняя скорость длительных перемещений отдельных точек земной коры при тектонических деформациях порядка 1 $\text{см}/\text{год}$. Для земной коры скорость тектонической деформации равна 0,03–6 угловых секунд в год. Коэффициент эффективной вязкости горных пород η_{III} – от 10^{15} до 10^{22} нз . По-видимому, наиболее обычные величины η_{III} горных пород для различных глубин в земной коре порядка 10^{20} или 10^{21} нз .

Прочностные свойства горных пород исследованы недостаточно. Вместо полных кривых, отражающих влияние времени на прочности на скалывание и на отрыв, мы пока располагаем только одной характерной точкой для каждой кривой, а именно, условно-мгновенной прочностью, соответствующей длительности действия напряжений приблизительно в 1 сек . При всестороннем давлении 1–3000 атм , что соответствует погружению в глубь земной коры от 0 до 10 км , условно-мгновенная прочность горных пород на скалывание P_{1r} изменяется в пределах от 400 до 5000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, т. е. имеет величину порядка от 10^2 до 10^3 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Условно-мгновенная прочность на отрыв $P_{1\sigma}$ порядка от 10^1 до 10^2 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Таким образом, для горных пород прочность на отрыв в среднем на один порядок ниже прочности на скалывание, а условно-мгновенная прочность на скалывание порядка сотых долей модулей сдвига:

$$P_{1r} \approx 0,01G. \quad (1)$$

Условно-мгновенная прочность на отрыв порядка тысячных долей модулей упругости для удлинений

$$P_{1\sigma} \approx 0,001E. \quad (2)$$

Следствием этих соотношений между прочностями и модулями упругости является весьма характерная особенность горных пород – упругие деформации в них не могут превышать десятых долей или единиц процента.

Плотности горных пород, слагающих земную кору, лежат в узких пределах – от 2,0 до 3,0; непосредственно под корой плотность вещества 3,3.

Моделируемые участки земной коры, испытывающие более или менее простую деформацию, обычно бывают размерами от единиц до десятков километров. Значительно реже они уменьшаются до единиц метров или увеличиваются до сотен километров. Поэтому для моделей множитель геометрического подобия C_l чаще всего приходится принимать от 1:10 000 до 1:100 000, реже 1 : 1 000 000.

Моделировать можно весьма продолжительные медленные геологические процессы (например складкообразование), и наоборот, кратковременные быстропротекающие явления (типа вызывающих землетрясения), поэтому множитель подобия времени C_t бывает обычно или очень малым, или порядка единицы. Для моделирования длительных процессов приемлемой оказывается величина C_t порядка 10^{-11} или 10^{-13} , когда 1 мин опыта соответствует 100 000 – 1 000 000 лет природного процесса.

Множитель подобия плотностей C_ρ практически можно изменять лишь в очень узких пределах – от 0,5 до 2 или 3. Прибегая к центрифугированию, в принципе можно задавать различную величину множителя подобия ускорения силы тяжести C_g . Однако практически это связано с применением моделей лишь небольших размеров и сопряжено с рядом технических трудностей. Поэтому обычно C_g приходится приравнивать 1. В этом случае, множители C_l и C_t оказываются взаимосвязанными.

При указанных принудительных величинах C_l , C_t , C_g и C_ρ , если, используя принцип избирательности, отказаться от подобия инерционных явлений, то согласно формулам (29), (35) и (36) необходимо принимать вполне определенные множители подобия всех величин с размерностью напряжений и размерностью вязкости. Величины ряда множителей подобия и определяемые ими свойства моделей в этом случае могут изменяться главным образом в зависимости от множителя подобия для времени – порядка 10^{-11} – 10^{-13} или же порядка 10^0 .

По этому признаку выделяется две основных группы моделей, которые должны иметь сходные множители подобия для напряжений, упругости и условно-мгновенной прочности $C_\tau = C_\sigma = C_G = C_p = C_\zeta$ порядка 10^{-4} или 10^{-5} . Изменение величины C_t отражается главным образом на множителях подобия для вязкостей и длительной прочности. Если C_t порядка 1, вязкость модели должна быть лишь на 4–5 порядков ниже вязкости горных пород. Но в случае C_t порядка 10^{-11} – 10^{-13} для C_η обычно вычисляется величина от 10^{-15} до 10^{-17} .

По условиям формул (29), (35) и (36), приведенных чисел достаточно для того, чтобы указать необходимые величины всех характеристик механических свойств тех материалов, из которых должны изготавливаться модели. Применяя термин, введенный Г. Н. Кузнецовым, мы эти материалы называем эквивалентными.

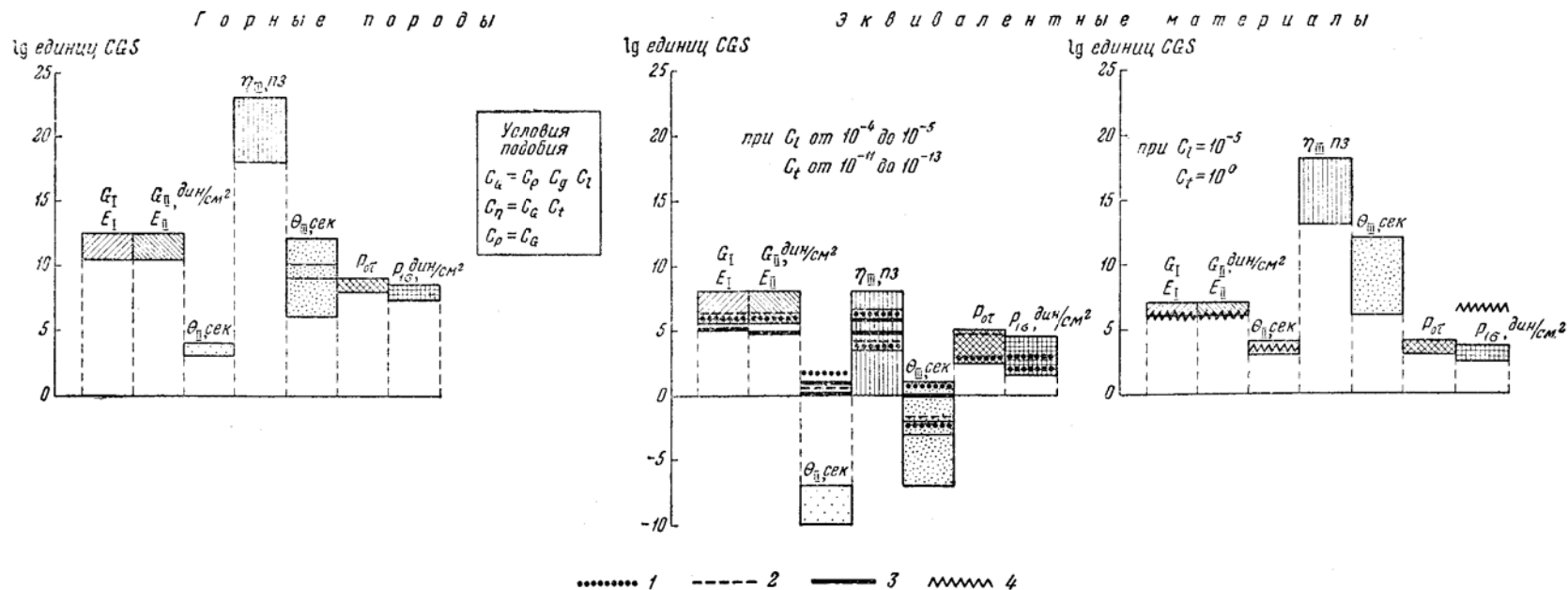
Модули упругости эквивалентных материалов при C_G от 10^{-4} до 10^{-5} должны быть порядка десятых долей или единиц $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Как и у горных пород модули G_I и E_I ; соответственно должны быть равны 0,5–0,7 модулей G_{II} и E_{II} .

Коэффициент эффективной вязкости η_{III} при скоростях деформирования, соответствующих скоростям тектонических деформаций земной коры, в случае C_t от 10^{-11} до 10^{-13} должен быть порядка 10^2 – 10^6 пз; обычно необходима вязкость в 10^3 или 10^4 пз. Скорость деформации сдвига в модели должна быть при этом от 0,1 до 10,0 дуги за 1 мин времени.

Прочности эквивалентных материалов (условно-мгновенные) на скалывание $P_{I\tau}$ должны быть от сотен или десятков до единиц $\Gamma/\text{см}^2$, а на отрыв $P_{I\sigma}$ – от десятков и единиц до десятых долей $\Gamma/\text{см}^2$. Такие прочностные при модулях упругости в единицы и десятки $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ обеспечивают невозможность развития упругих деформаций, превышающих 1%. Безразмерный коэффициент Пуассона μ у эквивалентных материалов, как и у горных пород, должен изменяться в пределах от 0,25 до 0,5, а коэффициенту q – от 0 до 5,7.

Величины всех остальных характеристик и механических свойств эквивалентных материалов пока указать невозможно, так как неизвестны их значения для горных пород.

Величины основных характеристик свойств горных пород на фиг. 32 покрыты каждая своей штриховкой и обозначены индексом. В табл. 6 и на фиг. 32 указаны те величины этих же характеристик, которыми теорети-



Фиг. 32. Диаграмма механических свойств горных пород и эквивалентных материалов для моделирования тектонических явлений:
 1 – часовъярская глина (влажность 43%); 2 – Бакинский петролатум; 3 – раствор этилцеллюлозы (30%) в бензиловом спирте при температуре 20°; 4 – студень желатины (25%) при температуре 20°. Штриховками отмечены свойства горных пород, определенные в лабораториях; для эквивалентных материалов – теоретически требующиеся свойства

чески должны обладать модели при двух наиболее важных типах испытаний. Один тип соответствует моделированию длительных процессов, когда C_t равняется от 10^{-11} до 10^{-13} , а C_l от 10^{-4} до 10^{-5} . Другой тип моделей с той же величиной C_l отличается тем, что C_t порядка 10^0 , т. е. продолжительность процессов примерно такая же, как и в природе.

Таблица 6

Сопоставление механических свойств горных пород и эквивалентных материалов

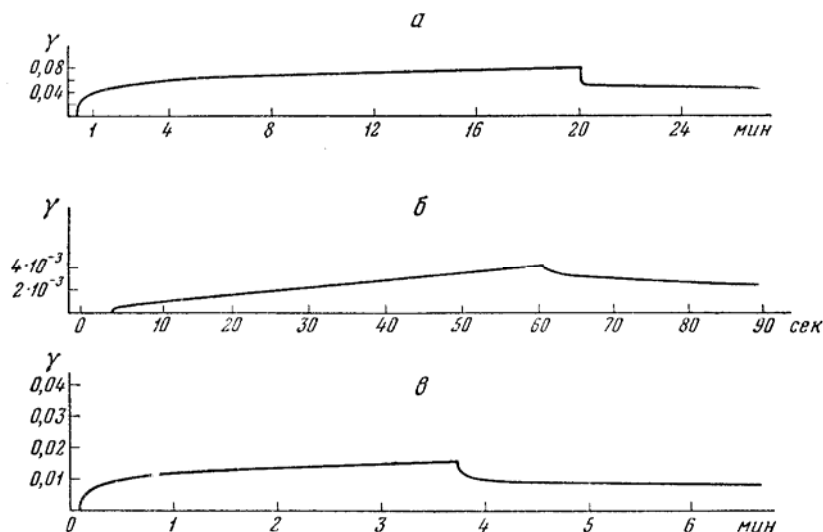
Характеристика свойств в единицах CGS	Горные породы	Эквивалентные материалы					
		при C_l от 10^{-4} до 10^{-5} и C_t от 10^{-11} до 10^{-13}				при $C_l = 10^{-5}$ и $C_t = 10^0$	
		теоретически требуется	глина влажностью 40–50 %	Бакинский петролатум	30-процентный раствор этилцеллюлозы в бензиловом спирте	теоретически требуется	25-процентный желатиновый студень
Модули условно-мгновенной упругости G_I и E_I	10^{11} – 10^{12}	10^6 – 10^8 , обычно 10^6	10^5 – 10^6	10^6	10^5	10^6 – 10^7	10^5 – 10^6
Модули упругости последствия G_{II} и E_{II}	10^{11} – 10^{12}	10^6 – 10^8 , обычно 10^6	10^5 – 10^6	10^6	10^4 – 10^5	10^6 – 10^7	10^5 – 10^6
Время последственной релаксации θ_{II}	10^3 – 10^4	10^{10} – 10^7	10^1 – 10^2	10^0 – 10^1	10^0 – 10^1	10^3 – 10^4	10^3 – 10^4
Коэффициент вязкости η_{III}	10^{18} – 10^{23}	10^0 – 10^8 , обычно 10^4 – 10^6	10^4 – 10^6	10^3 – 10^4 при 20°	10^5 – 10^6 при 20°	10^3 – 10^8	Около 10^{10} ?
Время релаксации, обусловленной пластической деформацией θ_{III}	10^6 – 10^2	10^7 – 10^1	10^2 – 10^1	10^3 – 10^2	10^0 – 10^1	10^6 – 10^{12}	
Условно-мгновенная прочность на скальвание $(P_{I\sigma})_0$	10^8 – 10^9	10^3 – 10^5 , обычно 10^3	10^2 – 10^3	10^5	?	10^3 – 10^4	Около 10^7 – 10^8 ?
Условно-мгновенная прочность на отрыв $P_{I\sigma}$	10^7 – 10^8	10^2 – 10^4 , обычно 10^2 – 10^3	10^2 – 10^3	?	?	10^2 – 10^3	10^6 – 10^7
q	0–2	0–2	0–0,6	–	–	0–2	

ПРИМЕРЫ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Перечисленные выше требования к механическим свойствам эквивалентных материалов не являются невыполнимыми. Свойствами, весьма близкими к необходимому комплексу, обладают изученные Г. В. Виноградовым и К. И. Климовым (1947–1952) консистентные смазки, исследованные

Н. В. Михайловым (1955) битумы, а также петролатум, воск, парафин, некоторые сорта мыла, смолы и другие материалы.

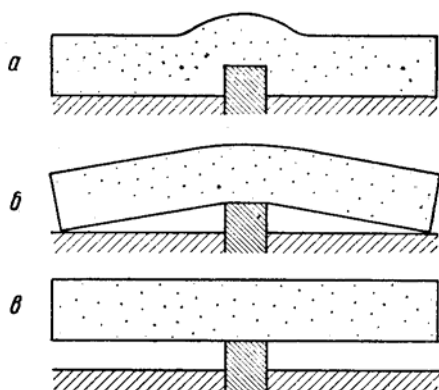
Особенно близка по свойствам к необходимому эквивалентному материалу влажная глина. По данным Л. А. Абдурагимовой, П. А. Ребиндера и Н. Н. Серб-Сербиной (1955) модули упругости в водных суспензиях глин



Фиг. 33. Кривые кинетики деформации эквивалентных материалов:

a – глины с влажностью 43%; *б* – петролатума при 20°; *в* – раствора этилцеллюлозы (30%) в бензиловом спирте при 20°; γ – деформация сдвига. Автоматическая запись получена на приборах конструкции В. П. Павлова (кривые *a*, *в*) и Н. В. Михайлова (кривая *б*)

могут быть понижены до десятков и даже единиц $\Gamma/\text{см}^2$. Для глин влажностью от 43 до 50% сотрудницей нашей лаборатории Д. Н. Осокиной были установлены модули G_1 от 0,2 до 2 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, модуль G от 0,1 до 1 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, модуль E_1 от 0,6 до 6 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ и модуль E от 0,3 до 3 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. При скорости деформации сдвига от 0,1 до 5° дуги в 1 мин коэффициент эффективной вязкости этих глин η_{III} порядка 10^3 – 10^4 нз. Определявшиеся нами условно-мгновенные прочностные значения порядка единиц $\Gamma/\text{см}^2$. Кривые «деформация – время» для влажных глин, полученные на вискозиметре В. П. Павлова, подобны кривым для горных пород (фиг. 33, *a*).

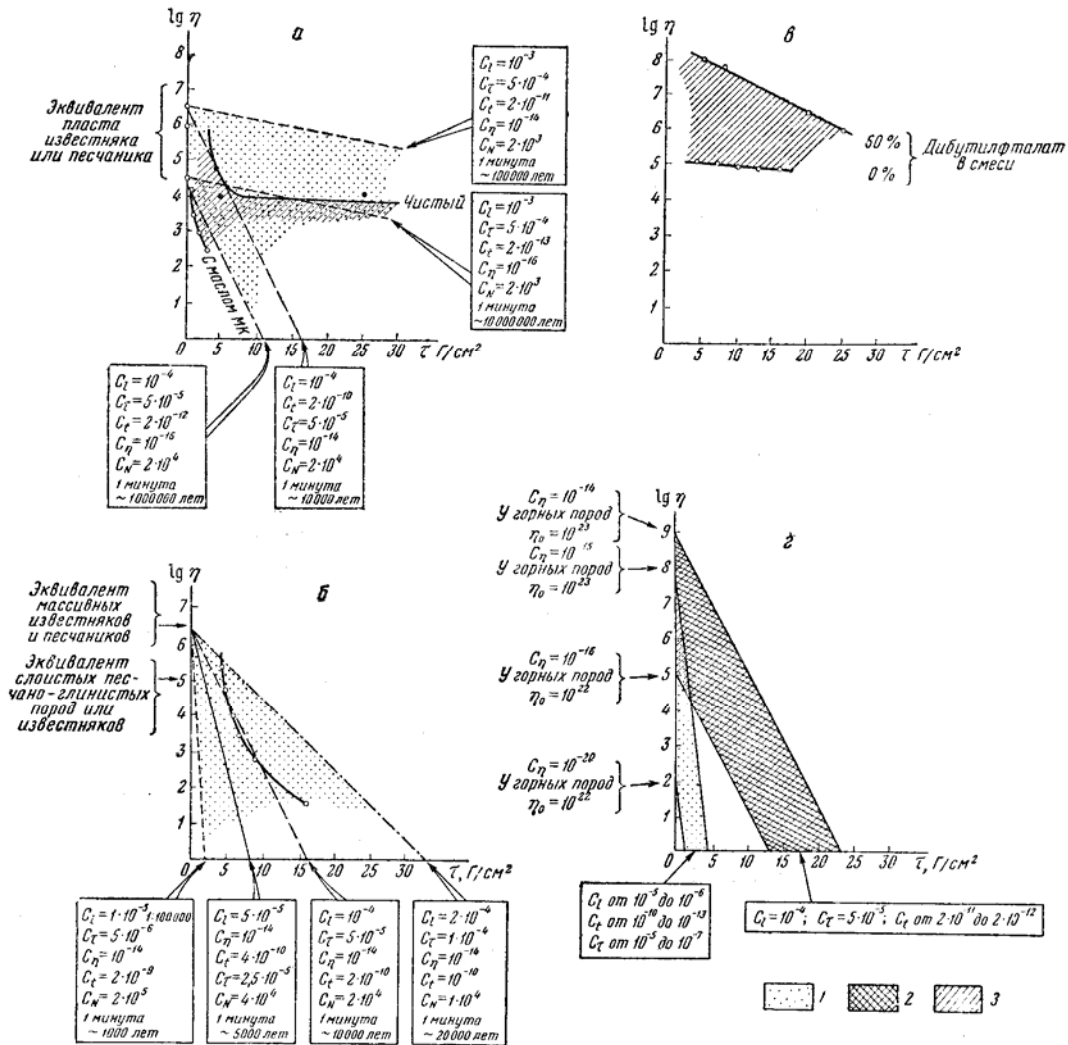


Фиг. 34. Разные деформации моделей при поперечном изгибе, обусловленные различиями их механических свойств:

a – влажная глина; *б* – желатиновый студень; *в* – петролатум

Другим весьма благоприятным материалом является петролатум. Кривая «деформация – время» была получена для петролатума на электронном эластопластовискозиметре конструкции Н. В. Михайлова (см. фиг. 33, *б*). Из этой кривой следует, что модуль G бакинского петролатума 2,3 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, коэффициент $\eta_{III} = 9,3 \cdot 10^3$ нз.

Таким образом, выводы геологов-экспериментаторов Э. Рейера, Г. Клооса и др., эмпирическим путем пришедших к заключению о том, что вла-



Фиг. 35. Зависимость вязкости эквивалентных материалов от интенсивности касательных напряжений и сопоставление этой зависимости с теоретическими требованиями:

а – петролатум; б – глина (влажность 44%); в – этилцеллюлоза (30%) в смеси бензилового спирта с дибутилфталатом; г – теоретические требования к материалам, эквивалентным изверженным горным породам; 1 и 2 – области, в пределах которых должны располагаться кривые вязкости материалов, эквивалентных горным породам при указанных множителях подобия; 3 – области, в пределах которых располагаются кривые вязкости эквивалентных материалов

жная глина и петролатум ведут себя в условиях лабораторного эксперимента весьма сходно с тем, как горные породы в природных условиях, совпадают с результатами теоретического рассмотрения условий подобия. Следовательно, принятые при теоретическом выводе условий подобия предположения действительно допустимы. Указанное совпадение нельзя считать случайным, или обусловленным столь общим характером закономерностей, проявляющихся и при деформациях в природе, и при деформациях моделей, что безразлично в какой мере правильно выведены и действительно соблюдены условия подобия. Последнее, как нам кажется, ошибочное мнение (Гуревич, 1956) опровергается тем, что материалы, пригодные для воспроизведения одних геологических явлений, оказываются совершенно непригодными для моделирования других геологических явлений, требующих иной

величины множителей подобия. Геологам-экспериментаторам хорошо известно, что сходство (подобие) модели с природными объектами достигается лишь в узком диапазоне свойств эквивалентных материалов. На фиг. 34 приведен пример того, как правильное воспроизведение структуры длительно развивающейся антиклинали поперечного изгиба достигается лишь в образце из влажной глины. При использовании других материалов (петролатум, желатиновый студень) с близкими свойствами получают иные структурные формы и подобие исчезает. Однако при измененных множителях подобия и петролатум, и желатиновый студень позволяют получать деформации, подобные природным. Таким образом, практика эксперимента подтверждает изложенный выше теоретический вывод условий подобия.

Зависимость вязкости ряда эквивалентных материалов от интенсивности касательных напряжений была изучена Д. Н. Осокиной, И. М. Кузнецовой и Ма Цзинь в нашей лаборатории. Они установили, что при определенных условиях подобия вязкость петролатума и влажной глины изменяется приблизительно так, как это требуется в соответствии с современными представлениями о свойствах горных пород (фиг. 35).

В настоящее время пока еще не установлено, свойства каких именно материалов удовлетворяют наиболее полным условиям подобия, которые должны соблюдаться при одновременном моделировании медленных тектонических деформаций и быстрых процессов, связанных с действием инерционных сил (например сейсмических волн). Однако рассматриваемые ниже возможности создания материалов с самыми разнообразными заранее заданными свойствами оказываются настолько широкими, что очевидна возможность разработки и таких материалов, свойства которых удовлетворяют условиям подобия даже в самых сложных случаях.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СОЗДАНИЯ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ МАТЕРИАЛОВ С ЗАРАНЕЕ ЗАДАННЫМИ СВОЙСТВАМИ

Во всех эквивалентных материалах необходимое для моделирования значительное уменьшение модулей упругости, прочности и вязкости может быть достигнуто только потому, что берутся вещества с молекулярной структурой, отличающейся от структуры горных пород. Условия подобия для деформаций и разрывов удается соблюдать благодаря использованию принципа избирательности, согласно которому мы заранее отказались от моделирования молекулярных явлений. Макроскопически проявляющиеся механические свойства горных пород обусловлены их кристаллизационной структурой, при которой связи между частицами являются химическими (ионными и атомными). Существенно меньшими характеристиками макроскопически проявляющихся механических свойств обладают вещества с конденсационно-коагуляционной структурой. Связи между молекулами и макромолекулами являются в таких случаях дисперсионными, т. е. обусловленными силами Ван-дер-Ваальса, во много раз меньшими сил химических связей. Расстояние между частицами при дисперсионных связях в 2–3 раза больше, чем при химических связях.

Следовательно, приведенные выше теоретические требования к механическим свойствам эквивалентных материалов практически могут быть удовлетворены.

Принципиальной основой для разработки новых, более совершенных эквивалентных материалов служит физико-химическая механика, позволяющая предвидеть, каким образом можно изменить каждое из физико-механических свойств материала. Наибольший интерес для тектонофизики представляют работы П. А. Ребиндера с сотрудниками (1941–1960),

М. П. Воларовича (1954), Г. В. Виноградова с сотрудниками (1950–1959), Н. В. Михайлова (1955), Г. И. Фукса (1951).

Почти все эквивалентные материалы являются дисперсными системами. Многие из них являются нефтепродуктами и называются консистентными смазками (пушечная смазка, петролатум). Такие материалы представляют собой смеси двух или нескольких исходных компонентов, которые могут браться в различных относительных количествах. Одни компоненты слагают дисперсионную среду, другие – дисперсную фазу. Дисперсионной средой в консистентных смазках служат минеральные масла, во влажной глине – вода, в желатиновых студнях – раствор желатины (являющийся сложной системой), в растворах этилцеллюлозы – растворитель (бензиловый спирт, дибутилфталат) и т. д. Дисперсную фазу смазок образуют кристаллы твердых углеводов – игольчатые или пластинчатые у парафина, игольчатые или лентообразные у мыл.

Кристаллы могут располагаться группами в виде хлопьев, слагать радиально-лучистые скопления или создавать пространственную сеть. В последнем случае смазки гелеобразны. Во влажной глине дисперсная фаза состоит из чешуек глинистых минералов, обладающих слоистой кристаллической структурой. Вода, раздвигая слои кристаллической решетки, заполняет пространство между ними. В желатиновых студнях пространственная сеть дисперсной фазы возникает из-за взаимодействия друг с другом крупных белковых макромолекул. Плавающие в растворителе макромолекулы этилцеллюлозы также являются дисперсной фазой.

Физико-механические свойства этих дисперсных систем зависят от соотношений между свойствами дисперсионной среды и дисперсной фазы, которые определяются рядом факторов. Дисперсионная среда обычно имеет свойства вязкой жидкости – она не обладает заметным предельным напряжением сдвига и характеризуется слабой зависимостью вязкости от напряжений. Упругость проявляется в ней слабо. Значительные изменения вязкости происходят в жидкостях в зависимости от их молекулярного веса. Его увеличение путем полимеризации или конденсации сопровождается приближенно линейным увеличением логарифма вязкости.

Добавление относительно высоковязкой жидкости к менее вязкой при отсутствии химических реакций вызывает линейное увеличение вязкости. В случае химических реакций между смешиваемыми жидкостями простой ход изменения вязкости нарушается. Явление диссоциации молекул одной жидкости под действием другой вызывает у смеси меньшую вязкость, чем у любой из смешиваемых жидкостей. Если же при реакции между жидкостями возникают новые, более высокомолекулярные соединения, то вязкость смесей оказывается больше вязкостей смешиваемых жидкостей. Последние соотношения часто проявляются при изготовлении искусственных смол. Весьма сильное влияние на логарифм вязкости жидкостей оказывают температура и всестороннее давление.

Появление в высоковязкой жидкости дисперсной фазы, состоящей из более крупных кристаллов или макромолекул, увеличивает вязкость системы и придает ей способность к значительным хорошо заметным упругим деформациям. Если дисперсная фаза не образует сплошной пространственной сети, она не снижает пластичности материала, но увеличивает его вязкость. В процессе деформирования происходит раздробление хлопьев и групп кристаллов (или скоплений макромолекул) на более мелкие агрегаты. В результате такого уменьшения частиц дисперсной фазы вязкость падает.

Таким образом, наличие и свойства дисперсной фазы определяют значительную зависимость вязкости материала от напряжений. Если до деформации материала дисперсная фаза образует сплошную пространственную сеть, то при малых напряжениях такая сеть деформируется лишь упруго. Только после достижения напряжениями величины, достаточной для раз-

рушения структурной сети в материале начинают развиваться остаточные деформации. Так появление пространственной структурной сети придает материалу предельное напряжение сдвига.

Упругость материала, обусловленная дисперсной фазой, в основном зависит от относительного объема последней – чем ее больше, тем выше модуль упругости. Однако в деталях упругость зависит от особенностей структуры, образованной дисперсной фазой, и может быть различной при одинаковом химическом составе материала. Пространственная сеть, состоящая из многочисленных мелких ячеек, создает больший модуль упругости, чем сеть из более крупных и грубых ячеек. Получение различных сетей возможно за счет разного термического режима изготовления материала. Чем быстрее происходит охлаждение смеси, в которой содержится расплавленный твердый углеводород (загуститель), тем мельче и более многочисленны его кристаллы, т. е. тем гуще сеть. Так, например, в смеси медицинского вазелинового масла (98%) и парафина (2%), после ее нагревания при 60° в течение 15 мин и последующего охлаждения до 37°, были получены кристаллы парафина со средней длиной 9,5 мк, а после охлаждения при 0° – длиной 3,7 мк (Фукс, 1951).

Большое значение имеет химический состав дисперсной фазы. В консистентных смазках в зависимости от состава дисперсной фазы получались различные свойства. При комнатной температуре около 5% парафина или церезина образуют в маслах истинные растворы (с повышением температуры их растворимость увеличивается). Остальное количество введенного в масло парафина (церезина) образует взвесь микроскопических и ультрамикроскопических частиц. Увеличение процентного содержания парафина или церезина, сильно влияя на механические свойства масел при определенной температуре, мало изменяет зависимость этих свойств от температуры.

Весьма разнообразны свойства масел, загущенных мылами различных металлов. Истинная растворимость мыл в минеральных маслах при комнатной температуре измеряется всего лишь сотыми долями процента. Но при температуре 100–160° мыла смешиваются с маслами в неограниченном количестве. После охлаждения до комнатной температуры все введенное в масло мыло переходит в коллоидное грубодисперсное состояние. Длина лентообразных кристаллов мыл доходит до 100 мк и более. Загущенные мылами смазки, по мнению большинства авторов, представляют собой сетки мицелл или кристаллов мыл, пропитанные минеральным маслом. Студнеобразование в них обусловлено коагуляционным сцеплением частиц мыл. Поскольку минеральные масла являются неполярными средами, мыла образуют в них сферические и слоистые мицеллы, обращенные своими полярными группами к центру сферы или внутрь слоя (навстречу друг другу). Углеводородные цепи направлены наружу.

Загущающая способность мыл (при равных условиях) снижается от натровых к кальциевым, свинцовым, цинковым и алюминиевым мылам. Она усиливается с увеличением молекулярного веса жирной кислоты, вошедшей в состав мыла. Свойства загущенных мылом систем и их зависимости от температуры сильно изменяются при изменениях щелочности среды. Небольшие концентрации щелочей и жирных кислот способствуют агрегированию частиц мыла и увеличивают прочность образуемой им структуры, но при больших концентрациях они блокируют места сцепления частиц и расслабляют структуру.

Мыла сильно влияют на зависимость всех механических свойств дисперсной системы от температуры. Введением мыл можно понизить, чувствительность материала к температуре. Это бывает важно для того, чтобы изменения температуры в комнате не влияли на результаты экспериментов. Существенное значение может иметь отношение количества жирной кислоты к количеству металла в мыле.

Структура дисперсной фазы зависит также от свойств дисперсион-

ной среды. Высокая вязкость масел препятствует образованию сложно разветвленной сети и резко снижает скорость кристаллизации (замедляет приток материала к растущему кристаллу). Поэтому она уменьшает загущающий эффект введенного в масло загустителя. В дисперсной системе с пространственной структурной сетью продолжительность периода релаксации, связанной с упругим последствием, сильно зависит от вязкости дисперсионной среды.

Еще большего снижения чувствительности свойств материала к температуре можно достичь добавлением к смазке таких компонентов, молекулярный вес которых выше, чем у церезина и мыла, например введением невулканизированного каучука и полиизобутилена (в сочетании с антиокислительной присадкой). Повышение температуры плавления смазок, с сохранением их консистенции при комнатной температуре, достижимо путем введения тугоплавких жиров, битумов, твердых частиц (графит, окись цинка) и высокомолекулярных добавок.

Создавая эквивалентные материалы с заранее заданными физико-механическими свойствами, важно знать, что модули упругости, предельное напряжение сдвига и зависимость вязкости от напряжений определяются не только относительным объемом дисперсной фазы, но и упругостью и прочностью связей между элементами образуемой ею структуры. Для изучения этой прочности большое значение имеют испытания материалов с заданной скоростью деформации, когда регистрируется величина напряжений, возникающих в материале. Отчетливые максимумы напряжений в начальных частях таких кривых характеризуют прочность структуры дисперсной фазы.

Другим показателем прочности структуры считается величина предельного напряжения сдвига. Введение щелочей, электролитов, этилового, пропилового и некоторых других спиртов увеличивает прочность связей между дисперсными частицами. Добавки двухвалентных мыл влияют на прочность структурной сети, образованной одновалентными мылами. Добавки оказывают либо коагулирующее, либо пептизирующее воздействие на частицы дисперсной фазы. В первом случае усиливается слипание, а во втором – разъединение коллоидных частиц.

Прочность материала является сложной и еще слабо изученной функцией свойств дисперсной фазы и дисперсионной среды. Хрупкость или пластичность материала, по-видимому, зависят от соотношений вязкости, молекулярного веса и других особенностей дисперсионной среды с прочностью, упругостью и остальными свойствами пространственной структурной сети дисперсной фазы. На примере эпоксидных смол, исследовавших Н. А. Щеголевской, Д. Н. Осокиной, С. И. Соколовым и М. В. Гзовским (1960), можно убедиться в том, что при одинаковом наборе исходных химических веществ за счет изменения их содержания можно получить ряд материалов. Этот ряд начинается хрупкими твердыми телами с модулями упругости порядка десятков тысяч $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ и вязкостью больше 10^9 *пз*. Он включает высокоэластичные низко модульные (единицы $\kappa\Gamma/\text{см}^2$) резиноподобные, но хрупкие тела, т. е. разрушающиеся без заметной пластической деформации, затем образуются пластичные материалы с предельным напряжением сдвига и вязкостью, сильно изменяющейся в зависимости от касательных напряжений (вязкости порядка 10^3 – 10^6 *пз*), модулем упругости порядка единиц и десятых долей $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Завершается ряд растекающимися жидкостями с вязкостью порядка 10^3 – 10^4 *пз*, не имеющими предельного напряжения сдвига.

При разработке эквивалентных материалов важно соблюсти определенное соотношение между прочностями материала на скалывание и на отрыв. Некоторые материалы разрушаются преимущественно путем отрыва (желатиновые студни), другие (парафин) главным образом путем скалывания. Причина этого еще не изучена, однако, сравнивая структуру таких материалов, можно предположить, что при пластинчатом и слоистом строении

частиц дисперсной фазы создаются условия, способствующие разрушению путем скалывания, т. е. прочность на отрыв повышается относительно прочности на скалывание. По-видимому, сферическая форма дисперсных частиц благоприятствует разрушению отрывом – снижает прочность на отрыв по сравнению с прочностью на скалывание. Может быть поэтому пасты из чистых бентонитовых глин, нагруженные одноосным растяжением, дают сколы, тогда как добавка в такую пасту сферических частиц, абразивного порошка приводит к возникновению отрывов даже при нагружении одноосным сжатием.

Многие эквивалентные материалы обладают способностью изменять свои свойства с течением времени. Этот процесс называется *старением*, если изменение свойств происходит в материале, хранящемся при постоянной температуре и не испытывавшем деформации.

Старение одного типа может быть следствием того, что продолжается формирование молекулярной структуры, не завершившейся во время изготовления материала. Так, например, после варки желатинового студня и последующего его охлаждения и застывания в форме, на протяжении нескольких суток заметно увеличение модуля упругости, которое вызывается появлением новых связей между белковыми макромолекулами. В смолах, синтез которых ведется при температуре около 100° , после охлаждения полимеризация может, замедляясь, развиваться и при комнатной температуре.

Стабилизация свойств материала во времени достигается различными способами. Можно пользоваться материалами, изготавливаемыми при высокой температуре ($180\text{--}200^\circ$), тогда при комнатной температуре те же процессы будут заторможены. Можно использовать маловязкую дисперсионную среду, в которой процесс формирования структуры дисперсной фазы успеет пройти до конца за короткое время. Можно, наоборот, взять столь высоковязкую дисперсионную среду, чтобы старение было очень медленным.

Старением другого типа является усыхание материалов из-за испарения в них части дисперсионной среды. Борьба с этим сводится к выбору жидкостей с высокими температурами кипения. Поэтому этилцеллюлоза растворялась нами в бензиловом спирте (температура кипения 150°) и дибутилфталате (температура кипения более 340°).

Другие изменения свойств во времени возникают в процессе деформации материала, как следствие изменения его молекулярной структуры. Обычно по мере развития деформации вязкость и модули упругости несколько снижаются до тех пор, пока не установятся их постоянные значения, соответствующие данной скорости остаточной деформации. После прекращения действия напряжений изменения структуры, возникшие в деформированном материале, могут или сохраняться, или исчезнуть в результате восстановления первоначальной структуры. Первые материалы называют *тиксотропными*, вторые – *тиксостабильными*. Восстановление первоначальной структуры материала без каких бы то ни было внешних воздействий (температурных или динамических) называется *тиксостропным*. Существуют и *тиксостабильные* материалы, свойства которых в процессе деформации не изменяются.

При дальнейшем развитии моделирования, когда потребуется воспроизводить в эквивалентных материалах тиксолабильность или тиксотропность горных пород, можно будет воспользоваться некоторыми способами регулирования этих свойств у дисперсных систем. Известно, что тиксолабильность свойственна системам с крупными дисперсными частицами и усиливается по мере увеличения вязкости дисперсионной среды. Тиксотропность может повышаться в зависимости от химического состава материала. Так, для смазок, загущенных мылами, выявлена наибольшая скорость восстановления структуры двухвалентными мылами, в особенности стронциевыми. Отно-

сительно большая стабильность свойств смазки отмечена при ее загущении литиевыми мылами по сравнению с натриевыми, и кальциевыми по сравнению с бариевыми. Высокая тиксотропность свойственна смазкам со свинцовыми мылами.

ВЫВОДЫ

В настоящее время имеются возможности получения эквивалентных материалов с самыми различными, заранее заданными физико-механическими свойствами, которые в общем соответствуют диапазону значений характеристик, вычисляемому по условиям подобия. По мере углубления наших знаний о физико-механических свойствах горных пород и уточнения требований к эквивалентным материалам, эти все возрастающие требования можно будет удовлетворять.

Глава 26

ОПТИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В МОДЕЛЯХ

Знание закономерностей распределения напряжений в деформируемых участках земной коры, а также в их моделях, имеет исключительно большое значение для понимания механизма формирования складок и закономерностей развития разрывов. Несмотря на очевидность этого положения, распределение напряжений при тектоническом моделировании до самого последнего времени не изучалось, так как не было ясно, как это можно сделать.

Наилучший путь изучения напряжений в модели основывается не на включении в нее специальных измерительных приборов, осложняющих ее работу, а на регистрации изменений физических свойств вещества модели под действием напряжений. Наиболее разработанным, простым и наглядным методом такого типа является оптический.

Для развития оптического метода изучения напряжений в моделях, получившего широкое распространение в технике, многое было сделано учеными Англии (Д. Брюстером, К. Максвеллом, Л. Файлоном, Э. Кокером), Франции (Морисом Леви, М. Менаже), России (В. А. Кирпичевым, А. К. Зайцевым, Д. Э. Прокофьевой-Михайловской) и Америки (М. П. Фрохтом). Известные советские академики – петрограф Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1915) и механик А. А. Динник (1937) начали оптическим методом исследовать в моделях распределение напряжений вокруг горных выработок. Затем этот метод стал развиваться применительно к задачам горного дела П. М. Цимбаревичем (1951) и В. Ф. Трумбачевым (1960). Большие работы по усовершенствованию метода проведены в последнее время Институтом машиноведения АН СССР под руководством Н. И. Пригоровского (1958), в руководимой С. И. Шихобаловым лаборатории Ленинградского государственного университета и в Московском институте химического машиностроения (Б. Н. Рутовский, Н. А. Щеголевская, С. И. Соколов).

Во всех перечисленных исследованиях модели испытывали только упругие деформации, вследствие чего установились термины «фотоупругость» и «метод фотоупругости». Последнее, наиболее полное руководство по этому методу опубликовано М. П. Фрохтом (1948, 1950). Ряд работ В. Н. Цветкова с сотрудниками заключался в исследовании и интерпретации временного двойного лучепреломления, возникающего в жидкостях при наличии в них градиента скорости течения.

В тектонике исследование напряженного состояния моделей оптическим методом было начато автором в 1953 г. при помощи лабораторий Ленинградского государственного университета (С. П. Шихобалов и Е. И. Эдельштейн) и Института горного дела АН СССР (В. Ф. Трумбачев). Затем в результате исследований, проведенных Д. Н. Осокиной и автором совместно

с Г. В. Виноградовым и В. П. Павловым (1960), впервые был разработан пластичный оптически активный материал, удовлетворяющий условиям подобия для модулей упругости и вязкости при моделировании тектонических процессов. Этим материалом оказались весьма концентрированные растворы этилцеллюлозы (30–35%) в смеси бензилового спирта с дибутилфталатом.

В результате одновременной совместной работы Д. Н. Осокиной и автора с С. И. Соколовым и Н. А. Щеголевской (1960) были разработаны и другие пластичные материалы с высокой оптической активностью – модифицированные глифтамалевые и эпоксидные смолы, которые под названием материалов серии МИХМ-ИФЗ экспонировались на Всесоюзной промышленной выставке 1958 г. В результате совместной полимеризации полистирола с полиэфирами были получены упругие оптически активные материалы, удовлетворяющие условиям подобия и близкие по свойствам к желатиновым студням. Специально были исследованы оптические и механические свойства желатиновых студней (Осокина, 1957), разработан более качественный студень ацетицеллюлозы в бензиловом спирте (Осокина и Гембицкий, 1962).

В результате выработалось два типа испытаний моделей. Эксперименты первого типа связаны с моделированием медленных и весьма длительных пластических деформаций, продолжающихся миллионы лет и охватывающих крупные участки земной коры (до 10–100 км в поперечнике). Эксперименты второго типа воспроизводят кратковременные, быстро протекающие процессы, связанные с развитием тектонических разрывов, с возникновением землетрясений, однако сами сейсмические волны при этом не моделируются.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА

Сущность поляризационно-оптического метода исследования напряжений в моделях заключается в следующем. Испытываемая деформации плоская модель из прозрачного эквивалентного материала просвечивается поляризованным светом на установке, подобной петрографическому микроскопу, но с широким рабочим полем диаметром от 10 до 35 см. Модель изготовлена из такого материала, в котором при отсутствии касательных напряжений показатель преломления n во всех направлениях одинаков. Это обусловлено тем, что группы жестко связанных атомов (например бензольные кольца, эпоксидные группы и т. п.) расположены беспорядочно – без преимущественной ориентации в пространстве.

Под действием касательных напряжений с интенсивностью τ_i отдельные удлиненные макромолекулы и образованные ими клубки в желатиновых студнях, сополимерах полистирола с полиэфирами, растворах этилцеллюлозы, глифтамалевых или эпоксидных смолах принимают более или менее однообразную ориентацию и удлиненную форму вместо шарообразной. В силу гибкости цепей макромолекул этих веществ, включенные в их цепи группы жестко связанных атомов поворачиваются и приобретают определенную преимущественную ориентацию в пространстве. Чем больше касательные напряжения, тем сильнее и однообразнее вытянутость макромолекул, тем упорядоченнее расположение в пространстве жестких групп атомов. Последнее явление создает в материале систематическую неравномерность распределения атомов в пространстве, напоминающую их расположение в кристаллической решетке минералов. В результате средняя плотность расположения атомов в пространстве по разным направлениям оказывается различной.

Свет – это поперечные электромагнитные колебания с длиной волны от 0,4 до 0,76 μ (микрон – 0,000001 см) и с частотой порядка 10^4 герц (десятки тысяч колебаний в секунду). Возникновение и распространение световых электромагнитных волн связано с колебаниями внешних электронов атомов, ионов, молекул. Систематическая неравномерность распределения атомов в пространстве влияет на свойства вещества как электромагнитного вибраторо-

ра – в нем появляются направления и плоскости, вдоль которых плоские волны распространяются с наибольшей скоростью (обычно в направлении наименьшей плотности расположения атомов), и направления с наименьшей скоростью распространения волн (обычно с наибольшей плотностью расположения атомов).

Скорость V распространения света в определенной среде по выбранному направлению принято характеризовать числом n , которое показывает во сколько раз данная скорость меньше скорости света в пустоте (воздухе) c :

$$V = \frac{c}{n}. \quad (1)$$

При пересечении световым лучом границы пустоты (воздуха) со средой, имеющей меньшую скорость распространения света, направление луча изменяется (луч преломляется), причем отношение синуса угла падения луча к синусу угла преломления равно числу n . Данное число n называется показателем преломления. Таким образом, появление в среде направлений с различными скоростями распространения света означает возникновение в ней зависимости показателя преломления от направления светового луча и того, как расположены плоскости электромагнитных колебаний. Направлению луча и плоскости колебаний, которые обеспечивают наибольшую скорость распространения света, соответствует наименьший показатель преломления n_p , направлению с наименьшей скоростью – наибольший показатель преломления n_g .

Различие в величине этих двух показателей преломления, т. е. разность $(n_g - n_p) = \Delta n$, называется двулучепреломлением. Оно тем больше, чем сильнее проявляется систематическая неравномерность распределения атомов в пространстве. Поэтому двулучепреломление увеличивается в данном материале по мере роста касательных напряжений. Если двулучепреломление возникает в веществе лишь во время действия в нем напряжений, вызванных внешними силами, и исчезает после прекращения их действия, то такое двулучепреломление называется временным, или искусственным (т. е. искусственно вызванным).

Для полной характеристики зависимости показателя преломления от направления распространения света может быть построена геометрическая поверхность, которая в общем случае имеет форму эллипсоида и называется эллипсоидом показателей преломления, или оптической индикатрисой. У этого эллипсоида каждый радиус-вектор в некотором геометрическом масштабе изображает величину показателя преломления для световой волны, колебания которой (вектора магнитной напряженности H) совершаются в направлении этого радиуса-вектора. Для определения показателя преломления светового луча рассматривается нормальное к нему сечение индикатрисы, проходящее через ее центр. Величина показателя преломления пропорциональна длине того радиуса вектора, который лежит в этой плоскости, и совпадает с направлением колебания вектора магнитной напряженности, так как с последним совпадает направление, условно принятое в прошлом для световых колебаний.

В зависимости от вида напряженного состояния среды (одноосного, двуосного, неравномерного трехосного, равномерного всестороннего), эллипсоид показателей преломления может иметь различную форму – быть одноосным или двуосным эллипсоидом вращения, или же сферой. В последнем частном случае двулучепреломление исчезает.

Известно, что пропуская свет через специальные призмы Воластона, Николя, Аренса, Глана-Томсона или через поляроидные пленки, покрытые одинаково ориентированными кристалликами сильно дихроичного вещества, например сернокислого йод-хинина (герапатита), можно получить плоско-поляризованный свет. Такие пластинки и пленки называются поляризаторами. Электромагнитная волна характеризуется поперечным

колебанием двух векторов: вектора электрической напряженности E и вектора магнитной напряженности H . Оба вектора колеблются во взаимно-перпендикулярных плоскостях, но в одинаковых фазах. В световых волнах, испускаемых большинством источников света, колебания вектора электрической напряженности не упорядочены – они совершаются в различных плоскостях. Такой свет называется естественным. В плоско-поляризованном свете каждый из векторов колеблется в направлении только одной плоскости. Плоскостью поляризации условно считается та, которая перпендикулярна к плоскости колебания вектора электрической напряженности E и совпадает с плоскостью вектора H . В свете, вышедшем из призмы Николя, плоскость поляризации света параллельна лучу и длинной диагонали ромба, представляющего сечение призмы, перпендикулярное лучу.

Независимо от того, является ли двулучепреломление среды временным или постоянным (как во многих кристаллах), оно сильно изменяет характер электромагнитных колебаний плоско-поляризованного света, входящего в данную среду. Через среду, обладающую двулучепреломлением, световые электромагнитные колебания распространяются в направлении не одной, а двух плоскостей, совпадающих с направлениями максимального и минимального значений показателя преломления для световых колебаний, перпендикулярных к направлению распространения света. Плоские колебания, соответствующие наименьшему показателю преломления n_p , в данном сечении индикатрисы распространяются с большей скоростью, чем отличающиеся наибольшим показателем преломления n_g в том же сечении. Поскольку частота колебаний в обоих случаях одинаковая, а скорости их распространения разные, длины волн у этих лучей должны быть различными. Поэтому в каждой точке внутри двулучепреломляющей модели одновременно проявляющиеся колебания от двух лучей должны иметь некоторую разность фаз R . По мере углубления света в модель разность фаз увеличивается и может достигать нескольких длин волн используемого света.

Важно подчеркнуть, что в модели положение двух плоскостей поляризации электромагнитных колебаний определяется только расположением атомов и молекул вещества, которое диктуется напряженным состоянием модели. Положение плоскости поляризации света, падающего на модель, может быть любым и задается наблюдателем. Возможен случай, когда плоскость поляризации света, направленного на модель, совпадает с одной из двух плоскостей, по которым свет поляризуется в модели. Тогда такой свет проходит сквозь модель, не изменяя своей поляризации. Второго луча с поляризацией вдоль второй плоскости в модели не возникает.

Параллельный пучок первоначально плоско-поляризованного света, пройдя сквозь модель, превращается в совокупность лучей, в которых колебания оказываются различными и находятся в зависимости от особенностей оптических свойств путей, пройденных ими в модели. Такие лучи распространяются по воздуху, не изменяя своего характера. Особенности лучей устанавливаются с помощью анализатора – второй поляризующей пластинки или пленки, через которую могут распространяться световые электромагнитные колебания, поляризованные лишь в одной плоскости. Эту плоскость располагают перпендикулярно к плоскости колебаний света, выходящего из поляризатора. Все лучи, прошедшие сквозь модель без изменения направления поляризации, не могут пройти сквозь анализатор. Они гасятся анализатором. На изображении модели позади анализатора оказываются видными черные полосы или области, которые соответствуют тем частям модели, где одна из плоскостей поляризации света параллельна, а другая перпендикулярна плоскости поляризации света, падающего на модель. Важной диагностической особенностью таких полос и областей и является то, что при вращении скрещенных поляризатора и анализатора они изменяют свое расположение в пространстве. Каждому отсчитанному в углах положению поляризатора соответствует своя полоса или область погасания света,

параметром которой является отсчет поворота поляризатора. Поэтому такие участки погасания называются изоклиническими или сокращенно изоклинами.

Кроме того, существуют другие темные участки, сохраняющие свое расположение в пространстве и не просветляющиеся ни при каком положении поляризатора (скрещенного с анализатором). Эти участки соответствуют местам модели, где оптическая анизотропия отсутствует и поэтому падающий плоско-поляризованный свет проходит без изменений вплоть до анализатора, которым он гасится. Такие участки называют изотропными. Они расположены в местах, где нет ориентированной упорядоченности в расположении молекул, что может быть вызвано как отсутствием напряжений от внешних сил, так и равномерностью всестороннего сжатия или растяжения, при котором касательные напряжения и сдвиговые элементы деформации отсутствуют.

Через все остальные части модели свет проходит, испытав значительные изменения. Из каждой точки поверхности модели, обращенной в сторону анализатора (если она не относится к изоклинической или изотропной области), выходит два луча, поляризованных в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях. Они выходят из модели и затем входят в анализатор с определенной разностью хода R . Два поперечных колебания во взаимно-перпендикулярных плоскостях с некоторой разностью фаз при одинаковой частоте могут рассматриваться как одно колебание с эллиптической поляризацией. Исследуются лучи, выходящие не из изотропных или изоклинических областей модели, поэтому нужно считать, что плоскость поляризации электромагнитных колебаний, возбуждаемых в анализаторе, расположена под острым углом к каждой из плоскостей поляризации двух лучей, выходящих из любой точки модели. Вектор светового колебания в анализаторе получается путем суммирования проекций на плоскость анализатора тех двух векторов колебаний, которые соответствуют двум лучам, выходящим из рассматриваемой точки поверхности модели.

Если модель просвечивается монохроматическим светом, то интенсивность света, прошедшего через анализатор, определяется только интенсивностью света, падающего на модель, и разностью фаз двух лучей, выходящих из одной точки модели. Из-за того, что плоскость анализатора перпендикулярна плоскости поляризатора, векторы двух колебаний, вышедших из модели с разностью хода, кратной длине волны, проектируясь на нее, образуют два равных, но противоположных по направлению вектора. Поэтому при разности хода, кратной длине волны используемого света, колебания в анализаторе гасятся. Наибольшая освещенность изображения данной точки после анализатора будет при разности хода двух лучей кратной половине длины волны используемого монохроматического света.

Разность хода R двух лучей, вышедших из одной точки поверхности модели, зависит от двулучепреломления материала в данной части модели $\Delta n = n_g - n_p$, и от толщины модели d :

$$R = \Delta n d. \quad (2)$$

Если толщина модели равна единице измерения расстояний, то разность хода R , выраженная в тех же единицах, численно равна безразмерной величине двулучепреломления Δn

$$\Delta n = R \quad \text{при} \quad d = 1. \quad (3)$$

В исследуемых нами моделях двулучепреломление было порядка 10^{-5} и 10^{-4} . При постоянной толщине модели разность хода определяется лишь величиной двулучепреломления в ней. Если для данного материала известна связь между двулучепреломлением и интенсивностью касательных напряжений,

по возникающему в модели двулучепреломлению можно определить интенсивность касательных напряжений. В моделях с неравномерным распределением касательных напряжений, переходя к местам со все большей их величиной, мы пересекаем черные полосы на изображении модели. В каждой очередной полосе разность хода больше на одну длину волны λ , а напряжения возрастают на величину, называемую ценой полосы. Цена полосы τ_0 равна напряжениям τ , вызывающим разность хода в одну длину волны λ . Применяя коэффициент B_τ с размерностью, обратной напряжениям, можно цену полосы τ_0 связать с длиной волны λ формулой

$$\tau_0 = \frac{\lambda}{B_\tau d}, \quad (4)$$

где d – толщина модели.

Для характеристики материала указывают цену полосы при толщине пластинки в 1 см. Ясно, что τ_0 имеет размерность напряжения. Использование цены полосы возможно лишь в том случае, если экспериментально установлено, что в данном материале разность хода R возрастает как линейная функция касательных напряжений. Цену полосы τ_0 обычно вычисляют по формуле

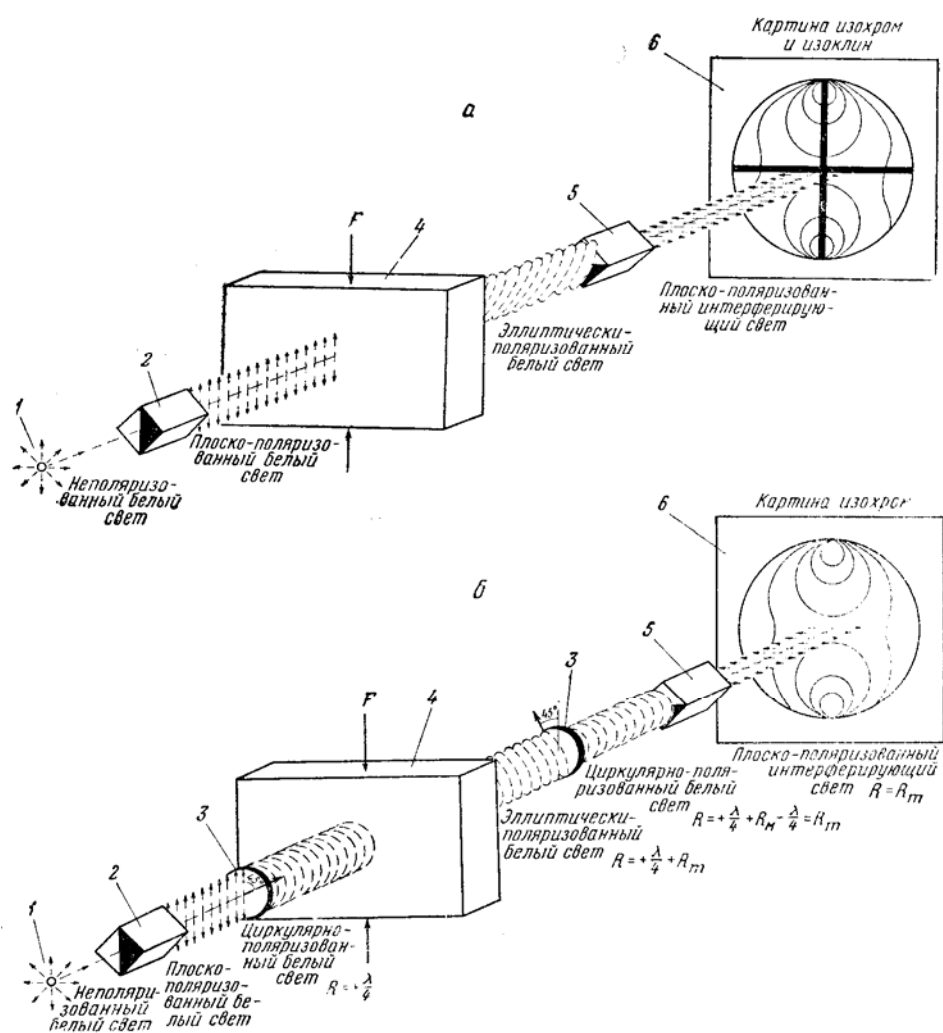
$$\tau_0 = \frac{546,1 \cdot 10^{-7}}{B_\tau}. \quad (5)$$

Просвечивание моделей монохроматическим светом и определение величины действующих в них напряжений путем подсчета числа полос широко распространено в технике, так как в моделях создаются большие напряжения, вызывающие появление многочисленных полос (Пригоровский и др., 1958; Фрохт, 1948). Полосы отличаются от изоклин независимостью своего расположения от поворота скрещенных анализатора и поляризатора. От изотропных областей их отличает то, что они сильно изменяют расположение в пространстве при незначительном увеличении или ослаблении силы, деформирующей модель. Данный способ испытания моделей, получивший название метода полос, не приходится использовать в тектонофизике из-за слабости напряжений, действующих в наших моделях в соответствии с условиями подобия. Обычно в пределах модели могут наблюдаться всего лишь одна-две полосы. Кроме того, при пластических деформациях моделей, быстро изменяющих форму и напряженное состояние, подсчет числа полос и отделение полос от изоклин и изотропных областей технически весьма затруднительно.

Большее, чем по методу полос число изолиний разности хода получается при просвечивании моделей не монохроматическим, а белым светом. Тогда отдельные составляющие спектра, имеющие разную длину волны, а также отличающиеся и несколько различным двулучепреломлением, достигают разности хода, кратной длине волны не в одних и тех же частях модели, а в разных местах. Погасание происходит последовательно – от фиолетовой к красной частям спектра. Там, где на изображении модели отсутствует какая-нибудь часть спектра, наблюдается полоса того цвета, который является дополнительным к погашенному. Такие окраски отдельных частей изображения модели называются интерференционными.

По мере увеличения разности хода до 570 – 600 мкм последовательно располагаются сменяющие друг друга полосы серой, желтой, оранжевой и красной интерференционной окраски. Они приближенно соответствуют одной первой светлой полосе для монохроматического света. Из-за постепенных переходов от одного цвета к другому, границы между полосами разных цветов проводятся не очень точно. При дальнейшем увеличении разности хода красная полоса на небольшом расстоянии сменяется зеленой или синей, с которой начинаются цвета второго порядка. После зеленой повторяются желтая, а затем красная полосы. Потом опять следуют зеленая,

желтая и красная. Так выделяются до четырех-шести, а иногда и больше порядков, в каждом из которых увеличению разности хода соответствует переход от зеленого к желтому и красному цвету. При переходе к каждому следующему порядку вдоль границы красного и зеленого цветов протягивается узкая линия пурпурового цвета – это так называемая чувствитель-



Фиг. 36. Схемы оптических поляризационных установок для исследования напряженно-состояния прозрачных моделей:

a – при плоской поляризации света; *б* – при круговой (циркулярной) поляризации света; 1 – источник света; 2 – поляризатор; 3 – пластинка четверть-волны; 4 – модель; 5 – анализатор; 6 – экран, F – силы, действующие на модель; R – разность хода лучей; R_m – разность хода лучей, возникающая в модели; λ – длина волны света

ная окраска, возникающая при разности хода $5893\text{Å} = 589 \text{ мкм}$. Она позволяет проводить наиболее точные изолинии разности хода. В материалах со слабой собственной окраской между пурпурной и зеленой областью бывает видна полоса ярко-синего или голубого цвета. Собственная желтая окраска большинства оптически активных материалов, смешиваясь с цветом голубой полосы, дает зеленый цвет, который расширяет соседнюю интерференционную зеленую полосу.

Перечисленные полосы или области с одинаковой интерференционной окраской называются изохроматическими или изохрома-

ми. Картина расположения изохром может зарисовываться или фиксироваться цветными фото- или киносъемкой (фиг. 36, а). В любом месте переход от желтой к красной окраске означает повышение касательных напряжений, а от желтой к зеленой – понижение напряжений. Такие колориметрические определения разности хода возможны лишь после того, как для данного материала с помощью оптического компенсатора (например Берека или Краснова) были определены значения R для каждой границы двух соседних цветов. У разных материалов могут отмечаться несколько различные величины разности хода, соответствующие одним и тем же границам цветов.

Таблица 7

Сопоставления интерференционных окрасок с разностью хода R в студнях желатины (по Д. Н. Осокиной)

Границы цветов	Средняя разность хода, $\mu\text{м}$			Относительная величина разности хода		
	Студни желатины					
	10-процентный раствор	20-процентный раствор	30-процентный раствор	10-процентный раствор	20-процентный раствор	30-процентный раствор
Желтый I	454	473	467	0,78	0,79	0,78
Оранжевый I	509		518	0,87		0,86
Красный I	583	598	602	1,00	1,00	1,00
Зеленый II	723	729	705	1,24	1,22	1,17
Желтый II	990	966	960	1,7	1,61	1,59
Красный II	1177	1192	1203	2,02	2,00	2,00
Зеленый III	1403	1354	1361	2,41	2,27	2,26
Желтый III	1481	1525	1470	2,54	2,55	2,44
Красный III	1750	1797	1820	3,00	3,00	3,02
Зеленый VI	1990	1993	1972	3,42	3,34	3,28
Желтый VI	2098	2098	2078	3,60	3,51	3,45
Красный VI	2378	2400	2458	4,08	4,01	4,08

В табл. 7 приведено сопоставление цветов с разностью хода для желатиновых студней. Важно, что разность хода на границе красного II и зеленого III в 2 раза больше, чем на границе красного I и зеленого II. На границе красного III и зеленого IV эта разность в 3 раза больше, а на границе красного IV и зеленого V она в 4 раза больше. Положение остальных цветовых границ не столь однообразно связано с величиной разности хода (нет прямой пропорциональности). Поэтому нами прежде всего используются указанные границы цветовых порядков, а не границы зеленых и желтых цветов, как это часто делается (Фрохт, 1948).

Кроме колориметрического, возможно и более точное определение разности хода в разных точках модели с помощью оптических компенсаторов.

Таким образом, цветные изохроматические (в частности, черные изотропные) области позволяют оценивать величину максимальных касательных напряжений (или их интенсивность), а черные изоклинические полосы дают возможность установить направление осей оптической индикатрисы, от которых можно перейти к направлениям главных нормальных напряжений. Зная, кроме того, в некоторых частях моделей величину двух главных нормальных напряжений (например на свободном контуре, где равны нулю главные напряжения, нормальные к свободной поверхности) можно путем вычислений или графических построений установить величину всех главных нормальных напряжений в любых точках модели (Кокер и Файлон, 1936; Фрохт, 1948).

При исследовании прозрачных моделей изоклинические черные полосы могут мешать наблюдению изохроматических полос. Для того чтобы на изображении просвеченной модели не было изоклин, между поляризатором и моделью вводятся двулучепреломляющие пластинки такой толщины, которая создает разность хода в $\frac{1}{4}$ длины волны λ . Эту пластинку четверть-волны обязательно надо располагать так, чтобы направления n_p и n_g в ней образовали углы в 45° с плоскостью поляризации света, выходящего из поляризатора. После пластинки четверть-волны распространяются уже не один, а два плоско-поляризованных луча во взаимно-перпендикулярных плоскостях, имеющих одинаковую максимальную амплитуду колебаний векторов электрической (и соответственно векторов магнитной) напряженности. В итоге модель просвечивается не одним, а двумя пучками плоско-поляризованного света. При одинаковой амплитуде колебания одноименных векторов в двух лучах со взаимно-перпендикулярной поляризацией и при разности хода в $\frac{1}{4}$ волны конец каждого вектора (E и H) около любой точки пространства изменяет во времени только свое направление и движется по окружности с постоянной угловой скоростью. Поэтому такую поляризацию называют круговой (циркулярной).

Свет, поляризованный по кругу, не отличается от света, состоящего из двух лучей плоско-поляризованных в любых двух взаимно-перпендикулярных плоскостях при разности хода $\frac{1}{4} \lambda$. Поэтому в любую часть модели такой свет входит как пара лучей, имеющих плоскую поляризацию в двух плоскостях, параллельных осям эллипсоида показателей преломления (независимо от ориентации этих осей). Следовательно, в местах, соответствующих изоклинам, сквозь модель распространяется свет, поляризованный не в одной плоскости (как при отсутствии пластинки четверть-волны), а в двух плоскостях. Приобретенная в модели дополнительная разность хода превращает круговую поляризацию в эллиптическую (см. фиг. 36, б).

На пути такого света до анализатора устанавливается вторая пластинка четверть-волны, расположенная так, что направление n_g в ней параллельно направлению n_p в первой пластинке, а направление n_p параллельно n_g в первой пластинке. В результате плоскости поляризации света изменяются и при этом уничтожается та разность хода в $\frac{1}{4}$ волны, которая была создана в первой пластинке четверть-волны. Теперь из каждой точки задней поверхности модели в анализатор входит два луча плоско-поляризованного света, имеющих только ту разность хода, которая возникла в модели. Эти колебания поляризованы под 45° к плоскости анализатора и поэтому проходят сквозь него. Благодаря интерференции они образуют сзади анализатора на изображении модели те же цветные изохроматические полосы, что и возникающие при просвечивании модели светом не с круговой, а с плоской поляризацией.

При использовании белого света с круговой поляризацией на изображении модели исчезают изоклины и остаются черными только одни изотропные области. Это происходит потому, что в таких областях не возникает дополнительной разности хода. После прохождения второй пластинки четверть-волны из изотропных областей распространяется свет, поляризованный только в одной плоскости, параллельной плоскости поляризатора. Ясно, что этот свет гасится анализатором.

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ОПТИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ, ДЕФОРМАЦИЯМИ И НАПРЯЖЕНИЯМИ

В оптическом методе исследования напряжений основными являются вопросы, связанные с переходом от легко регистрируемых оптических явлений – разности хода и положения изоклин – к характеристикам напряженного состояния – величине и направлению главных нормальных и касательных напряжений. Эти вопросы решаются не на моделях, а в итоге

специального исследования материала. Для этого в образце материала, находящемся в известном напряженном состоянии, одновременно регистрируются все деформации и оптические явления. Устанавливаются те однозначные соотношения между ними, которые затем используются при расшифровке напряжений по оптическим явлениям в моделях.

В руководствах по оптическому методу исследования напряжений в моделях в качестве основного эмпирического закона фотоупругости приводится прямая пропорциональность разности хода R величине касательных напряжений τ_i и толщине модели d

$$R = B_\tau \tau_i d. \quad (6)$$

Вводя в (6), согласно (2), двулучепреломление $\Delta n = \frac{R}{d}$ получаем:

$$\Delta n = B_\tau \tau_i. \quad (7)$$

Коэффициент пропорциональности B_τ имеет размерность, обратную напряжениям. Он характеризует оптическую активность материала; единицей измерения является брюстер, равный $1 \text{ см}^2/\text{кг} \cdot 10^{-7}$. Умножение на 10^{-7} производится для того, чтобы в приведенную формулу подставлять данные о τ_i и d , измеренные в единицах, содержащих линейные размеры, выраженные в сантиметрах, а получать разность хода в миллимикронах. При исследовании моделей искомой величиной является τ_i , которая вычисляется по формуле

$$\tau_i = \frac{R}{B_\tau d}. \quad (8)$$

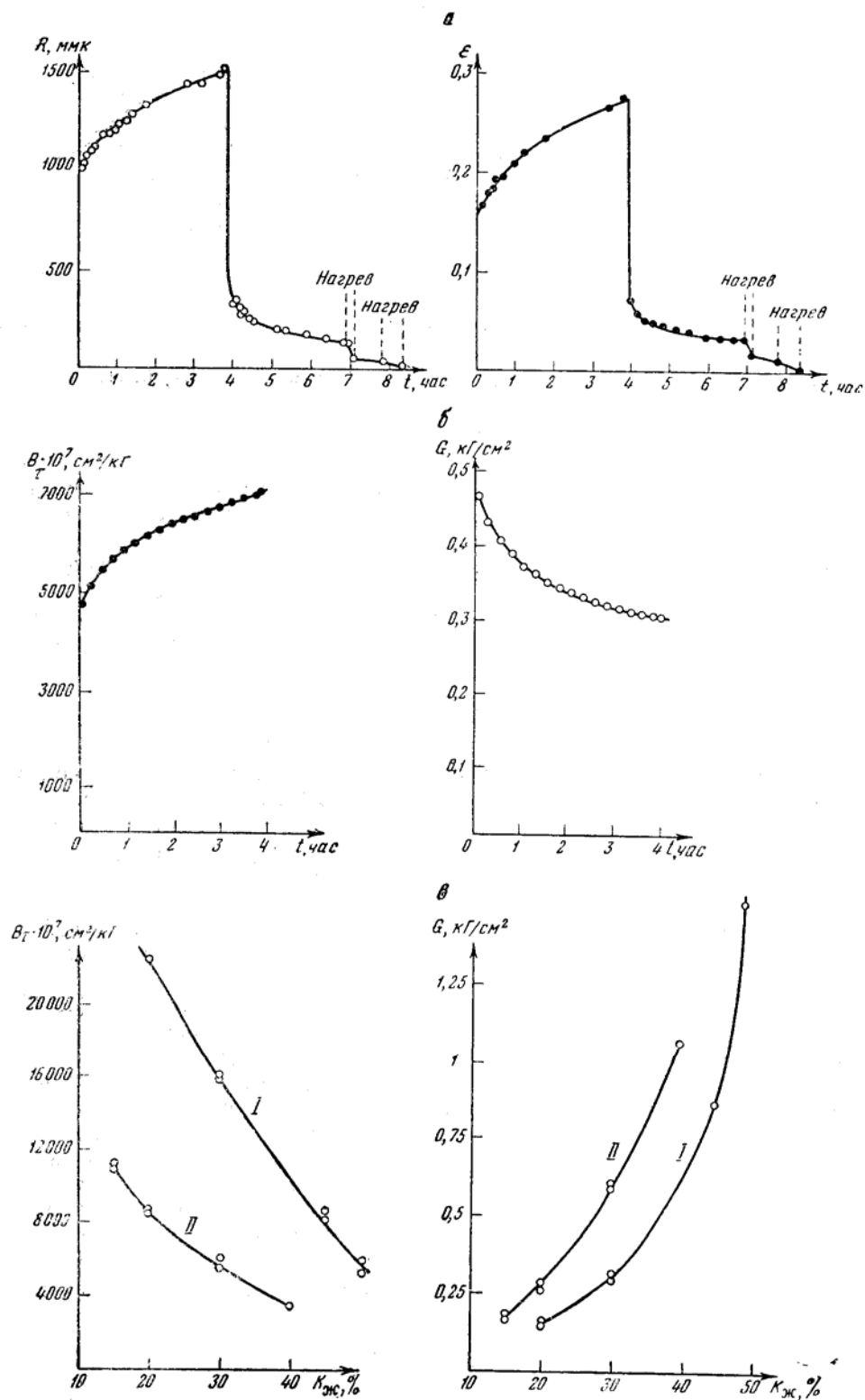
Многочисленные детальные исследования подтверждают правильность основного эмпирического закона фотоупругости для ряда твердых материалов, используемых в технике при моделировании. Однако физический смысл временного двулучепреломления этим законом раскрывается недостаточно полно. Отмечены явления, находящиеся в противоречии с основным законом фотоупругости при указанной форме его записи. Наиболее полно это проявилось при изучении таких материалов, механические свойства которых удовлетворяют условиям подобия при моделировании тектонических процессов.

В желатиновых студнях, исследовавшихся В. Ф. Трумбачевым (1960) и другими, Д. Н. Осокиной (1957) было обнаружено, что разность хода изменяется во времени, несмотря на постоянство действующих напряжений. После прекращения их действия разность хода сохраняется в течение некоторого времени. Таким образом, соотношения между разностью хода R и напряжениями оказались не однозначными. Однако во всех этих случаях обратимые деформации изменялись аналогично разности хода. Поэтому соотношения разности хода с упругой деформацией оказываются намного более постоянными. Для определения интенсивности касательных напряжений по разности хода в желатиновых студнях было введено дополнение в уравнение (6): вместо величин R и B_τ , независимых от времени, в него были подставлены R_t и $B_{\tau(t)}$, зависящие от длительности действия напряжений:

$$\tau_i = \frac{R_t}{B_{\tau(t)} d} \cdot 10^{-7} [\text{кг} / \text{см}^2]. \quad (9)$$

Зависимости R_t , $B_{\tau(t)}$, а также модуля сдвига G_t от длительности действия напряжений охарактеризованы соответствующими кривыми (фиг. 37).

Затем в пластичных концентрированных растворах этилцеллюлозы в смесях бензилового спирта с дибутилфталатом и в эпоксидных и глифтамале-



Фиг 37. Поляризационно-оптические свойства желатиновых студней (по Д. Н. Осокиной, 1957):

a – изменения разности хода (R) и удлинения (ϵ) с течением времени (t) при постоянных напряжениях (30% желатина, 30% глицерина, 40% воды); $б$ – изменение эффективных значений коэффициента оптической активности (B_r) и модуля сдвига (G) с течением времени (t) при постоянных напряжениях; $в$ – изменение эффективных значений B_r и G через 1 – 1,5 мин после начала действия напряжений в зависимости от концентрации желатина $K_{ж}$ при 10% глицерина (кривая I) и 45% глицерина (кривая II)

вых смолах, изучавшихся Д. Н. Осокиной и автором совместно с Г. В. Виноградовым, В. П. Павловым, С. И. Соколовым и Н. А. Щеголевской, была обнаружена та же связь двулучепреломления с упругой частью общей деформации. Пластическая (остаточная) деформация в них не сопровождается заметным двулучепреломлением.

Представление о тесной связи между величиной двулучепреломления и величиной упругой деформации, включающей условно-мгновенную часть и упругое последствие, позволяет легко объяснить многие явления. Так, например, вполне понятна физическая суть «замораживания» двулучепреломления в ряде твердых материалов, которое используется при изучении напряжений в объемных моделях методом замораживания (Пригоровский и др., 1952; Фрохт, 1948). Такие модели нагружаются внешними силами при температуре 100–120°, когда их модули упругости и вязкости имеют сниженную величину. Затем модели охлаждаются до комнатной температуры и разгружаются. После этого они могут распиливаться на пластинки и в любых направлениях, причем в пластинках сохраняется двулучепреломление, возникшее при действии сил в условиях высокой температуры.

Наблюдаемое в пластинках двулучепреломление вызывается не исчезнувшими напряжениями от внешних сил, а оставшимися в пластинках упругими деформациями, которые сохранились из-за повышения вязкости и упругого последствия материала вследствие снижения температуры.

Связывая двулучепреломление с упругой деформацией, легко объяснить широко распространенную согласованность в изменениях величины коэффициента оптической активности B_τ и модуля сдвига G . Изменения величины G , вызванные в данном материале любым образом, например, за счет вариаций состава или режима изготовления материала, закономерно сопровождаются обратными по знаку изменениями B_τ . Ясно, что увеличение модуля вызывает уменьшение упругой деформации (при тех же напряжениях), а следовательно, и ослабление двулучепреломления.

Для характеристики основной физической зависимости, связывающей величину двулучепреломления с величиной упругой деформации, используем коэффициент деформационно-оптической активности B_γ :

$$\Delta n = B_\gamma \gamma_{i(I+II)}. \quad (10)$$

Данная форма записи наиболее полно выражает основную закономерность фотоупругости. От нее легко перейти к обычному основному уравнению фотоупругости, подставив вместо $\gamma_{i(I+II)}$ вытекающую из закона Гука величину

$$\gamma_{i(I+II)} = \frac{\tau_i}{2G}, \quad (11)$$

тогда

$$\Delta n = \frac{B_\gamma}{2G} \tau_i. \quad (12)$$

Сопоставление (7) с (12) показывает, что коэффициенты B_γ и B_τ взаимосвязаны:

$$B_\gamma = B_\tau 2G. \quad (13)$$

Величина B_γ , по мнению автора, является наиболее показательной характеристикой оптической активности материалов рассмотренных типов.

В пластичных материалах, в силу того, что с напряжениями однозначно связаны как двулучепреломления Δn , так и скорость пластической деформации $D_i = \frac{d\gamma_{III}}{dt}$ (если известен коэффициент эффективной вязкости

η_{III}), можно по двулучепреломлению судить о скорости пластической деформации. Сопоставляя зависимости

$$\Delta n = B_\tau \tau_i \quad (14)$$

$$\tau_i = 2\eta_{III} D_i, \quad (15)$$

находим, что

$$\Delta n = B_D D_i \quad (16)$$

где

$$B_D = 2B_\tau \eta_{III}. \quad (17)$$

Рассмотренные соотношения между двулучепреломлением, напряжениями и деформациями не являются единственными возможными. В прозрачных консистентных смазках Г. В. Виноградовым (1952) и в водных пастах глин И. В. Поповым (1960) было отмечено двулучепреломление, увеличивавшееся по мере увеличения пластической деформации и не исчезающее после прекращения действия напряжений. В этих материалах двулучепреломление однозначно связывается лишь с величиной пластической деформации и не отражается приведенными выше формулами. Для его сопоставления с величиной пластической деформации надо вводить коэффициент B_p :

$$\Delta n = B_p \gamma_{III}. \quad (18)$$

Переход от Δn в этом случае возможен путем выражения $\gamma_{i(III)}$ как функции напряжений τ_i и времени t (при учете эффективной вязкости η_{III}).

$$\Delta n = \frac{B_p t}{2\eta_{III}} \tau_i. \quad (19)$$

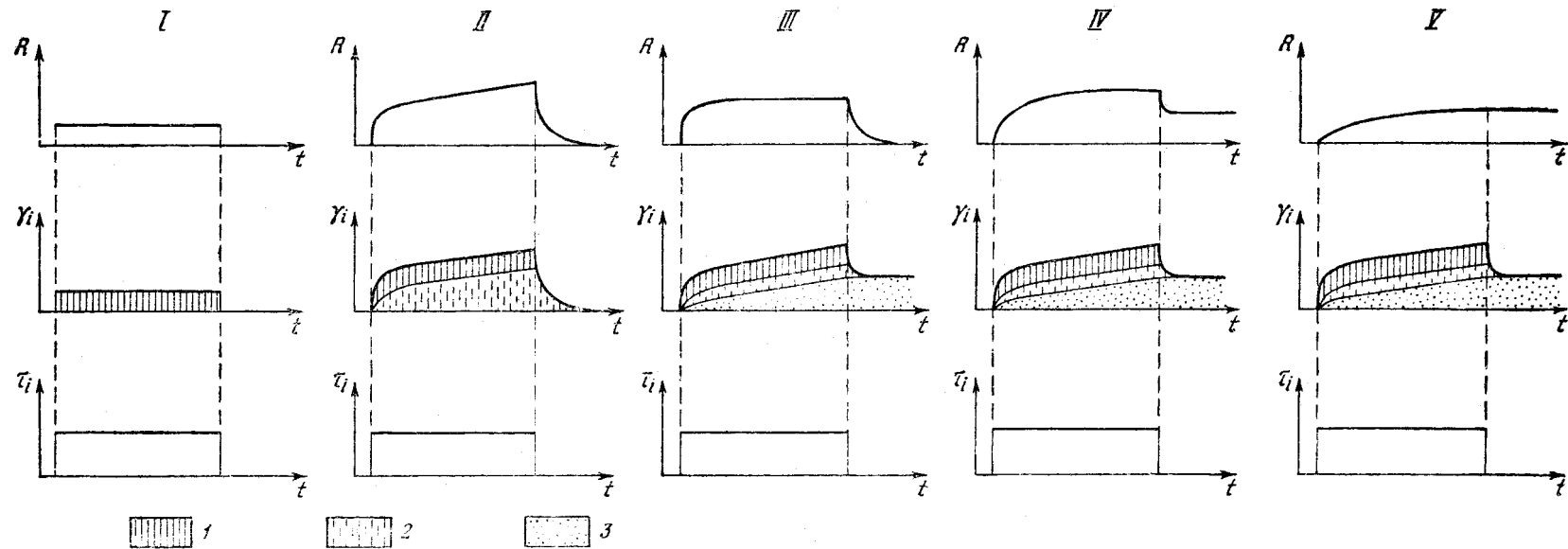
Следовательно, в материалах данного типа

$$B_\tau = \frac{B_p}{2\eta_{III}} t. \quad (20)$$

Наконец, Г. В. Виноградовым, Д. Н. Осокиной и автором в специально изготовленных прозрачных мылах наблюдалось двулучепреломление, часть которого исчезала после прекращения действия напряжений и была связана с упругой долей общей деформации, тогда как большая его часть была связана с остаточной деформацией. Данные материалы по типу связи между двулучепреломлением и деформациями занимают переходное положение между двумя рассмотренными до этого группами материалов.

Сказанное о связи двулучепреломления с деформациями суммировано на фиг. 38, где выделено пять групп материалов с различным характером этой связи. Различная внутренняя структура материалов позволяет объяснить особенности их механических и оптических свойств.

К I группе относятся материалы типа бакелита, глифтамала, МИХМ-ИМАША с многочисленными связями между цепями соседних макромолекул, а также внутри каждой макромолекулы. Этим определяется большая величина модуля упругости и коэффициентов вязкости. При напряжениях порядка 10^1 кг/см² они деформируются только упруго и в них почти не заметно упругое последствие. Напряжения слишком малы, чтобы изменить электромагнитные свойства внешних электронных оболочек атомов. Поэтому напряжения как таковые не могут вызвать временного двулучепреломления. Деформации материала упруги и незначительны, поэтому нельзя предполагать существенного изменения ориентации макромолекул. Двулучепреломление также не может быть связано с этой причиной. Вероятно, имеющиеся в цепях макромолекул группы жестко связанных атомов, легко



Фиг. 38. Группы материалов (I-IV) с различными соотношениями между напряжениями (τ), деформациями γ_i и искусственным двойным лучепреломлением (R) (по М. В. Гзовскому и Д. Н. Осокиной, 1960):

1 – условно-мгновенная упругая деформация; 2 – упругое последствие; 3 – пластическая деформация

поворачивающиеся по отношению к цепи, при деформации макромолекул занимают новые положения. Они приобретают упорядоченную ориентацию и создают двулучепреломление у материала в целом.

Ко II группе относятся желатиновые студни и другие материалы с редкой пространственной структурной сетью, следствием чего является малая величина модулей упругости. Причины отсутствия пластичности упоминались выше. Механизм двулучепреломления тот же, что и у материалов I группы, так как при слабой полимеризации материалы I группы относятся ко II группе.

В III группе материалов легкость разрушения и восстановления связей между крупными макромолекулами длиной в сотые доли микрона определяет пластичность. В процессе общей пластической деформации материала макромолекулы внутри него испытывают также обратимые изменения своей формы, вызывающие вращение и упорядочение ориентации жестко связанных групп атомов типа бензольного кольца. Подобные атомы находятся внутри макромолекул и имеют размеры порядка десяти тысячных долей микрона (единицы ангстрем). После прекращения действия напряжений и пластического течения, макромолекулы восстанавливают свою первоначальную форму и беспорядочную ориентировку в пространстве. Вместе с тем тепловые движения нарушают упорядоченность расположения жестко связанных групп атомов внутри макромолекул. В результате двулучепреломление исчезает вместе с упругой деформацией. Однако возможна некоторая неодновременность восстановления макромолекулами своей первоначальной формы и дезориентации групп жестко связанных атомов внутри макромолекул. Поэтому кинетика упругой деформации может несколько отличаться от кинетики двулучепреломления.

К IV группе относятся мыла, состоящие из весьма крупных линейных групп жестко связанных атомов, образующих кристаллы длиной в 1 мк и более. Это отражается на механических свойствах мыл (см. главу 25). В процессе пластической деформации кристаллы мыла приобретают однообразную ориентацию в пространстве. Кристаллы оптически анизотропны, поэтому их ориентация вызывает появление двулучепреломления у тела в целом. После прекращения действия напряжений крупные кристаллы не могут изменить новое расположение под действием тепловых колебаний. Поэтому сохраняется большая часть двулучепреломления. В связи с тепловыми колебаниями и обратной упругой деформацией нарушается ориентация лишь отдельных групп атомов и несколько ослабевает вытянутость нитевидных кристаллов. Это вызывает незначительное снижение разности хода, одновременное с обратной упругой деформацией.

В V группе материалов, таких как водная паста глины, основу внутренней структуры, определяющей механические свойства, составляют жесткие кристаллические пластинки глинистых минералов. В смазках среди масла расположены кристаллы мыла. Кристаллические твердые частицы удлиненной формы оптически анизотропны. В процессе пластической деформации они приобретают упорядоченную ориентацию в пространстве и создают двулучепреломление материала в целом. Тепловые движения не в состоянии изменить их ориентацию после прекращения действия напряжений пластического деформирования. Изменения двулучепреломления, связанные с обратной упругой деформацией, столь слабы, что легко остаются незамеченными.

Таким образом, двулучепреломление вызывается систематической, определенным образом ориентированной в пространстве неравномерностью распределения атомов. В кристаллах она существует постоянно и не изменяет своего характера – поэтому двулучепреломление кристаллов по-

стоянно. В аморфных и кристаллических высокомолекулярных соединениях и дисперсных системах систематическая неравномерность распределения атомов возникает в процессе деформации, поэтому деформация материала сопровождается возникновением двулучепреломления. Если систематическая неравномерность возникает за счет поворотов отдельных небольших групп жестко связанных атомов длиной в единицы ангстрем, включенных в высокомолекулярные цепи, тепловые движения в состоянии восстановить беспорядочность ориентировки этих групп атомов при обратной упругой деформации, после прекращения действия напряжений. В этих материалах двулучепреломление возникает и исчезает вместе с упругой частью общей деформации.

Если систематическая неравномерность распределения атомов возникает в результате поворотов крупных частиц – отдельных кристаллов длиной в десятки тысяч ангстрем и более, тепловые движения после прекращения действия напряжений и деформаций не в состоянии восстановить в материале первоначальной беспорядочной ориентации оптически анизотропных частиц. Поэтому двулучепреломление сохраняется и после прекращения действия напряжений и завершения обратной упругой деформации. В таких материалах величина двулучепреломления хорошо сопоставляется с величиной остаточной деформации.

В зависимости от образованной молекулами внутренней структуры материала и от строения молекул, материал в целом может обладать различной оптической активностью – способностью к временному двулучепреломлению (см. табл. 8). В каждом оптически активном материале часть двулучепреломления вызывается обратимыми изменениями в расположении и форме молекул и отдельных групп атомов внутри них. Другая часть двулучепреломления возникает из-за необратимых изменений во внутренней структуре материала. Количественные соотношения между этими двумя частями различны и поэтому существуют материалы, в которых практически заметна только какая-нибудь одна из этих двух частей двулучепреломления.

Количественное соотношение между двулучепреломлением Δn и упругой частью общей деформации γ_e отражается коэффициентом оптической активности по деформациям $B_\gamma = \Delta n / \gamma_e$, который является важной физической характеристикой оптической активности материала.

Коэффициент B_γ с точностью до постоянного множителя равен показателю качества материала

$$Q = E / 2\tau_0, \quad (21)$$

где E – модуль упругости; τ_0 – цена полосы материала.

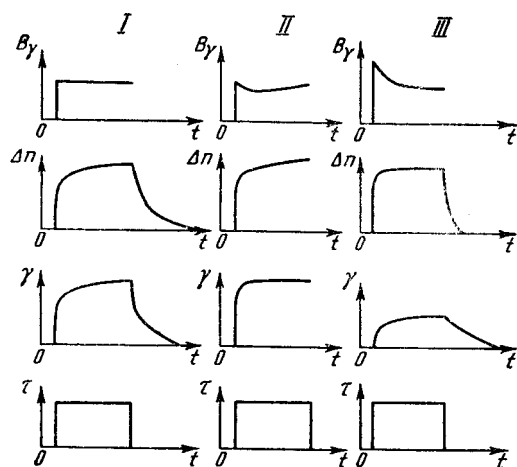
Оптически активный материал считается тем лучше, чем выше его показатель качества (Фрохт, 1950). Сравнение оптической активности различных материалов надо производить по величине B_γ , но при таких условиях, когда сравниваемые материалы имеют одинаковые значения G . Величина B_γ может изменяться во времени при постоянном напряжении. Это объясняется тем, что разные молекулярные процессы, связанные с развитием обратимой деформации, сопровождаются эффектами двулучепреломления неодинаковой величины и даже знака.

Отметим следующие примеры: а) B_γ остается практически постоянной во времени, так как Δn и γ_e изменяются во времени в одинаковой мере (студни желатины, фиг. 39, тип I). Этот тип описан Д. Н. Осокиной; б) после установления постоянной равновесной величины упругой деформации продолжается рост величины Δn , т. е. величина B_γ растет во времени (желатиновые студии с добавками HCl, Na₂SO₄ и CO(NH₂)₂, см. фиг. 39, тип II). Данный тип поведения B_γ выявлен Фан Вей-цином, аспирантом Института физики Земли АН СССР; в) после достижения величиной Δn постоянного значения развитие высокоэластической деформации продолжается с заметной скоростью – B_γ падает во времени (растворы

этилцеллюлозы в бензиловом спирте, см. фиг. 39, тип III). Последний тип описан Д. Н. Осокиной, М. В. Гзовским, Г. В. Виноградовым, В. П. Павловым (1960).

Эти соотношения между двулучепреломлением и упругой деформацией можно объяснить, предполагая, что в приведенных случаях: а) упругая макроскопическая деформация и двулучепреломление определяются одним и тем же молекулярным процессом; б) увеличение двулучепреломления после достижения равновесной упругой деформации вызывается постепенно возникающей ориентацией оптически анизотропных групп жестко связанных атомов, образующих боковые ответвления от основных цепей; вращение таких групп не сопровождается макроскопической деформацией; в) двулучепреломление вызывается только теми процессами, с которыми связана лишь условно-мгновенная часть макроскопической упругой деформации.

Величины B_γ и B_τ из (6)–(9) зависят от ряда факторов, прежде всего от состава материала и температуры. С ростом температуры и увеличением деформируемости $1/G$, коэффициент B_τ многих материалов растет. Но растет он медленнее, чем падает G , поэтому $\frac{B_\tau}{G} = B_\gamma$ при повышении температуры уменьшается. Одной из причин замедленного роста B_τ , возможно, является дезориентирующее действие теплового движения, уменьшающее число однообразно ориентированных оптически анизотропных частиц, участвующих в суммарном оптическом эффекте (Осокина, Гзовский, Виноградов, Павлов, 1960). Другая причина замедленного роста B_τ (в случае настолько большого изменения температур, что материал переходит из твердого состояния в высокоэластическое) может состоять в разной величине эффектов двулучепреломления, сопровождающих мгновенную (туковскую) упругую и высокоэластическую деформации.



Фиг. 39. Различные типы (I, II, III) изменения во времени (t) коэффициента оптической активности по деформациям (B_γ):

Δn – двулучепреломление; γ_e – упругая деформация; τ – заданное постоянное напряжение

Однозначные соотношения между двулучепреломлением и напряжениями удается установить не из-за того, что между ними имеется причинная связь, а потому, что напряжениями определяются те деформации, которые являются непосредственной причиной двулучепреломления.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ МОДЕЛЕЙ

Для практического использования соотношений между двулучепреломлением и напряжениями удобно, когда они являются линейными и не зависят от времени. Однако определение напряжений по двулучепреломлению возможно и при более сложных соотношениях, если только они однозначны. Для перехода от двулучепреломления к относительной и абсолютной величине касательных напряжений в моделях для каждого эквивалентного материала нами составлена динамооптическая таблица (фиг. 40).

Для определения ориентации в пространстве осей напряжений в моделях по ориентации осей эллипсоида показателей преломления нами производилось следующее испытание каждого эквивалентного материала. Образец подвергался деформации простого сдвига, при которой максимальные

		R – разность хода желтых линий натрия, ммк										
		0	500		1000		1500		2000			
			415	615	768	938	1255	1397	1562	1843	2000	
Наблюдаемая интерференционная окраска (толщина модели 2 см)		С	Ж	К	З	Ж	К	З	Ж	К	З	
		I	I	II	II	II	III	III	III	III	IV	
Штриховка, применяемая на изображении модели												
31,5-процентный раствор этилцеллюлозы НН – 960 в бензиловом спирте при 20° $V_{\tau} = 95000 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{кг}$		Относительная величина τ_{max}	0,66	1,0	1,25	1,53	2,03	2,28	2,53	3,0		
		$\tau_{\text{max}}, \text{ Г/см}^2$	2,1	3,2	4,0	4,9	6,5	7,3	8,1	9,6		
		ψ через 1 мин	1°	3°30'	5°	5°30'	7°	8°30'	9°	10°	11°	
30-процентный раствор этилцеллюлозы К – 290 в бензиловом спирте при 20° $V_{\tau} = 61500 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{кг}$		Относительная величина τ_{max}	0,66	1,0	1,24	1,52	2,04	2,26	2,54	3,0		
		$\tau_{\text{max}}, \text{ Г/см}^2$	3,3	5,0	6,2	7,6	10,2	11,3	12,7	15,0		
		ψ через 1 мин	7°,5	7°,5	7°,5	7°,5	7°,5	7°,5	7°,5	7°,5	7°,5	

Фиг. 40. Динамооптическая таблица (по М. В. Гзовскому, И. М. Кузнецовой и Д. Н. Осокиной, 1960)
Обозначения окрасок: С – серая, Ж – желтая, К – красная, З – зеленая; I, II, III, IV – порядки интерференционных цветов

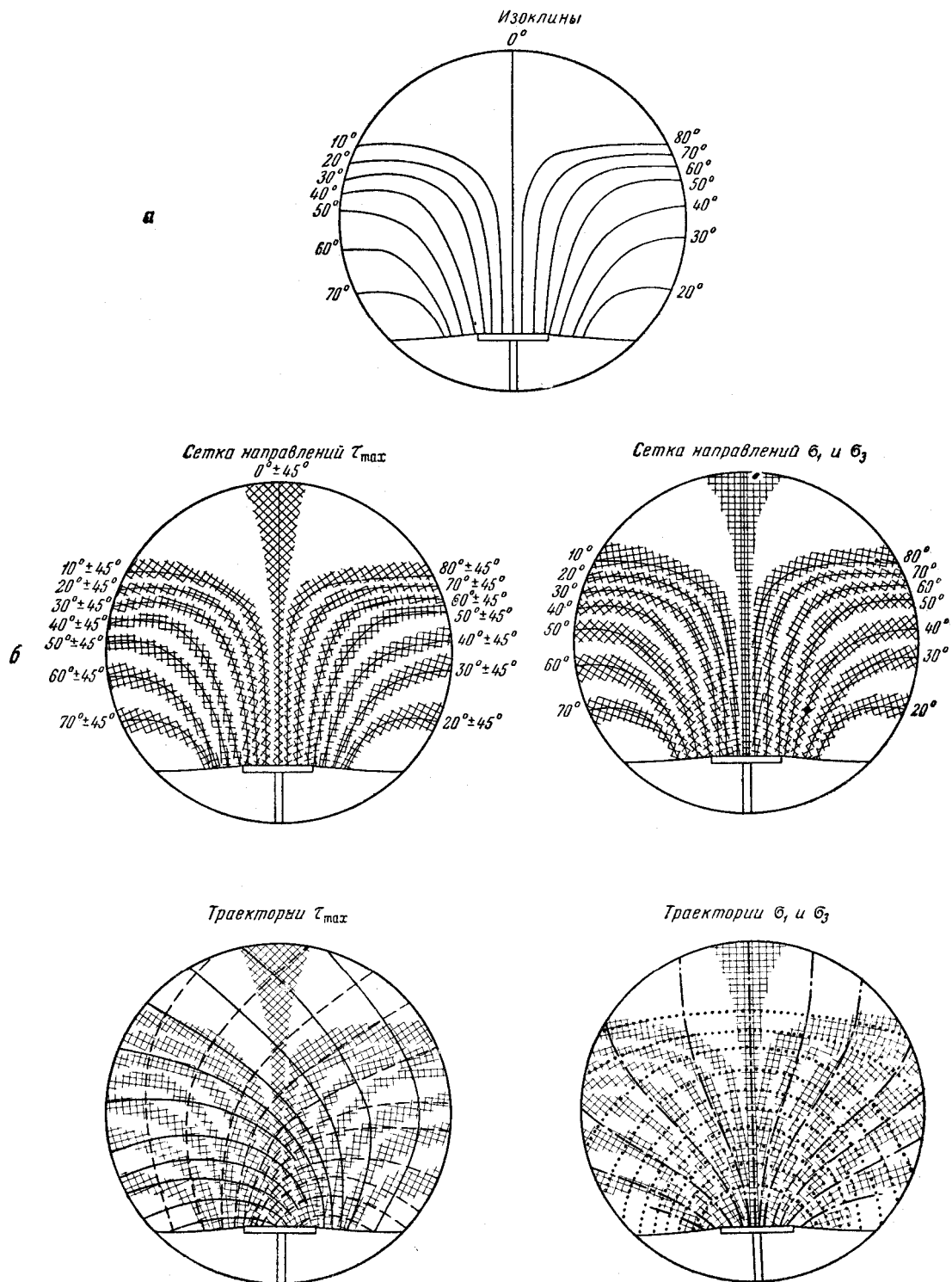
касательные напряжения действуют в направлениях, параллельных и перпендикулярных направлению сдвига. Следовательно, оси максимальных и минимальных главных нормальных напряжений образуют с направлением сдвига углы по 45° .

Если в материале оси эллипсоида показателей преломления совпадают с направлениями главных нормальных напряжений, изображение образца на поляризационной установке затемняется, когда плоскости скрещенных поляризатора и анализатора располагаются под 45° к направлению сдвига. Если же затемнение наступает при ином угле i между плоскостью поляризации света, падающего на образец, и направлением сдвига, это означает, что направления осей нормальных напряжений и эллипсоида показателей преломления различаются на угол $\psi = 45^\circ - i$. Величина угла ψ в исследованных нами материалах доходила до 10° .

Отклонение осей эллипсоида показателей преломления от направлений осей нормальных напряжений должно происходить в тех частях модели, где по мере развития деформации происходит изменение направления осей конечных удлинений. В остальных частях модели, испытывающих только сжатие или растяжение, оси эллипсоида показателей преломления совпадают с направлением осей напряжений. Рассмотренные случаи несовпадения направлений обусловлены тем, что двулучепреломление непосредственно связано не с напряжениями, а с деформациями, оси которых могут не совпадать по направлению с осями напряжений.

Построение траекторий главных напряжений, действующих в модели в случае, когда оси эллипсоида показателей преломления совпадают с осями напряжений, заключается в следующем. До начала регистрации изоклин проводится юстировка оптической установки. Образец, сжатый вдоль длинной оси, нужно последовательно располагать под разными углами к вертикальной линии и установить при этом такую систему для отсчета поворота скрещенных поляризатора и анализатора, чтобы этот отсчет равнялся углу отклонения длинной оси образца от вертикали. На используемой в нашей лаборатории установке ППУ-4 система отсчета такая, что, глядя на экран вдоль направления распространения света, мы получаем зарисовку изоклин, для обработки которой нужно при построении траекторий отсчитывать наклон главных нормальных напряжений от верхней точки вертикального диаметра окружности против часовой стрелки. При обработке зарисовок и фотографий, сделанных навстречу световым лучам на поляроидной установке с широким рабочим полем, наклон одного из главных нормальных напряжений (равный отсчету на установке) должен откладываться по часовой стрелке от верхнего края вертикального диаметра окружности. Направление второго главного нормального напряжения перпендикулярно первому.

Построение траекторий главных нормальных напряжений. На одном чертеже изображаются все изоклины с различными параметрами, зафиксированные для девяти положений скрещенных поляризатора и анализатора от 0 до 90° через каждые 10° (фиг. 41, а). В сложных случаях фиксируются и промежуточные изоклины через 5° . На том же чертеже в стороне от модели нужно из одного центра провести лучи, параллельные всем параметрам изоклин (от 0 до 90°). Затем поверх каждой изоклины наносят прямоугольную сетку, одно из направлений которой параллельно параметру данных изоклины. Эти сетки наносятся приблизительно до середины расстояния между соседними изоклинами (см. фиг. 41, б). Затем непрерывно вдоль направлений сеток через все изображение модели проводятся траектории главных нормальных напряжений. Они постепенно искривляются таким образом, чтобы в точках пересечения изоклин и траекторий линии сеток совпадали с направлениями касательных и радиусов кривизны траекторий (см. фиг. 41, в). В оптически изотропных областях, где касательные напряжения равны нулю, направление главных нормальных напряжений неопределенно, т. е. может быть любым. Эти области распознаются по черной



Фиг. 41. Схема построений траекторий главных напряжений:
 а – изоклинические линии; б – построение прямоугольных сеток вдоль изоклинических линий; в – построение траекторий

(темно-серой) интерференционной окраске, неподвижной при вращении скрещенных поляризатора и анализатора, а также по тому, что в них сходятся изоклины с различными параметрами.

Для определения наименования каждого из двух семейств траекторий главных нормальных напряжений следует использовать оптический компенсатор. Для этого предварительно устанавливается направление короткой и длинной осей эллипсоида показателей преломления в компенсаторе. В качестве компенсатора удобно использовать сжатую пластинку из твердого оптически активного материала. Обычно в ней направление наибольшего сжатия совпадает с длинной осью этого эллипсоида. Оптический компенсатор располагается рядом с моделью между поляризатором и анализатором таким образом, чтобы одна из осей его эллипсоида показателей преломления совпадала с направлением одного из главных нормальных напряжений, т. е. имела наклон, равный параметру изоклины, проходящей через данную часть модели. Тогда произойдет или повышение, или понижение наблюдаемой интерференционной окраски модели.

Для просветления наблюдаемой части модели изоклина должна быть предварительно уведена из нее поворотом анализатора и поляризатора на 45° . Там, где интерференционная окраска модели повышается после введения компенсатора, направление осей эллипсоида показателей преломления в модели такое же, как и в компенсаторе (которое нам заранее известно). Если компенсатором служит сжатая пластинка, значит направление наибольшего сжатия в модели совпадает с направлением сжатия пластинки. Если же интерференционная окраска понижается, значит направления осей эллипсоида показателей преломления в модели перпендикулярны направлениям одноименных осей компенсатора (при компенсаторе из сжатой пластинки направление наибольшего сжатия и модели перпендикулярно к направлению наибольшего сжатия в пластинке). Обычно направление алгебраически минимальных главных нормальных напряжений в моделях совпадает с длинной осью эллипсоида показателя преломления.

Если компенсатором служит сжатая пластинка, то особенно отчетливые оптические эффекты наблюдаются при изменении силы ее сжатия. Рядом с исследуемым участком модели помещают ненапряженную пластинку-компенсатор, которую постепенно сжимают. В случае совпадения одноименных осей напряжений в пластинке и в модели, изохромы будут концентрично расходиться от участков максимумов величины касательных напряжений, т. е. разность хода в любой точке будет увеличиваться. При взаимно-перпендикулярном расположении одноименных осей напряжений в модели и пластинке-компенсаторе изохромы будут приближаться к тем же максимумам, т. е. разность хода в любой точке станет уменьшаться.

К свободной поверхности модели траектория одного из главных нормальных напряжений всегда подходит под прямым углом, а другого – по касательной. К тупицам поверхностям траектории главных нормальных напряжений всегда подходят под косым углом, часто под углом 45° . Одноименные траектории не могут пересекать одна другую.

Построение траекторий главных касательных напряжений. После построения траекторий главных нормальных напряжений нужно нанести два семейства взаимно-перпендикулярных линий, образующих с ними угол 45° . К свободной поверхности модели линии обоих семейств подходят под углом 45° . К тупицам поверхностям линии одного семейства часто подходят по касательным, а другого – по нормальям.

Для определения наименования каждой траектории касательных напряжений нужно рассмотреть окрестности точки ее пересечения с траекторией алгебраически минимальных (наибольших из сжимающих) главных нормальных напряжений. Если двигаться вдоль траектории алгебраически минимальных напряжений по направлению к такой точке, то к той же точке под углом 45° к этому направлению будут подходить слева – траектории

левых касательных напряжений, справа – траектории правых касательных напряжений.

Все сказанное о построении траекторий главных напряжений относится к случаям совпадения направлений осей напряжений и осей эллипсоида показателей преломления. Если известно, что такого совпадения нет, то в местах, где можно ожидать поворота осей деформации, величина возможной ошибки в направлении траекторий должна считаться доходящей до угла ψ . В местах, где ожидается несовпадение направлений из-за наличия деформации простого сдвига, линии сетки наносятся под углом ν .

$$\nu = i \pm \psi, \quad (22)$$

где i – параметр изоклины. Знак поправки ψ берется в зависимости от направления сдвиговой деформации.

Среди испытываемых моделей из оптически активных материалов выделяется две разновидности в зависимости от того, какие процессы на них изучаются, и, соответственно, какова величина множителя подобия для времени C_t , в основном определяющая вязкость модели.

Специфика исследования пластичных моделей. Первая разновидность заключается в пластическом деформировании исследуемой модели, воспроизводящей весьма длительные и медленные пластические деформации земной коры (C_t порядка 10^{-11} до 10^{-13}). Пластические деформации модели достигают большой величины. Напряжения и соответствующий им оптический эффект существуют только при непрерывном нарастании деформаций. Если скорость увеличения деформации равна нулю, оптический эффект отсутствует.

Такие модели создаются главным образом из концентрированных растворов этилцеллюлозы в бензиловом спирте и смеси с дибутилфталатом. Данный материал приближенно удовлетворяет условиям подобия для модулей упругости и для коэффициента вязкости (см. табл. 6, фиг. 32). Он является первым оптически активным пластичным веществом с механическими свойствами, удовлетворяющими этим условиям подобия¹, и относится к числу оптически наиболее активных материалов. Важнейшей особенностью оптических и механических свойств этого материала является однозначность соотношений – прямая пропорциональность с точностью до 1% – между величиной искусственного двулучепреломления Δn и максимальной величиной действующих касательных напряжений τ_{\max} при одновременном развитии больших пластических деформаций. Многие из известных ранее оптически активных материалов не обладают этой необходимой для нас особенностью физических свойств.

Аналогичные модели могут изготавливаться и из разработанных несколько позднее, но не обладающих лучшими качествами эпоксидных и глифтамалевых смол серии МИХМ-ИФЗ.

Условие подобия (36) из главы 24 для прочностей C_p во всех моделях из данных материалов не удовлетворяется. Применяя принцип разделения существенных факторов (сепарации) и принцип приближенности моделирования, мы исследуем на таких моделях развитие упругих и пластических деформаций и напряжений. Образование разрывов на них не изучается. Величина касательных напряжений и направление их действия в модели, деформирующейся с заранее заданной скоростью, регистрируется цветной кино съемкой.

¹ После разработки данного материала была опубликована работа С. И. Губкина, С. И. Добровольского, Б. Б. Бойко (1957). В ней менее подробно охарактеризованы свойства других пластичных оптически активных материалов, которые не могут быть использованы при моделировании тектонических явлений, так как не удовлетворяют нашим условиям подобия.

Форма модели непрерывно меняется, поэтому для регистрации всех изоклин, относящихся к любой стадии деформации, следует проводить девять испытаний одинаковых моделей. Деформация каждой модели с начала и до конца снимается киноаппаратом при одном из девяти положений скрещенных поляризатора и анализатора. Это дает возможность для любой стадии деформации модели иметь все девять изоклин. На участках, где деформация близка к простому сдвигу, траектории главных нормальных напряжений проводятся по направлению, равному параметру изоклины i плюс угол ψ .

Модели из концентрированных растворов этилцеллюлозы обычно имеют толщину около 2 см и устанавливаются между двумя параллельными стеклами. Деформация таких моделей плоская, а напряженное состояние – трехосное. Модель для ослабления трения о стекло смазывается вазелиновым или касторовым маслом, или бензиловым спиртом.

Специфика исследования упругих моделей. Вторая разновидность эксперимента связана с моделированием кратковременных процессов, типа явлений, вызывающих землетрясения. Для них множитель подобия времени C_t порядка единицы. Согласно условиям подобия (29) из главы 24 такие модели должны иметь модули упругости порядка одного или десятых долей $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ и вместе с тем очень высокую вязкость – от 10^{13} до 10^{18} пз. Лучшими из известных материалов, свойства которых приближаются к этим требованиям, являются студни желатины и ацетилцеллюлозы. Возможно также испытание моделей из сополимеров полиэфиров с полистиролом. Как и растворы этилцеллюлозы, эти материалы не удовлетворяют условиям подобия прочности.

При указанном множителе подобия времени длительность эксперимента совпадает с продолжительностью развития упругого последствия. Поскольку оптический эффект в студнях желатины, как показала Д. Н. Осокина (1957), вызывается всей упругой деформацией, включая последствие, разность хода в течение всего эксперимента непрерывно изменяется во времени, несмотря на постоянство напряжений. Поэтому для суждения о величине касательных напряжений по интерференционным окраскам необходимо производить регистрацию цветов спустя вполне определенное время после начала действия напряжений. В результате специального исследования Д. Н. Осокина установила, что коэффициент оптической активности $B_{\tau(t)}$ желатиновых студней может считаться одной и той же функцией времени во всем диапазоне изучаемых напряжений. Зная кривую изменений $B_{\tau(t)}$ во времени (см. фиг. 37) можно по разности хода R_t (зная толщину модели d) определить величину максимальных касательных напряжений:

$$\tau_{\max} = \frac{R_t}{B_{\tau(t)}d}. \quad (23)$$

Вследствие непрерывного увеличения упругих деформаций на протяжении всего времени эксперимента модули упругости таких моделей ставятся в зависимость от того, через сколько времени после начала действия напряжений будет проводиться регистрация оптического эффекта (см. фиг. 37).

Существенное упрощение испытаний моделей данного типа может быть достигнуто за счет уменьшения периода релаксации последствия θ_{II} в желатиновых студнях. При таком изменении кинетики деформации разность фаз должна быстро достигать практически постоянной величины, сохраняющейся в течение всего эксперимента. Период релаксации студней может быть изменен в результате добавления в раствор различных кислот, щелочей и солей. Аспирантом нашей лаборатории Фан Вэй-цинем было выяснено, что желатиновые студни, сохраняя свою прозрачность, уменьшают период релаксации, если желатину растворять в растворах KJ , Na_2SO_4 и мочевины $\text{CO}(\text{NH}_2)_2$.

Деформируемые модели из желатиновых студней обычно имеют толщину около 2 см. Они располагаются между двумя параллельными стеклами или поддерживаются одним стеклом. В последнем случае деформация модели трехосная, а напряженное состояние плоское. Для уменьшения трения о стекло модели смазываются глицерином или касторовым маслом. Примеры моделей указанных типов можно найти в следующей части данной книги.

Оптическая активность моделей. При моделировании геологических явлений модели обычно деформируются внешними силами, направленными снизу вверх или в горизонтальном направлении. Очень часто задаются не величины внешних сил, а величины и скорости деформаций на границах моделей. Возникающие в моделях напряжения в значительной мере определяются собственным весом и поэтому, как правило, невелики. В соответствии с условиями подобия, касательные напряжения большей частью имеют величину порядка единиц и десятых долей $\Gamma/\text{см}^2$, что заставляет предъявлять к эквивалентным материалам требование высокой оптической активности. Для получения в моделях нескольких изохроматических полос при касательных напряжениях в $0,1 \Gamma/\text{см}^2$ разность хода должна быть близка к границе цветов II и III порядков, т. е. около 1000 мк. Коэффициент оптической активности B_τ , следовательно, должен быть порядка десятков тысяч брюстеров. Цена одного порядка цветов составит при этом $0,05 \Gamma/\text{см}^2$.

К определению обязательной оптической активности можно подойти и по другому. В горных породах и моделях упругие деформации сдвига должны быть меньше 0,01, так как иначе происходит условно-мгновенное разрушение. Из уравнения (10) следует, что при такой максимальной деформации двулучепреломление Δn связано с коэффициентом оптической активности B_γ соотношением

$$\Delta n = 10^{-2} B_\gamma. \quad (24)$$

Значит, для получения в модели толщиной в 1 см, при напряжениях, соответствующих условно-мгновенной прочности горных пород, разности хода R около 1000 мк = 10^{-4} см, нужно, чтобы коэффициент B_γ был порядка 10^{-2} . Из формулы (13) известно, что $B_\tau = B_\gamma / 2G$; модуль сдвига G в моделях по условиям подобия порядка $10^3 \Gamma/\text{см}^2$. Так для B_τ получаем величину порядка 10^{-5} или 10^{-4} ; 1 брюстер составляет $0,98 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{кг}$, следовательно B_τ должен иметь величину в сотни или тысячи брюстеров.

Таким образом, материалы для моделирования геологических явлений, эквивалентные горным породам, должны удовлетворять требованиям, определяющим не только механические, но и динамооптические свойства моделей. Механические и оптические свойства материалов, обладающих оптической активностью и обычно применяемых при моделировании в технике, не удовлетворяют перечисленным требованиям. Поэтому для исследования напряженного состояния моделей геологических объектов потребовалось разработать новые оптически активные материалы. У этих материалов коэффициент оптической активности B_τ должен быть не ниже определенной величины

$$B_\tau \geq \frac{550}{P_{1\tau} C_p}, \quad (25)$$

которая зависит от прочности $P_{1\tau}$ моделируемого объекта и множителя подобия прочности C_p . Формула (25) является своеобразным дополнительным условием подобия, относящимся к оптическим свойствам модели.

*Глава 27***ОПТИЧЕСКИ АКТИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ**

В соответствии с требованиями, изложенными в конце предыдущей главы, Д. Н. Осокина и автор совместно с Г. В. Виноградовым, Н. А. Щеголевской, С. И. Соколовым, Л. С. Гембицким и С. А. Гликманом разработали ряд новых оптически активных материалов. В совокупности с ранее известными, они составляют набор тел с разнообразными механическими и высокими оптическими свойствами, показанными в табл.8. Модули упругости этих материалов от 10^{-1} до 10^4 кг/см², а вязкость от 10^2 до 10^8 пз, что дает возможность исследовать напряжения в моделях твердых тел при геометрическом масштабе моделей от 10^0 до 10^{-6} и масштабе времени от 10^0 до 10^{-13} .

В первую группу объединены упругие твердые материалы с высокими значениями модуля упругости и прочности, используемые при моделировании в технике, главным образом в машиноведении. Ко второй группе отнесены низко модульные упругие материалы, пригодные для моделирования в горном и строительном деле, а также в тектонике и сейсмологии. Наконец, третью группу составляют пластичные материалы, необходимые для моделирования тектонических явлений и могущие найти применение в связи с обработкой металлов давлением.

Оптическая активность каждого материала охарактеризована различными величинами. Основными служат коэффициент оптической активности относительно напряжений V_r , а также цена полосы τ_0 (см. главу 26). Чем больше величина V_r , выраженная в брюстерах (или в см²/кг), или чем меньше цена полосы, тем сильнее оптическая реакция материала на напряжения, т. е. тем лучше материал.

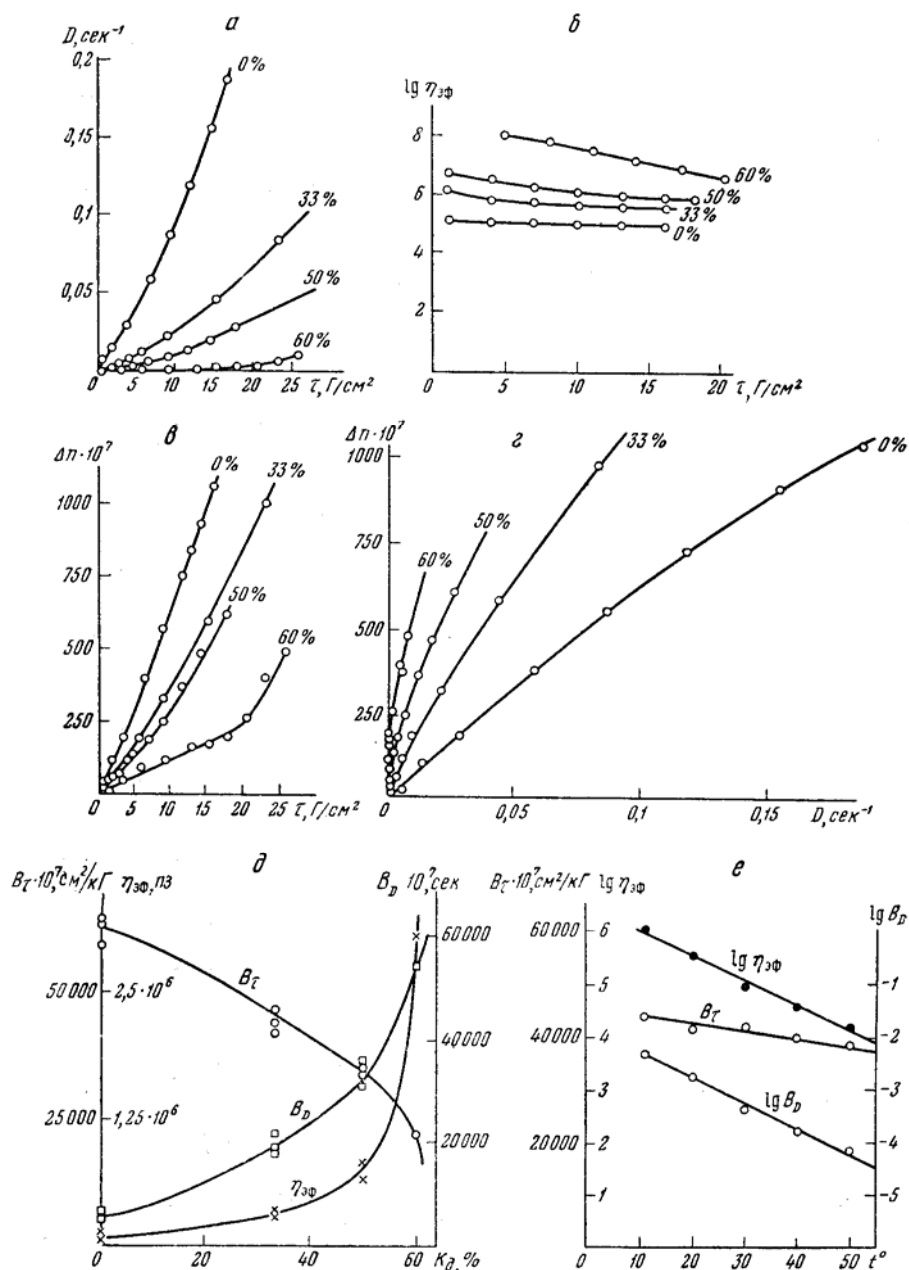
Из табл. 8 видно, что новые материалы, разработанные для моделирования тектонических явлений, обладают весьма высоким коэффициентом оптической активности V_r (порядка от 2 000 до 60 000 брюстеров), намного превышающим значения, которые свойственны лучшим материалам, используемым в технике (от 36 до 90 брюстеров).

В результате специальных исследований выяснено, какие факторы и в какой мере влияют на механические и оптические свойства материалов II и III группы. Поэтому можно создавать модели с различными свойствами, заранее вычисленными по условиям подобия (Гзовский, Осокина, 1960 и работы, указанные в табл. 8). Подробное описание оптически активных материалов, пригодных для моделирования в тектонофизике, содержится в работах Д. Н.Осокиной (1960) и Д. Н. Осокиной, Л. С Гембицкого (1962).

Изменения оптических и механических свойств желатиновых студней в общем охарактеризованы на фиг. 37, лучшие из пластичных материалов (растворы этилцеллюлозы в смесях бензилового спирта с дибутилфталатом) охарактеризованы на фиг. 42.

Механические и оптические свойства главных оптически активных материалов при комнатной температуре

Группа	Название материала	Модуль сдвига G , $\kappa\Gamma/\text{см}^2$	Коэффициент вязкости η , пз	Коэффициент оптической активности B_D , брьюстеры (1 брьюстер = $0,98 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\kappa\Gamma$)	Цена полосы τ_0 , $\Gamma/\text{см}^2$	Литературный источник
I	Глифтамал (глифталевая смола)	10^4	–	36	15 000	М.Ф.Бокштейн, Н.И.Пригоровский, С.И.Соколов, Н.А.Щеголевская, 1956
	Эпоксифтамал (эпоксидная смола)	10^4	–	45	12 000	С.И.Соколов, Н.А.Щеголевская, 1958
	Бакелит	10^4	–	70	7 700	М.М.Фрохт, 1948
	Полистирол	10^4	–	80	6 800	Н.И.Пригоровский, 1960; Т.Д.Максутова, 1960
	Висхомлит (фенолформальдегидная смола)	10^4	–	90	6 000	Т.Д.Максутова, 1960
II	Желатин-глицериновые студни	10^{-1} – 10^0	–	4 000–24 000	20–140	Д.Н.Осокина, 1957
	Модифицированный МИХМ-ИМАШ	10^{-1} – 10^1	–	100–1 000	546–5460	Н.А.Щеголевская, Д.Н.Осокина, М.В.Гзовский, С.И.Соколов, 1960
	Студни ацетицеллюлозы в бензиловом спирте	10^{-1} – 10^1	–	3 000–6 000	90–180	М.В.Гзовский, Д.Н.Осокина, 1960; Д.Н.Осокина, Л.С.Гембицкий, 1962
	Сплав канифоли с канифольным маслом	–	10^8	250	2 200	С.И.Губкин, С.И.Добровольский, Б.Б.Бойко, 1957
III	Модифицированные глифталевые смолы (МИХМ-ИФЗ-1)	10^{-1} – 10^1	10^4 – 10^7	2 000–3 000	180–270	Н.А.Щеголевская, Д.Н.Осокина, М.В.Гзовский, С.И.Соколов, 1960
	Модифицированные эпоксидные смолы (МИХМ-ИФЗ-2)	10^{-1}	10^4 – 10^7	2 000–11 000	50–270	Н.А.Щеголевская, Д.Н.Осокина, М.В.Гзовский, С.И.Соколов, 1960
	30-процентный раствор этилцеллюлозы в бензиловом спирте с дибутилфталатом	10^{-1} – 10^0	10^4 – 10^6	60 000	9	Д.Н.Осокина, М.В.Гзовский, Г.В.Виноградов, В.П.Павлов, 1960



Фиг. 42. Вязкостные и поляризационно-оптические свойства 30-процентных растворов этилцеллюлозы в смесях бензилового спирта с дибутилфталатом. Содержание дибутилфталата в смесях составляет 0; 33; 50 и 60% (по Д. Н. Осокиной, 1960):

a – зависимость D от τ ; $б$ – зависимость η_{sp} от τ ; $в$ – зависимость Δn от τ ; $з$ – зависимость Δn от D ; $д$ – зависимость величин η_{sp} , B_τ и B_D от содержания дибутилфталата в растворителе; $е$ – зависимость величин η_{sp} , B_τ и B_D от температуры при содержании в растворителе 33-процентного дибутилфталата

Глава 28

ПРИБОРЫ И УСТАНОВКИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Необходимые для проведения экспериментов с моделями приборы и установки можно разделить на три группы: приборы для определения и изучения физических свойств эквивалентных материалов, установки для испытания моделей, обычное лабораторное оборудование.

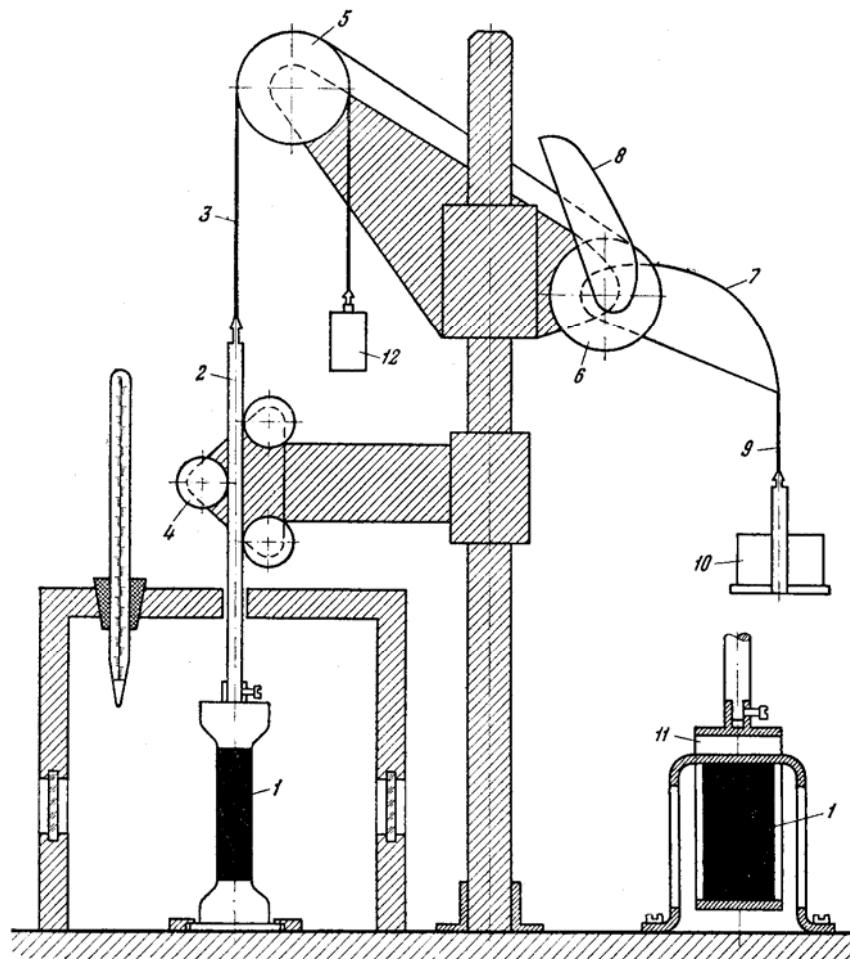
Первая группа. Данное исследование начиналось без приборов, предназначенных для определения физических свойств эквивалентных материалов. Все имевшиеся тогда приборы (прессы, вискозиметры и др.) были предназначены для других диапазонов измеряемых величин. Поэтому для исследования механических свойств эквивалентных материалов в диапазонах их характеристик, указанных в главе 25, потребовалось создавать особые методы и специализированные приборы. Основой для исследований в данном направлении явилась физико-химическая механика (реология), развиваемая в СССР П. А. Ребиндером, М. П. Воларовичем, Г. В. Виноградовым, Н. В. Михайловым, В. П. Павловым и многими другими. Приборы их конструкции, предназначенные для изучения битумов, консистентных смазок и других материалов со сходными свойствами, представляют собой основные узлы тех приборов, которые необходимы для изучения эквивалентных материалов. На этой основе мы создавали свои приборы.

При данных исследованиях нами использовались следующие приборы.

Термостатированный пресс для создания низких постоянных напряжений (тернипон). Низкими называются напряжения, не превышающие 10 кг/см^2 . Пресс разработан Д. Н. Осокиной, М. В. Гзовским и конструктором СКБ Института физики Земли АН СССР М.В. Забелиным. Пресс позволяет одновременно исследовать механические и поляризационно-оптические свойства материалов в условиях растяжения или сжатия при сохранении постоянства напряжений в образце и при постоянной температуре. Нагрузка на образец может быть от 50 Г до 10 кг с точностью от 10 до 0,1%, так как потери на трение составляют от 5 до 10 Г.

Схема прибора изображена на фиг. 43. Образец материала 1, показанный черным, с одной стороны жестко связан с концом стержня 2, а с другой – с основанием прибора. Стержень, передающий усилие на образец, подвешен на тонкой металлической нити 3, и свободно движется между направляющими роликами 4. Нить перекинута через один блок 5 и жестко прикреплена к другому блоку 6. Диаметры этих блоков одинаковые. На одной оси со вторым блоком насажены два кулачковых блока – один для растяжения 7, другой – для сжатия 8. Они жестко связаны со вторым блоком 6. К одному из кулачковых блоков прикрепляется вторая металлическая нить 9, на конец которой вешается груз 10, деформирующий образец.

В случае испытания на сжатие образец изготавливается (отливается) в форме прямоугольной призмы размерами $2 \times 3 \times 5$ см. Он помещается в реверсор 11, имеющий форму двух стремян, входящих друг в друга. Нижнее стремя скрепляется с основанием прибора, а верхнее стремя – со стержнем. Через первый блок перекидывается нить с противовесом 12, который уравновешивает стержень, реверсор и образец. Поэтому в отсутствии груза стержень находится в безразличном равновесии, а образец не деформируется.



Фиг. 43. Схема термостатированного пресса для создания постоянных напряжений до 10 кг/см^2 . Пояснения в тексте

Навешивая груз на конец второй нити мы заставляем повернуться кулачковый блок, а вместе с ним и второй блок, который натягивает первую нить и таким образом заставляя стержень подниматься. Верхняя грань образца остается при этом на месте, а нижняя поднимается на высоту

$$\Delta L = L_0 - L, \quad (1)$$

где L_0 – начальная высота образца;

L – высота образца после деформации.

В случае растяжения образец изготавливается (отливается) в виде прямоугольной полоски $1 \times 1,6 \times 5$ или $2 \times 1,6 \times 5$ см с сильно расширенными концами. Эти концы затвердевают в соответствующих зажимах. Реверсор вынимается из прибора. Один зажим прикрепляется к стержню,

а другой – к основанию прибора. Груз, навешенный на конец второй нити и поднимающий стержень, вызывает растяжение образца.

Для термостатирования образец заключается в текстолитовую коробку, снабженную змеевиком, по которому циркулирует вода, поступающая из термостата. В коробке находится контактный термометр, контролирующий температуру воздуха в коробке и регулирующий работу термостата.

Стенки коробки имеют прозрачные плексигласовые окна, через которые пропускается поляризованный свет, проходящий через образец. Около одной из стенок снаружи помещается микроскоп (окуляр-микрометр), который наводится на боковую поверхность образца и служит для измерения его деформаций.

Деформация образца грубо определяется по перемещению стержня с помощью неподвижного нониуса (с точностью до 0,1 мм). Более точный отсчет деформации производится с помощью окуляр-микрометра путем измерения расстояния между двумя линиями, нанесенными на образец в средней его части. Точность такого отсчета 0,01 мм.

Сохранение постоянства напряжения, действующего на образец, несмотря на изменение площади поперечного сечения при развитии в нем значительных деформаций, достигается благодаря применению кулачковых блоков. Форма этих блоков выбрана так, что плечо R , на котором действует вес груза P , изменяется пропорционально изменению площади образца. Исходя из условия постоянства объема при высокоэластической или пластической деформации, можно записать

$$S_0 L_0 = SL; \quad S = \frac{S_0 \cdot L_0}{L}, \quad (2)$$

где S и L – площадь и высота образца после деформации; S_0 и L_0 – площадь и высота образца до начала деформации.

Сила F , действующая через стержень на образец, должна изменяться при увеличении деформации $\varepsilon = \frac{\Delta L}{L_0}$ по закону

$$F = F_0 \frac{L_0}{L}. \quad (3)$$

В этом случае напряжение в образце $\sigma = \frac{F}{S}$ остается постоянным при любой величине его деформации (ε). Изменение силы F достигается тем, что плечо R , на котором действует груз P (R – проекция радиуса-вектора ρ кулачкового блока на горизонтальную ось) изменяется при повороте кулачка на угол ($\alpha = \frac{\Delta L}{r_0}$) по закону

$$\frac{R}{r_0} = \frac{R_0}{r_0} \frac{L_0}{L} = \frac{R_0}{r_0} \frac{1}{1 + \varepsilon}, \quad (4)$$

где R_0 – проекция радиуса-вектора ρ в начальный момент;

r_0 – радиус первых круглых блоков.

Для того, чтобы кулачковый блок при повороте на угол α создавал требуемое изменение силы R , его профиль должен иметь форму кривой, которая в полярных координатах ρ и φ в параметрическом виде записывается следующим образом:

$$\rho = \frac{R_0}{1 + b\alpha} \sqrt{1 + \left(\frac{b}{1 + b\alpha} \right)^2}; \quad (5)$$

$$\varphi = \alpha + \mu - \mu_0, \quad (6)$$

где ρ – радиус-вектор кривой;

φ – полярный угол;

μ – угол между радиусом-вектором и вертикальной осью, направленной вниз; μ_0 – величина μ в начальный момент;

$b = \frac{r_0}{L_0}$ – постоянная прибора (r_0 – радиус круглых блоков; L_0 – начальная длина образца)

$\alpha = \frac{\Delta L}{r_0}$ – угол поворота кулачкового блока и круглых блоков.

В данном приборе испытывались образцы длиной $L_0 = 50$ мм, радиус круглого блока

$$r_0 = 50 \text{ мм}; \quad b = \frac{r_0}{L_0} = 1.$$

Профиль кулачкового блока для растяжения имеет форму кривой, которая описывается уравнениями:

$$\left. \begin{aligned} \rho &= \frac{R_0}{1+\alpha} \sqrt{1 + \frac{1}{(1+\alpha)^2}} = \frac{100}{1+\alpha} \sqrt{1 + \frac{1}{(1+\alpha)^2}} \\ \varphi &= \alpha + \mu_\alpha - 45^\circ, \end{aligned} \right\}, \quad (7)$$

где

$$\mu_\alpha = \arcsin \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{1}{(1+\alpha)^2}}}. \quad (8)$$

Профиль кулачкового блока для сжатия описывается уравнениями:

$$\left. \begin{aligned} \rho &= \frac{R_0}{1-\alpha} \sqrt{1 + \frac{1}{(1-\alpha)^2}} = \frac{10}{1-\alpha} \sqrt{1 + \frac{1}{(1-\alpha)^2}} \\ \varphi &= \alpha + \mu_\alpha - 135^\circ, \end{aligned} \right\}, \quad (9)$$

где

$$\mu_\alpha = 180 - \arcsin \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{1}{(1-\alpha)^2}}}. \quad (10)$$

В начальный момент при $\alpha = 0$ полярная ось $\varphi = 0$ должна составлять с вертикальной осью, направленной вниз (т. е. с направлением действия силы P), угол μ_0 , равный 45° для кулачкового блока при растяжении и 135° – для кулачкового блока при сжатии.

Идея создания постоянного напряжения в образцах за счет кулачковых блоков и основы теории такого прибора принадлежат С. Н. Журкову. Основание прибора установлено на трех винтах и снабжено двумя взаимоперпендикулярными уровнями для приведения его в горизонтальное положение.

Величина нормальных напряжений $\sigma = \frac{F}{S}$, действующих в образце в течение всего опыта независимо от величины деформации образца, определяется очень просто. Вес P того груза, который помещен на конец нити 9, делится на первоначальную площадь сечения образца и умножается на величину $\frac{R_0}{r_0}$.

При сжатии

$$\sigma = \frac{P}{30} \text{ см}^2, \quad (11)$$

при растяжении

$$\sigma = \frac{P}{0,8} \text{ см}^2. \quad (12)$$

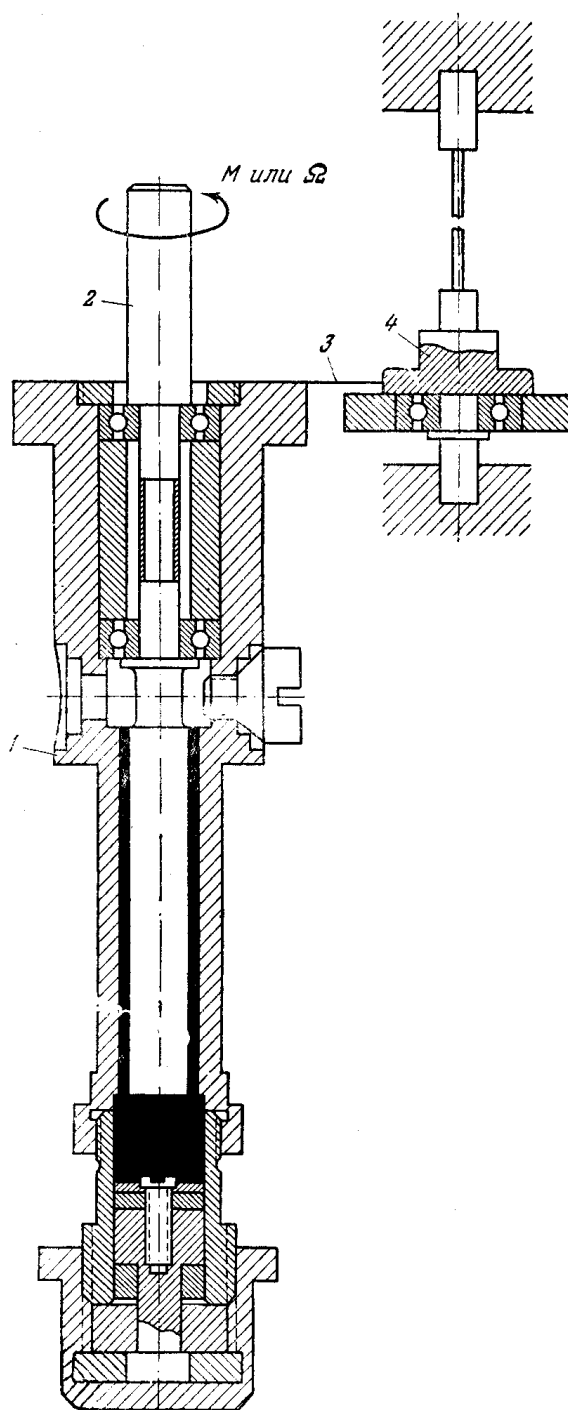
Прибор сопровождается специальными разборными формами с полированными внутренними стенками, в каждой из которых одновременно отливаются партия из 12 образцов. Поверхность отлитых в этих формах образцов должна быть гладкой, для того чтобы не создавалось местной концентрации напряжений и чтобы образцы хорошо просвечивались поляризованным светом.

При изучении поляризационно-оптических свойств эквивалентных материалов прибор целиком помещается в световое поле какой-нибудь поляризационной установки, снабженной оптическим компенсатором. В нашей лаборатории он совмещался с установкой координатно-синхронным поляриметром – КСП-5, изготовленным в Ленинградском университете. Разность фаз измерялась оптическим компенсатором Берека.

Прибор используется также для определения одних только механических свойств непрозрачных эквивалентных материалов – их упругости, вязкости и прочности в условиях одноосного сжатия или растяжения.

Ротационный эластопластовискозиметр конструкции В. П. Павлова. Для измерения модулей сдвига, вязкости и предельного напряжения сдвига непрозрачных материалов в интересующем нас диапазоне свойств, в условиях простого сдвига оказался удобным прибор, сконструированный В. П. Павловым (1957), предназначенный для изучения свойств консистентных смазок. Этот прибор стал изготавливаться для нужд нефтяной промышленности. Его основной рабочий узел состоит из двух соосных цилиндров – внешнего корпуса (1) и внутреннего валика (2), в зазор между которыми помещается исследуемый материал (фиг. 44). Внутренний цилиндр на прецизионных подшипниках вставляется в корпус. Длина рабочей части валика 50 мм, диаметр валика 12,5 мм, внутренний диаметр корпуса 13 мм (неоднородность напряженного состояния 8%).

Прибор может использоваться в двух вариантах. В первом варианте для получения кривых кинетики деформации к валику с помощью грузов прикладывается определенный постоянный крутящий момент (M), который создает во всем объеме материала постоянные касательные напряжения



Фиг. 44. Схема основного узла эластопластовискозиметра конструкции В. П. Павлова:

M – заданный вращающий момент сил; Ω – заданная скорость вращения; 1 – корпус; 2 – внутренний валик; 3 – гибкая нить, соединяющая корпус с динамометром (в случае заданной скорости вращения); 4 – торсионный динамометр. Черным показан исследуемый материал

(с точностью до 8%). Корпус прибора жестко крепится к стойке, а на валик надевается рычаг, который увеличивает перемещение валика в 10 раз и передает его вращающемуся вокруг вертикальной оси зеркальцу. Луч света, идущий от осветителя, направляется зеркальцем на щель фотокамеры. Таким образом, перемещения валика могут записываться на фотобумаге с увеличением до 40000. Барабан фотокамеры вращается с постоянной угловой скоростью.

На фотограмме (см. фиг. 33, а, в) непосредственно получается кривая развития деформации во времени как при действии постоянного напряжения, так и после прекращения его действия (кривая разгрузки). Величина максимальных касательных напряжений в середине зазора, которые считаются действующими во всем объеме исследуемого материала, вычисляется по формуле

$$\tau_{\max} = \frac{PR_g}{2\pi R_{\text{cp}}^2 l_{\text{пр}}}, \quad (13)$$

где P – груз;

R_g – радиус приложения груза к валу;

R_{cp} – радиус середины зазора;

$l_{\text{пр}}$ – приведенная длина, которая при рифленом валике

$l_{\text{пр}} = l + \frac{R_{\text{cp}}}{6}$, а при гладком валике $l_{\text{пр}} = l + \frac{R_{\text{cp}}}{3}$

l – длина валика.

Величина сдвига (γ) вычисляется по формуле

$$\gamma = \frac{1}{K} \cdot \frac{R_p}{\Delta R} \cdot \frac{L_{\text{ф.к.}}}{2R_{\text{ф.к.}}}, \quad (14)$$

где K – коэффициент, показывающий во сколько раз угол поворота зеркальца, отражающего луч света, больше угла поворота валика;

R_p – радиус валика (ротора);

ΔR – ширина зазора;

$L_{\text{ф.к.}}$ – величина перемещения луча света по фотобумаге;

$R_{\text{ф.к.}}$ – расстояние от зеркальца до фотобумаги.

Вычислив величину τ и располагая кривой кинетики деформации, легко найти все характеристики механических свойств материала (см. главу 17).

Во втором варианте использования прибора задается не напряжение (крутящий момент), а постоянная скорость деформации D . Она получается путем вращения валика с постоянной скоростью Ω от электромотора через редуктор. В этом случае внешний цилиндр – корпус не закрепляется. С ним соединяется один конец нити (3), которая затем наматывается на него; другой конец той же нити прикрепляется к торсионному динамометру (4). Вращающийся от электромотора внутренний валик через исследуемый материал увлекает за собой внешний корпус. Он вращается и натягивает нить, связанную с динамометром (см. фиг. 44). Динамометр деформируется до тех пор, пока в нем не возникнет сила, достаточная для того, чтобы остановить вращение внешнего корпуса. Тогда внешний корпус становится неподвижным, хотя внутренний валик продолжает вращаться.

Установившаяся при этом средняя скорость деформации сдвига в материале, находящемся в зазоре между цилиндрами, вычисляется по формуле

$$D = \frac{2\pi R_{\text{cp}}}{60\Delta R} n, \quad (15)$$

где R_{cp} – средний радиус зазора;

ΔR – ширина зазора;

n – число оборотов в минуту. Величина D получается в сек^{-1} , благодаря множителю 60 в знаменателе.

Отсчет по динамометру позволяет вычислить величину максимальных касательных напряжений внутри исследуемого материала по формуле

$$\tau_{\max} = C\varphi \frac{R_k}{R_g} \frac{1}{2\pi R_{\text{cp}}^2 l_{\text{пр}}}, \quad (16)$$

где C – постоянная торсионного динамометра ($\text{Г} \cdot \text{см}/\text{град}$);

φ – угол поворота торсионного динамометра в градусах;

R_k – расстояние от закрепленного конца нити до оси корпуса;

R_g – расстояние от оси торсиона до точки закрепления на нем другого конца нити;

R_{cp} – расстояние от оси прибора до середины зазора;

$l_{\text{пр}}$ – приведенная длина валика, которая при рифленой его поверхности равна $l + \frac{R_{\text{cp}}}{6}$, а при гладкой равна $l + \frac{R_{\text{cp}}}{3}$; ;

l – длина валика.

Так находятся величина касательных напряжений τ_{\max} и скорость пластической деформации D , отношение которых является коэффициентом вязкости.

На этом приборе можно исследовать также изменение напряжений во времени до того, как установится их постоянная величина. По таким кривым судят об изменениях свойств материала, происходящих в процессе пластической деформации (Виноградов, Павлов, 1957).

Фотопластовискозиметр. Для одновременного испытания механических и оптических свойств пластичных оптически активных материалов В. П. Павловым, Г. В. Виноградовым, Д. Н. Осокиной и М. В. Гзовским был создан специальный прибор – фотопластовискозиметр.

Основной частью прибора является цилиндрический корпус, в который соосно по отношению к оси yy вмонтирован ротор (фиг. 45). Ротор состоит из сплошного цилиндра радиусом R_p ; с торцов он ограничен коническими поверхностями. Каждый конус имеет высоту ΔR , равную величине зазора между цилиндрической частью ротора и корпусом. Весьма важно, что величина ΔR мала по отношению к радиусу ротора R_p . Это обеспечивает малую неоднородность напряженного состояния материала. В верхней части торцовых поверхностей цилиндра сделаны два окошка, закрытые стеклами. Все пространство между корпусом и ротором заполняется исследуемым материалом (показан черным).

Прибор помещается между поляризатором (1) и анализатором (2) оптической установки КСП-5 (координато-синхронного поляриметра) так, чтобы оптическая ось установки проходила по осевой линии окошек (aa). Оптический эффект измеряется при помощи компенсатора Берека (3). Ротору либо сообщается постоянная угловая скорость (Ω), либо к нему прикладывается постоянный крутящий момент (M).

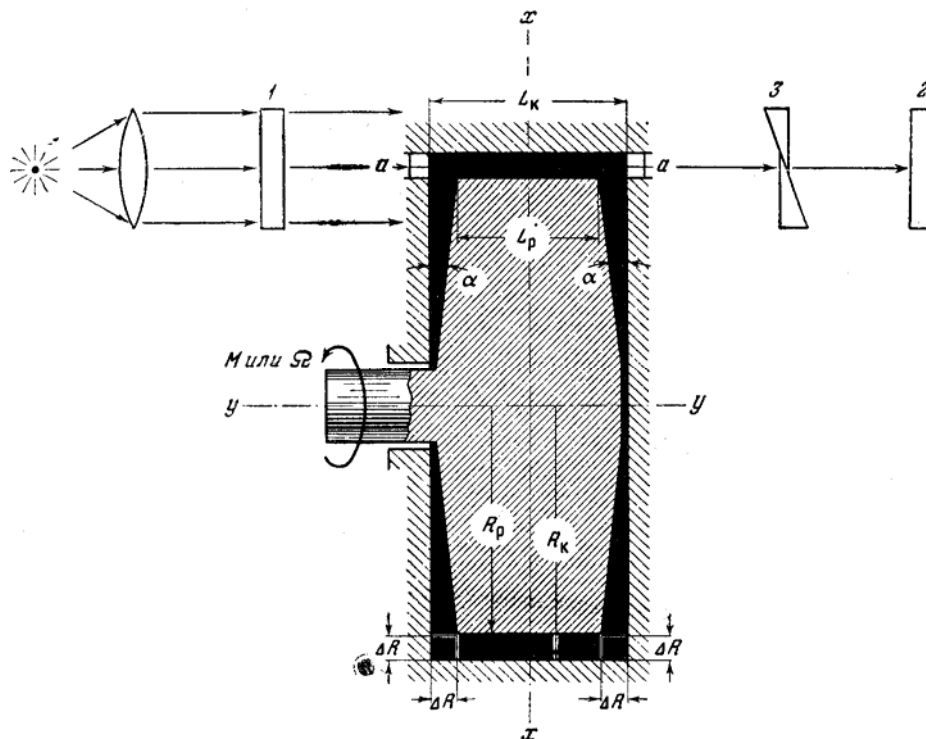
Основным преимуществом рассматриваемого прибора по сравнению с ранее применявшимися приборами с коаксиальными цилиндрами является то, что благодаря конической форме торцов ротора относительные деформации и их скорости, а следовательно, и соответствующие им напряжения сдвига во всем объеме деформируемого материала в первом приближении равны. Неоднородность напряжений в кольцевом зазоре, т. е. различие величин напряжений у краев ротора и корпуса составляет около 7%, а на торцах – не более долей процента (0,1 – 0,2%).

Этот прибор является одновременно динамооптиметром и пластовискозиметром. Он позволяет в условиях однородного напряженного состояния одновременно измерять разности хода и скорости деформации при постоянном напряжении или же разности хода и напряжения при постоянной

скорости деформации, т. е. сразу получить все необходимые оптические характеристики материала.

Если деформация исследуемого материала осуществляется при заданной величине момента сил (M), созданного за счет груза P , приложенного к ротору на расстоянии R_b от его оси, то

$$M = PR_b. \quad (17)$$



Фиг. 45. Схема фотопластовискозиметра (по Д. Н. Осокиной, М. В. Гзовскому, Г. В. Виноградову, В. П. Павлову, 1960). Черным показан исследуемый материал. Пояснения в тексте

Величина максимальных касательных напряжений τ_{\max} , действующих в материале по всему его объему, вычисляется с точностью до 7% по формуле

$$\tau_{\max} = \frac{R_b}{2\pi R_p^2 \left[L_p + \frac{2}{3} R_p \right]} P, \quad (18)$$

где R_p – радиус ротора;

L_p – длина ротора.

Первый множитель этого произведения для каждого прибора является постоянной величиной, поэтому вычислять τ_{\max} просто.

Скорости деформации материала (D) в зазоре определяются формулой

$$D = \frac{\pi}{10800} \cdot \frac{R_p}{\Delta R} \cdot \frac{d\varphi}{dt}, \quad (19)$$

где R_p – радиус ротора;

ΔR – ширина зазора;

$\frac{d\varphi}{dt}$ – угловая скорость вращения ротора в градусах в минуту. Величина

D получается при этом в сек^{-1} .

Если материал исследуется при заданной постоянной угловой скорости вращения ротора $\frac{d\varphi}{dt}$, внешний корпус закрепляется неподвижно. Скорость деформации материала (D) в зазоре между ротором и корпусом вычисляется по формуле

$$D = \frac{R_p}{\Delta R} \cdot \frac{d\varphi}{dt}, \quad (20)$$

где R_p – радиус ротора;

ΔR – ширина зазора между ним и корпусом. Величина $\frac{R_p}{\Delta R}$ постоянна для каждого прибора. Скорость вращения измеряется в *рад/сек*.

Имея данные об эффективной вязкости материала (η_{III}), полученные при других испытаниях, и вычислив заданную величину скорости деформации (D), легко определить (с точностью до 7%) и величину напряжений, действующих в материале:

$$\tau_{max} = \eta_{III} D. \quad (21)$$

Это значение максимальных касательных напряжений сопоставляется с наблюдаемой величиной разности фаз поляризованного света, которая измеряется оптическим компенсатором.

При проведении данной работы для определения механических и поляризационно-оптических свойств эквивалентных материалов использовались три главных описанных прибора. На основе последних двух приборов была разработана новая, более совершенная установка ФЭПВ.

Вторая группа. Установки для испытания моделей в основном состоят из узлов, необходимых для деформирования моделей. Некоторые из них, кроме того, содержат оптическую часть, которая требуется для исследования напряжений в моделях. Узлы для деформирования моделей в зависимости от задач моделирования могут иметь различную конструкцию.

На фиг. 46 приведены схемы установок, на которых работали различные исследователи.

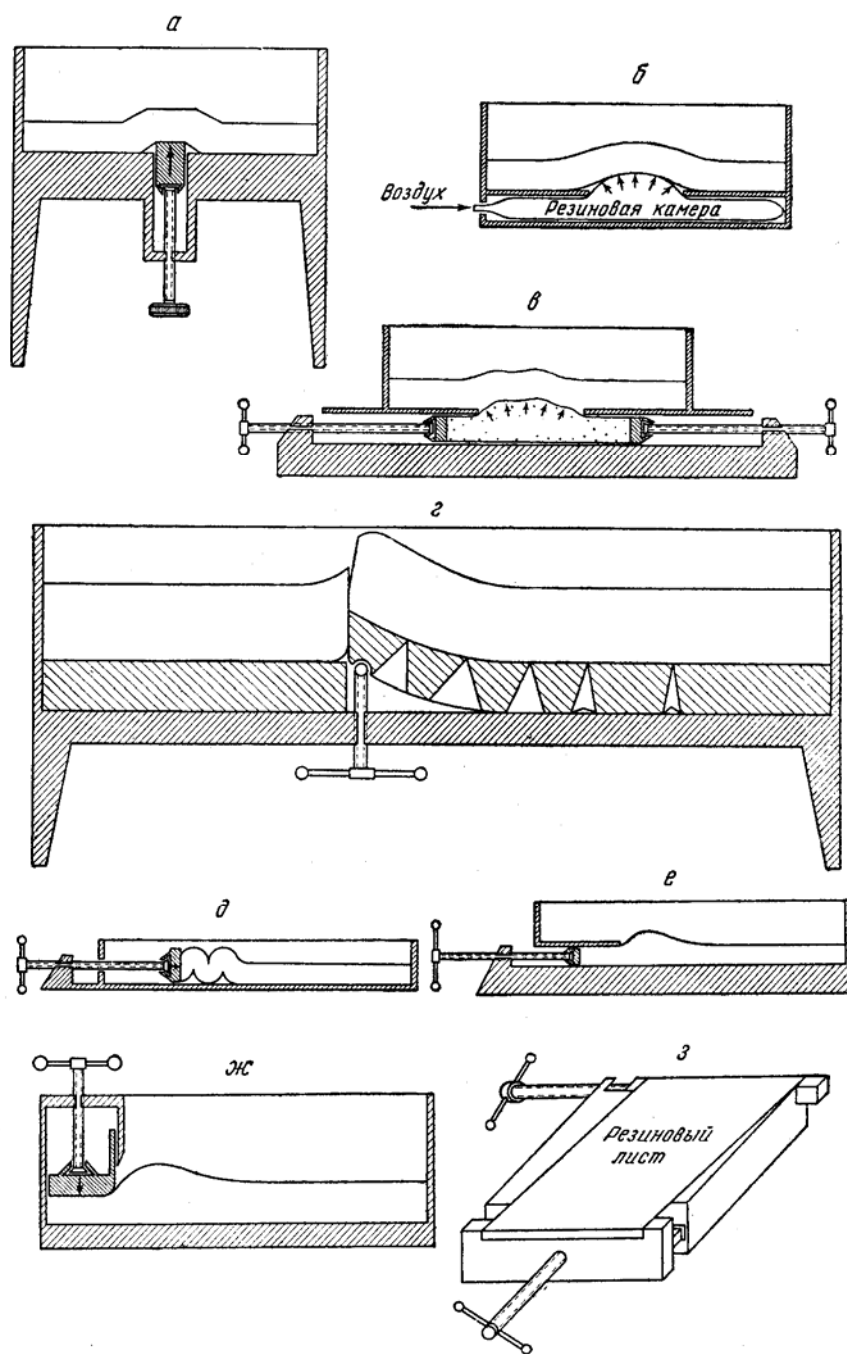
Первая схема (см. фиг. 46,а), создающая деформацию в модели вертикально движущейся жесткой глыбой, использовалась многими экспериментаторами (Линк, 1927; Белоусов, 1954; Гзовский, 1954, в и др.).

Вторая схема (см. фиг. 46,б) обеспечивает рост поднятия в модели при действии на нее не жесткой глыбы, а мягкого, легко деформируемого тела куполовидной формы – резиновой камеры, надуваемой воздухом (Daubrèe, 1879; Willis, 1893; Гзовский, 1954, в, а).

Третья схема (см. фиг. 46,в) позволяет деформировать модель пластичной массой, которая нагнетается снизу вверх. Этот способ был применен Торреем и Фрелихом (1926). Асимметрично растущее вверх поднятие (см. фиг. 46,з) было использовано автором и Е. И. Чертковой при попытках моделировать складки гравитационного оползания.

Другой ряд схем был использован для образования складок и разрывов под действием горизонтально направленных сил. Первой среди них показана схема (д) экспериментов, которые были проведены Б. Виллисом (Willis, 1893). Затем идет широко используемая нами схема (см. фиг. 46,е), позволяющая освободиться от влияния жесткого штампа на формирующуюся складку. Эксперименты следующего типа (см. фиг. 46,ж) осуществлялись В. В. Белоусовым (1954), а потом М. В. Гзовским. В них одновременно воспроизводится два процесса: образование будинажа под прессом и возникновение складок в стороне от него. Последняя схема (см. фиг. 46,з) позволяет в модели, лежащей на предварительно растянутом резиновом листе, создавать растяжение, сжатие и деформацию сдвига (Мид, 1920; Клоос, 1928–1931). Эта схема использовалась нами, а затем аспирантом МГУ Цзян Цзу-ци.

Раньше эксперименты проводились в полном соответствии с приведенными схемами. Теперь схема, показанная на фиг. 46, является лишь упрощенной



Фиг. 46. Схемы приборов для деформирования моделей. Пояснения в тексте

кинематической схемой, далеко не полностью передающей условия эксперимента. Установки, на которых автором испытывались модели, принципиально отличаются от показанных на фиг. 46 тем, что они обеспечивают или определенную заранее заданную величину силы, действующей на модель, или деформируют модель с определенной заданной скоростью. Только при этом условии обеспечивается однозначность получаемых результатов и возможность их количественного рассмотрения. Каждое испытание модели надо

ставить таким образом, чтобы все физические условия, существенно влияющие на результат эксперимента, были достоверно известны – одни из них должны заранее задаваться и поддерживаться, а все остальные необходимо регистрировать (измерять). В наших установках силы задаются грузами, а скорости деформации – электромоторами с редукторами. Модели систематически фотографируются или снимаются на киноплёнку. Кроме того, для каждого типа экспериментов существует своя система регистрации необходимых данных. Подробнее об этом будет сказано в IV части данной работы.

Оптические установки, необходимые для изучения напряженного состояния моделей, устроены так, как это показано на фиг. 36. Основная их особенность заключается в большом световом поле. Сначала работы проводились на поляризационно-проекционной установке ППУ-4, изготовленной Ленинградским университетом, имеющей диаметр светового поля 20 см. Затем использовалась установка собственной конструкции с диаметром светового поля 35 см, осветителем дневного света и синхронным поворотом поляризатора и анализатора. На основе этой установки Д. Н. Осокиной, Б. Е. Кнауэром и автором разработан новый более удобный в работе вариант прибора, названный УДОАМ. В данном исследовании он не использовался.

Третья группа. Оборудование тектонофизической лаборатории включает ряд обычных измерительных физических приборов, термостатов, трансформаторов, электромоторов. Необходимо также обычное оборудование химической лаборатории – весы, вытяжной и сушильный шкафы, химическая посуда и др. Наконец, требуются аппаратура и оборудование для черно-белого и цветного фотографирования и киносъемки моделей.

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

**МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ
БАЙДЖАНСАЙСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ**

I. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

При изучении геологии того или иного района всегда отмечается большая неравномерность распределения различных тектонических деформаций и разрывов, которая относится к их распространению, ориентированности в пространстве и времени возникновения. Такая неравномерность отчасти бывает связана с изменениями литологического состава отложений. Однако весьма часто она четко выражена и в литологически одинаковых разновозрастных породах. В последних случаях ясно, что неравномерность распространения тектонических нарушений обусловлена неоднородностью механических условий в земной коре. Последняя проявляется настолько резко, что, например, тектонические разрывы в достаточно близко расположенных участках своего развития (на расстояниях 5–10 км и менее один от другого) оказываются по-разному ориентированными в пространстве, имеют различный характер и нередко разный возраст. Такие различия в характере разрывов можно наблюдать не только в случаях принадлежности участков к разным тектоническим зонам, отличающимся по истории развития, но и в пределах каждой элементарной тектонической зоны.

Примером может служить изучавшийся автором Сомхетско-Ганджинский антиклинорий Малого Кавказа, сложенный мезозойскими вулканогенными и осадочными породами (Гзовский, 1954 б). В этом антиклинории были установлены радиальные и концентричные разрывы типа раздвигов¹, широтные взбросы с поднятыми северными или южными крыльями, меридиональные сбросы с опущенными западными или восточными крыльями, сдвиги и другие по характеру и ориентировке разрывы.

Наглядным примером неравномерности в распределении и ориентировке разрывов может служить Эмбенский район. Подобных примеров много. Все они подтверждают заключение о большой неоднородности условий, вызывающих образование тектонических нарушений в земной коре. Как будет видно из последующего описания, такая неоднородность условий отчетливо устанавливается и в Байджансайском антиклинории.

Анализ структурной обстановки в участках развития разрывов всегда позволяет установить более или менее тесную связь между разрывами и другими структурными элементами земной коры (складками, антиклинориями, антеклизмами и др.). Связь выражается в приуроченности разрывов к определенным частям этих структурных элементов и в наличии зависимости ориентировки разрывов от ориентировки других структурных элементов.

Для разведочной практики и прогноза землетрясений первоочередной задачей является изучение закономерностей образования разрывов, связанных с поднятиями в земной коре. Наиболее ясно эти закономерности проявляются на антиклинальных складках. Первоначальным и самым простым путем изучения закономерностей распространения разрывов являлись попытки описания формальных соотношений между разрывами и склад-

¹ Термин «раздвиг» употребляется в соответствии с определением В. В. Белоусова (1952).

ками. Этот путь, использованный почти во всех руководствах по структурной геологии, способствует обобщению фактов и правильной постановке основных вопросов. Однако существо связи разрывов со складками этим методом вскрывается недостаточно. Формальное сопоставление позволяет установить большое число различных вариантов осложнения антиклиналей разнообразными разрывами: надвигами, выдвигами¹, сбросами, поддвигами, сдвигами, которые вытягиваются или вдоль, или поперек, или наискось к оси складки (фиг. 47). Разрывы могут концентрироваться как на подвернутых, так и на нормальных крыльях и сводах складок. Сходные по своим геометрическим формам складки бывают осложнены совершенно различными разрывами. Следовательно, формальное сопоставление складок с разрывами недостаточно для четкого эффективного прогноза разрывов.

Для того чтобы в каждом конкретном случае указать наиболее вероятный тип сочетания разрывов с другими тектоническими нарушениями, необходимо установить причины появления разных сочетаний. Для этого нужно: 1) выяснить, что является непосредственной причиной возникновения каждого разрыва или, иначе говоря, каковы условия, необходимые для появления разрыва; 2) следует установить, каким образом в процессе развития складок и других тектонических нарушений создаются те условия, которые необходимы для возникновения разрывов.

Вопрос о непосредственных причинах возникновения каждого разрыва был подробно рассмотрен в главе 21, в которой сформулировано комплексное представление о прочности. Описанные в главе 21 соотношения между разрывами и напряжениями создают принципиальную возможность решения задач двух типов:

задача первого типа (прямая) – по известным в каждой точке пространства напряжениям определить ориентировку и тип разрывов, которые могут возникнуть вследствие действия этих напряжений;

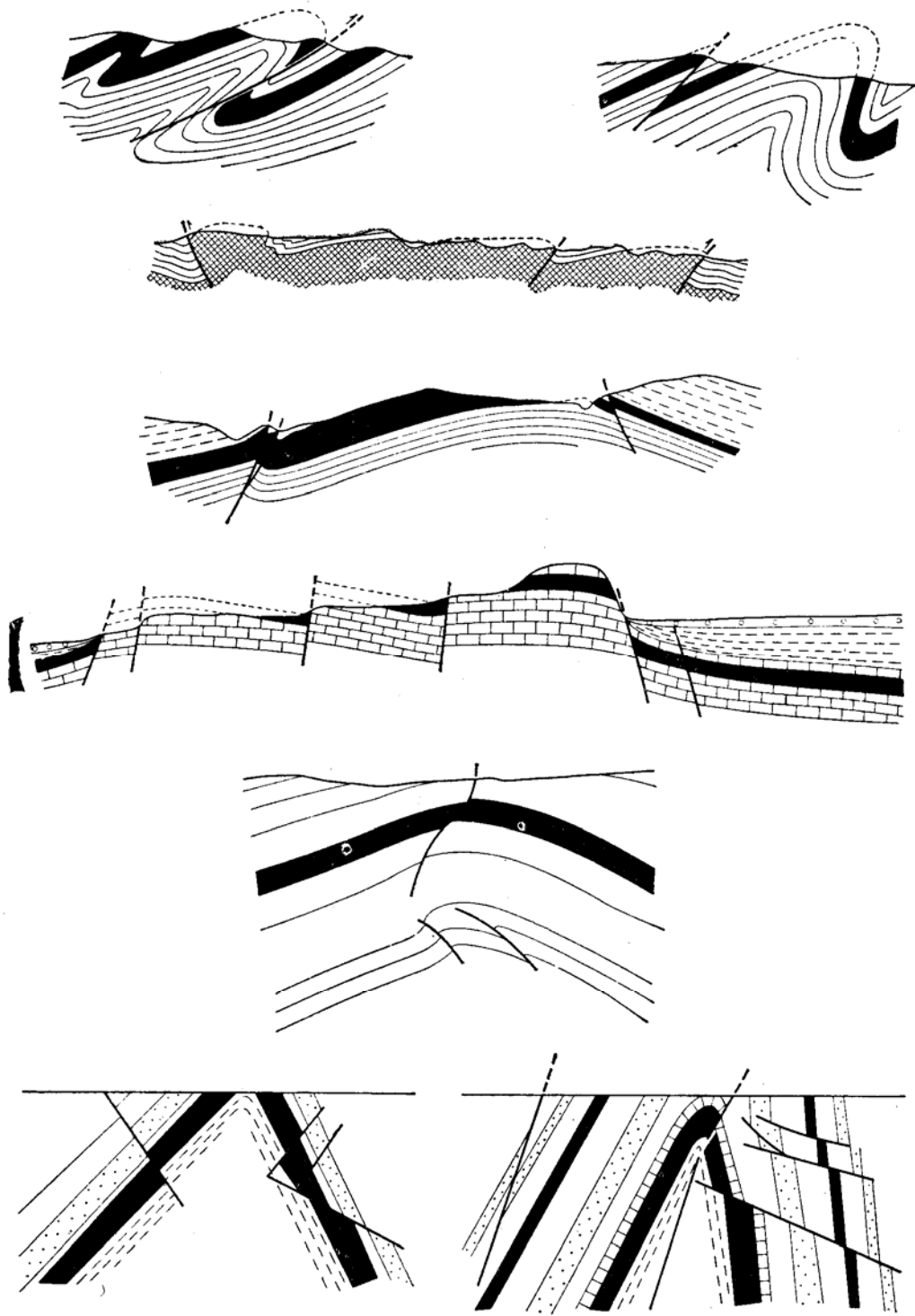
задача второго типа (обратная) – по наблюдающимся разрывам в каждой точке пространства выяснить ориентировку осей напряжений, вызвавших эти разрывы.

Решение задач первого типа в принципе вполне возможно. Однако сейчас их можно решать лишь приближенно, так как еще точно не установлено, под каким именно углом к направлению действия алгебраически наименьших главных нормальных напряжений располагаются поверхности скалывания в каждой из горных пород при различной величине всестороннего сжатия. Не установлено также, в каких условиях напряженного состояния, т. е. при каких соотношениях растягивающих нормальных и касательных напряжений каждая из горных пород разрушается путем отрыва или путем скалывания. Экспериментальное изучение зависимости типов разрушения горных пород от напряженного состояния является одной из наиболее важных физических задач, связанных с изучением закономерностей образования тектонических разрывов.

Решения задач второго типа разбираются в значительной части данного исследования.

Выше уже констатировалась неравномерность распределения разрывов в земной коре, которая во многих случаях не может быть объяснена влиянием литологического фактора. Поскольку причиной возникновения разрывов следует считать действие напряжений, нельзя не сделать вывода о неравномерности распределения напряжений в земной коре. Отмечая наличие тесной связи между разрывами и другими структурными элементами земной коры (складками, антиклинориями, антеклизмами и др.), следует сделать вывод о том, что и неравномерность распределения напряжений в земной коре связана с развитием ее различных структурных элементов.

¹ Под «выдвигом» подразумевается разрыв, лежащее крыло которого испытывало абсолютное поднятие и поэтому оказалось приподнятым по сравнению с висячим крылом.



Фиг. 47. Различные типы расположения разрывов в антиклинальной складке

Тектоническое поле напряжений – это совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенного тектонического элемента ее структуры (Гзовский, 1954 б). В свете большого числа разнообразных и хорошо известных геологам фактов надо считать очевидным существование тектонических полей напряжений. Спорными могут являться лишь методы их изучения, способы описания, классификации и характеристики.

Представление о тектонических полях напряжений весьма важно для тектонофизики. На основании этого представления исследования следует вести в двух направлениях:

1) необходимо изучать закономерности распределения напряжений, связанных с развитием различных структурных элементов земной коры, т. е. нужно изучать типы тектонических полей напряжений; 2) следует развивать методы использования полей напряжений при решении различных геологических и геофизических проблем.

Обе задачи должны разрешаться на базе обширного геологического материала с применением геологических и физических методов исследования.

Для выявления основных типов тектонических полей напряжений прежде всего должны изучаться характерные природные объекты. Геологическими методами могут исследоваться те поля, которые имели место в прошлом. Это возможно путем соответствующей интерпретации складок и других деформаций в горных породах и тектонических разрывов. Современные поля напряжений можно будет обнаружить при помощи геофизических и специальных тектонофизических методов.

Области с повышенными значениями касательных напряжений в настоящее время оконтуриваются благодаря тому, что внутри них находятся скопления гипоцентров землетрясений. Энергию и повторяемость землетрясений в будущем можно будет использовать для оценки интенсивности этих напряжений. Существующие методы интерпретации сейсмограмм, зарегистрированных на станциях, расположенных вокруг эпицентра, дают возможность определить азимут и угол падения поверхности разрыва и направления смещения его крыльев, так как причиной землетрясения являются смещения крыльев разрыва. Перечисленные характеристики многих разрывов достаточны для выяснения направления главных напряжений графическим методом, рассматриваемым ниже.

Существует и другая принципиальная возможность выявления современных и древних тектонических полей напряжений. В исследуемом районе определяется тип деформации земной коры и величина градиента скорости тектонических движений. Знание типа деформации позволяет предвидеть качественные особенности распределения напряжений на разных глубинах, если заранее известно, какое поле напряжений свойственно данному типу деформации. Величина градиента скорости тектонических движений может быть использована для выяснения вероятной величины напряжений в характерных участках поля. Такие определения станут возможны после того, как будет зарегистрирован ряд примеров природных полей напряжений.

Кроме изучения природных объектов, следует теоретически решать задачи, связанные с распределением напряжений, сопровождающих развитие различных структурных элементов земной коры. Однако во многих случаях теоретическое решение может оказаться или невозможным, или чрезвычайно сложным в математическом отношении. Кроме того, оно всегда связано с рядом гипотез и упрощений, допустимость которых требует последующей эмпирической проверки.

Для замены и контроля теоретических решений, а также для проверки и развития выводов, основанных на геологических наблюдениях, совершенно необходимо производить моделирование полей напряжений и вызываемых ими разрывов и других тектонических нарушений.

Для обобщения результатов полевых наблюдений, постановки теоретических задач и проведения опытов на моделях большое значение имеет правильная характеристика механизма формирования складок и других тектонических нарушений.

Рассматривая механизм образования каждого нарушения, необходимо различать основной ведущий механизм его формирования как единого целого и механизмы дополнительных осложнений, связанных прежде всего со слоистым строением осадочного покрова. Как основной, так и дополнительные механизмы характеризуются способом приложения внешних сил к деформируемому объему в земной коре, закономерностью распределения напряжений внутри этого объема и особенностями его деформации.

Основной ведущий механизм тектонического нарушения в слоистой толще создает общее распределение напряжений, как бы наложенное на слоистость и не зависящее от нее. Такое общее распределение напряжений можно называть общим полем напряжений. Оно определяет расположение главных разрывов, пересекающих различные пачки слоев. С дополнительными деформациями отдельных слоев или их пачек связаны дополнительные осложнения общего поля напряжений. Такие местные искаженные участки общего поля, приуроченные к отдельным слоям и их пачкам, мы будем называть внутрислойными полями напряжений. Последние обуславливают возникновение внутрислойных систем мелких разрывов.

Полевое изучение тектонических полей напряжений может производиться после того, как известными методами тектоники установлена характеристика морфологии структуры выбранного участка и возможно более полно описана история его колебательных движений, осадконакопления, складкообразования и формирования разрывов. Историю развития участка нужно рассматривать на фоне развития более крупной области, в которую он входит.

Основная задача заключается в описании того поля напряжений, которое было связано с развитием структуры рассматриваемого участка. Как правило, напряжения, сопровождавшие развитие структуры участка, в настоящее время уже отсутствуют. Поэтому судить о них приходится по тем пластическим деформациям и разрывам, которые были с ними связаны и в настоящее время могут наблюдаться.

При изучении поля напряжений сначала следует установить характеристики напряжений во многих отдельных точках, в течение определенных промежутков времени, а затем уже выявлять закономерность изменения напряжений от точки к точке и с течением времени.

Анализ пластической деформации (макроскопический и микроструктурный) позволяет наметить ориентировку трех взаимноперпендикулярных осей деформации: оси наибольшего удлинения a (ε_1), оси наибольшего укорочения c (ε_3) и средней оси b (ε_2), нередко совпадающих по направлению с осями алгебраически максимальных (σ_1), минимальных (σ_3) и средних (σ_2) главных нормальных напряжений. Принимая определенные меры предосторожности против ошибочных заключений, оси деформаций часто можно сопоставить с направлениями осей напряжений. В результате может быть установлена ориентировка в пространстве осей главных нормальных напряжений.

Восстановить абсолютную величину напряжений, обусловивших пластические деформации, очень трудно, так как с величиной напряжений связана не величина относительной пластической деформации, а ее скорость. В ряде случаев в результате сопоставления величины относительных пластических деформаций в разных точках одного поля напряжений, возникших благодаря одной причине, возможна приблизительная сравнительная оценка величины максимальных касательных и нормальных напряжений. Однако такие определения величины напряжений могут быть ошибочными, а час-

то и просто невозможны. Поэтому приходится считать, что, используя пластические деформации, можно восстановить лишь ориентировку осей напряжений. После специального изучения деформируемости горных пород в условиях различного всестороннего давления, в будущем, вероятно, можно будет по характеру пластической деформации и минеральным новообразованиям судить о виде и величине всестороннего давления, при котором происходило деформирование (сжатие или растяжение).

Анализ тектонических разрывов, как уже отмечалось в главе 21, позволяет выяснить ориентировку напряжений. Для этого прежде всего необходимо выяснить механический тип каждого разрыва, т. е. отнести его к категории сколов или отрывов. Если это невозможно, то разрыв не может быть использован для изучения напряжений.

Отрывы, как известно, перпендикулярны направлению наибольших растягивающих напряжений. Сколы развиваются по двум сопряженным направлениям. Поэтому в поле должна быть установлена возможность отнесения различных систем поверхностей скальвания к сопряженным парам. Сопряженность трещин скальвания двух направлений может устанавливаться: по их слиянию, взаимному пересечению, противоположности направления смещения, постоянству угла между ними при общем изменении их ориентировки, аналогичной распространенности и связи со структурой района, аналогичному и однообразному минеральному заполнению.

Направление пересечения двух сопряженных поверхностей скальвания совпадает с направлением оси алгебраически средних нормальных главных напряжений (σ_2). Остальные две оси делят пополам углы между сопряженными системами сколов и перпендикулярны оси σ_2 .

Ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) совпадает с направлением биссектрисы того угла между сопряженными поверхностями скальвания, в котором лежит участок, смещавшийся в сторону к линии пересечения трещин. В момент образования сопряженных поверхностей скальвания эта ось напряжений представляла собой биссектрису острого угла между ними. В результате продолжавшейся деформации этот угол мог стать тупым.

Третья ось напряжений, перпендикулярная первым двум, является направлением действия алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1), т. е. наибольших из растягивающих (или наименьших из сжимающих, если растягивающих напряжений в данной точке нет).

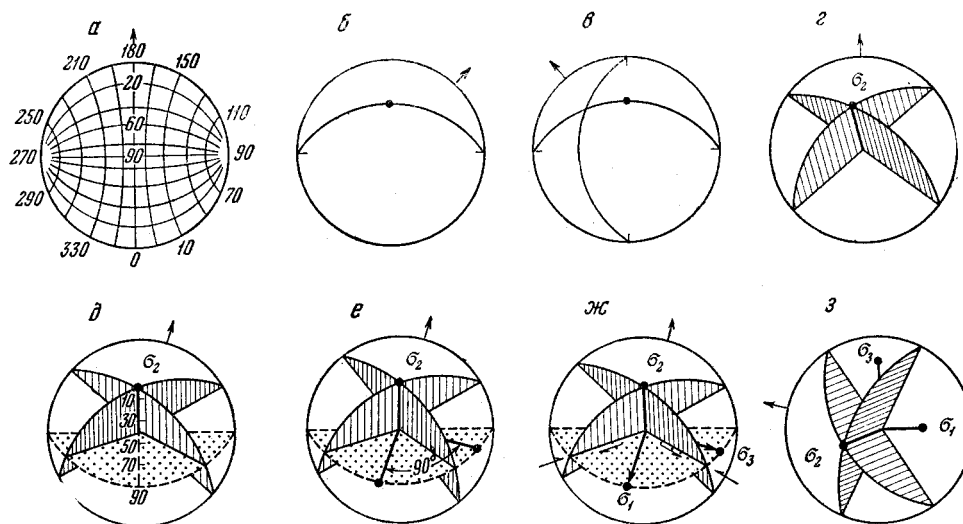
Графический метод определения ориентировки осей напряжений по трещинам, разработанный автором, заключается в следующем. На стереографической сетке либо отмечаются элементы залегания отдельных сопряженных поверхностей скальвания, подлежащие интерпретации, либо составляется точечная диаграмма трещиноватости определенного возраста и на ней выявляются обычным путем максимумы.

Для восстановления осей напряжений лучше пользоваться не обычной стереографической сеткой, а новой сеткой, изображенной на фиг. 48, а. Она получается из поперечной равноугольной азимутальной проекции сферы (сетки Вульфа) или азимутальной поперечной равновеликой проекции Ламберта (сетки В. Шмидта), если экваториальную линию расположить вертикально и от нижнего конца этой линии против часовой стрелки написать азимуты падения, а углы падения отметить вдоль экваториальной линии, начиная с ее верхнего конца (0°) вплоть до центра сетки (90°). На эту сетку накладывается восковка с пометкой на северной ее стороне.

Для нанесения элементов залегания каждой трещины на сетку нужно, вращая восковку, совместить сделанную на ней пометку с цифрой азимута падения на сетке и, отсчитав угол падения вдоль вертикальной линии сетки, поставить точку на этой линии (см. фиг. 48, б). Данная точка представляет собой проекцию на горизонтальную плоскость точки пересечения

верхней полусферы (изображаемой сеткой) с линией восстания плоскости, проходящей через центр сферы и имеющей одинаковые элементы залегания с рассматриваемой трещиной.

Такая диаграмма особенно наглядно изображает наклонные плоскости. Вертикальные плоскости изображаются прямыми линиями, проходящими через центр диаграммы по направлению простирания. Количество вертикальных трещин каждого простирания можно отражать длиной линии, т. е. строя обычную розу-диаграмму простираний. Менее удачно изображаются горизонтальные плоскости. Соответствующие им точки можно наносить на любой части окружности, ограничивающей диаграмму.



Фиг. 48. Схема определения ориентировки осей напряжений по двум сопряженным системам трещин скальвания:

а – стереографическая сетка; *б* – система трещин с Пд $135/45^\circ$; *в* – система трещин с Пд $220/60^\circ$; *г* – две плоскости сопряженных трещин и линия их пересечения – нахождение оси σ_2 ; *д* – нахождение плоскости, перпендикулярной оси σ_2 ; *е* – нахождение биссектрис углов между двумя плоскостями трещин скальвания; *ж* – определение наименования осей напряжений, совпадающих с биссектрисами между плоскостями трещин (по направлениям смещения и величинам углов); *з* – определение угла и направления наклона оси напряжений σ_3 (σ_3 – Пд $260/10^\circ$)

Введение диаграммы нового типа вызвано удобством и наглядностью проведения на ней построений, связанных с нахождением осей напряжений.

При определении положений осей напряжений через выбранные максимумы диаграммы трещиноватости или точки, отражающие ориентировку отдельных разрывов, проводятся проекции больших кругов. Для этого точки поочередно помещаются на вертикальную линию, а на восковку с сетки поднимаются проекции тех кругов, на которые накладываются точки (см. фиг. 48, *в*). Затем точки пересечения проекций больших кругов соединяются с центром диаграммы. Противоположные концы проекций одних и тех же больших кругов соединяются диаметрами, проходящими через центр диаграммы. Диаметры проводятся лишь до точек их пересечения с проекциями больших кругов. В итоге каждый максимум или каждая поверхность отдельного разрыва оказываются наглядно изображенными в виде плоскостей, проходящих через центр диаграммы. На все эти плоскости мы смотрим как на карту, т. е. как бы сверху вниз. Север находится в верхней части чертежа. Каждый диаметр представляет собой линию простирания соответствующей плоскости. Для большей наглядности плоскости покрываются штриховками по направлению их падения, или смещения по ним, или параллельно оси σ_2 (см. фиг. 48, *з*).

Если на основании упоминавшихся выше признаков можно выбрать две плоскости, которые с большей или меньшей степенью уверенности считать сопряженными поверхностями скальвания, то линия их пересечения будет осью алгебраически средних главных нормальных напряжений (σ_2).

Проекцию точки пересечения оси σ_2 с верхней полусферой, вращая восковку, помещаем на верхнюю половину вертикального диаметра сетки и, отсчитав от нее вниз 90° , поднимаем проекцию большого круга, который является плоскостью, перпендикулярной к оси σ_2 (см. фиг. 48, д). В этой плоскости лежат остальные две оси напряжений. Их положение легко найти, разделив пополам углы между рассматриваемыми двумя плоскостями скальвания (см. фиг. 49, е). Используя величину угла между плоскостями скальвания и данные о направлении перемещения по ним, можно установить, какая из двух последних осей связана с алгебраически максимальными (σ_1) и какая с алгебраически минимальными (σ_3) главными нормальными напряжениями (см. фиг. 48, ж).

Элементы залегания каждой оси можно определить, совместив ее проекцию с верхней частью вертикального диаметра сетки. Пометка северной стороны восковки совпадает при этом с написанной на окружности сетки цифрой азимута падения, а точка пересечения оси с полусферой ложится на вертикальном диаметре сетки на цифру, указывающую угол падения оси (см. фиг. 48, з).

Верхний предел точности определения направления осей напряжений $\pm 2,5^\circ$. Он определяется такой же точностью измерения элементов залегания и установления центров максимумов на трещинных диаграммах. Вследствие волнистой формы трещин и встречающихся неясностей в интерпретации трещинных диаграмм, часто направление осей напряжений выясняется с точностью $\pm 10^\circ$ и даже $\pm 25^\circ$. Несмотря на низкую точность в последних случаях, она все же бывает достаточной для решения ряда принципиальных вопросов.

Таким образом, графический метод позволяет лишь выяснить среднюю ориентировку трещин в пространстве и установить направление осей напряжений, если на основании упоминавшихся выше признаков уже установлено, какие системы трещин можно считать сопряженными. Графическим методом установить сопряженность трещин невозможно.

Для того, чтобы установить знаки главных напряжений, нужно путем сопоставления наблюдаемых деформаций и разрывов с известными особенностями деформирования и разрушения тех же пород при сжатии и растяжении решить, при каком всестороннем давлении образовались данные разрывы (т. е. при сжатии или при растяжении). Если разрывы возникли в результате сжатия, то ось наибольшего сжатия представляет собой направление действия алгебраически минимального отрицательного главного напряжения. Если разрыв возник при растяжении, ось алгебраически максимального нормального напряжения является направлением наибольшего растяжения, т. е. положительного напряжения.

Прежде чем использовать величину угла между трещинами для определения наименования осей напряжений, необходимо заранее установить, не испытала ли порода конечные пластические деформации после образования трещин. Если таких деформаций не было, направление действия алгебраически минимальных напряжений совмещается с биссектрисой острого угла между трещинами. Если же возможны конечные пластические деформации после образования трещин, вопрос об ориентировке σ_1 и σ_3 остается открытым или весьма предположительно решается по совокупности различных данных по соседним точкам и на основе общих представлений о тектонике данного участка.

Полевое изучение разрывов должно производиться с учетом специфики последующей камеральной обработки.

При выяснении ориентировки осей напряжений по тектоническим разры-

вам следует в особую группу выделять разрывы, совпадающие с ослабленными поверхностями или направлениями с уменьшенными прочностями, т.е. нарушения, совпадающие со слоистостью, сланцеватостью или более древними разрывами. Такие сколы или отрывы могли отклоняться от основных направлений разрушения материала и поэтому неудобны для точного установления ориентировки осей напряжений. Полностью отказываться от их интерпретации не следует; нужно лишь результаты этой интерпретации считать весьма предположительными.

Величина перемещения по разрыву, количество нарушений в единице объема породы, а также некоторые их морфологические особенности могут в будущем стать признаками для оценки относительной величины действовавших напряжений. Однако сейчас, до экспериментов с породами, следует считать, что по разрывам можно определенно устанавливать только ориентировку осей напряжений. В меньшем числе случаев и менее уверенно по разрывам в весьма общем виде можно судить о характере всестороннего давления, при котором происходило разрушение (сжатие или растяжение). Для повышения надежности последних заключений необходимо провести изучение морфологических особенностей разрушения горных пород в широком диапазоне напряженных состояний и времени действия последних.

Тектонические разрывы, используемые для реконструкции напряжений, удобно делить на следующие категории: весьма крупноамплитудные смещения (более 1000 м), крупноамплитудные смещения (от 1000 до 100 м), среднеамплитудные смещения (от 100 до 10 м), мелкоамплитудные смещения (от 10 м до 10 см) и трещины (смещения менее 10 см).

Разрывные смещения с амплитудой более 10 м наблюдаются далеко не везде и часто могут обладать неясным залеганием и направлением перемещения. Сопряженные разрывы при этом также не везде устанавливаются. Поэтому такие разрывные смещения не всегда бывают удобны для реконструкции напряжений. Мелкоамплитудные разрывные смещения встречаются обычно группами и включают сопряженные системы. Их залегание и направление перемещения легко поддаются изучению; благодаря этому они весьма удобны для изучения напряжений.

По сравнению с другими категориями разрывов, тектонические трещины развиты значительно шире. Однако направление перемещения по трещинам удается устанавливать далеко не всегда.

Большое значение имеет изучение последовательных изменений напряжений в каждой точке.

Как показала практика, сложные взаимоотношения между разными разрывами, наблюдаемые в отдельных точках, бывают связаны с изменениями, происходящими в поле напряжений с течением времени. Показателем относительного возраста разрывов часто могут служить не только их геометрические взаимоотношения, но и минералы, заполняющие их швы.

Изменения ориентировки осей напряжений в пространстве и времени показывают, с какой осторожностью следует применять статистический метод обработки трещин. Трещины следует описывать на обнажениях, изучать и картировать. При этом изучаются: морфология трещин, перемещения по ним, их относительный возраст, минеральное заполнение, связь с породами и многое другое. Статистическая обработка должна применяться лишь к трещинам одного типа и возраста, развитым в пределах одного структурно однородного участка и в одних и тех же породах. Тогда диаграммы трещиноватости большей частью получаются простыми и легко поддающимися расшифровке. Статистическое обобщение данных для нескольких участков обычно приводит к весьма сложным диаграммам, которые трудно расшифровать. Поэтому следует внимательно относиться к выделению участков и составлять диаграмму только для одного участка. В общем случае при различных значениях всех трех главных нормальных напряжений скальвание происходит только вдоль двух площадок, параллельных оси средних глав-

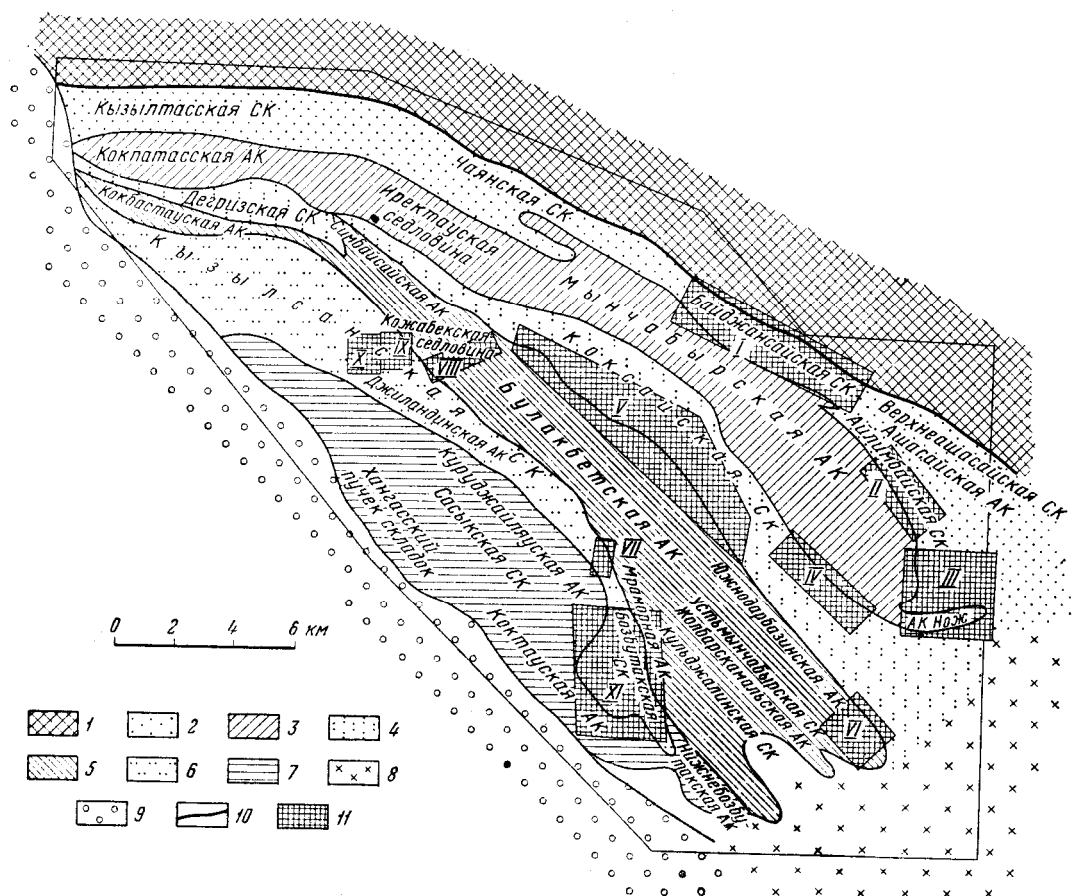
ных нормальных напряжений, так как максимальные касательные напряжения действуют под углом 45° только между осями наибольших и наименьших главных напряжений. Особое расположение трещин скалывания возможно при так называемом осесимметричном напряженном состоянии, т.е. когда два из трех главных нормальных напряжений равны между собой. В этом случае максимальные касательные напряжения действуют в направлении всех площадок, наклоненных под углом 45° к третьей оси главных напряжений (не равных двум первым) и образующих в совокупности как бы конус, окружающий третью ось.

При таком напряженном состоянии одинаково возможно образование сколов вдоль многочисленных и различно ориентированных площадок, образующих некоторый постоянный угол α с третьей осью напряжений. Данная ось является или осью наибольшего сжатия (если активное усилие сжимающее), или осью наибольшего растяжения (если активное усилие растягивающее). Если третье главное напряжение сжимающее, то угол при вершине конуса острый, в противоположном случае – тупой. При изучении рассмотренного особого случая может показаться, что на диаграмме трещиноватости изображено большое число пар трещин скалывания, для каждой из которых нужно предполагать особое расположение осей напряжений. На самом же деле разнообразно ориентированные трещины, искусственно разделенные на отдельные пары, возникали при одном и том же напряженном состоянии.

Таким образом, на основании следов деформаций, микроскопически наблюдаемых внутри пород, результатов макроскопических пластических деформаций, выраженных изменениями мощностей и складками, а также данных о разрывах различных категорий, в принципе можно устанавливать вид напряженного состояния пород и ориентировку осей напряжений почти в любой точке земной коры.

II. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛКИХ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ СКЛАДОК. ПРОДОЛЬНОЕ РАСПЛОЩИВАНИЕ И ПРОДОЛЬНЫЙ ИЗГИБ

Морфология и история крупных складок первого и второго порядка, выделяемых в Байджансайском антиклинории герцинского возраста, были описаны во второй части данной работы в главах 6–14 (Гзов-



Фиг. 49. Схема расположения основных структурных элементов Байджансайского антиклинория и детально изученных участков (отмечены римскими цифрами):

1 – Кокджотский горст; 2 – Аксуранская синклиналь; 3 – Кокпатаско-Мынчабырская антиклиналь; 4 – Дегризско-Коксайская синклиналь; 5 – Кокбастау-Булакбетская антиклиналь; 6 – Кызылсанско-Бозбутацкая синклиналь; 7 – Акбетская антиклиналь; 8 – Бутунский синклинорий; 9 – депрессия Леонтьевского грабена; 10 – Главная Каратауская зона разрывов; 11 – участки, изученные с детальностью, соответствующей масштабу от 1 : 5000 до 1 : 2000. Расположение структурных элементов второго и третьего порядков: АК – антиклинали, СК – синклинали

ский, 1959). Расположение этих складок и их внутренняя структура показаны на картах фиг. 4 и 31 и на профилях фиг. 32–34, 36, 39–41, 45, 47–60, из второй части работы. Ниже будут рассмотрены морфология и механизм образования более мелких дополнительных складок (третьего, четвертого и более высоких порядков), распространенных лишь в некоторых частях антиклинория. Все места развития таких дополнительных складок показаны на фиг. 31 во второй части работы. На ней можно видеть соотношения между основными и дополнительными складками. Расположение участков, внутренняя структура которых будет детально рассмотрена далее, показана на фиг. 49.

Изучение мелкой дополнительной складчатости интересно с разных точек зрения. Прежде всего, эти складки видны целиком, или почти целиком как в плане, так и на глубину, чем они часто отличаются от крупных основных складок. Благодаря большой доступности для изучения мелких складок, можно определить, как они формировались, причины их образования, а также направление создавших их сил. Нередко исследователи предполагают, что причина и механизм образования мелких складок такие же, как и у крупных. В этих случаях изучение дополнительной складчатости позволяет понять основную складчатость. Ясно, что выяснив силы, создавшие мелкую дополнительную складку, мы получаем сведения о внутренних усилиях в соответствующей части большой основной складки. Дополнительные складки весьма важны в практическом отношении, так как ими определяется структура рудных полей ряда месторождений полезных ископаемых гидротермального происхождения.

Глава 29

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВОГО ИЗУЧЕНИЯ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ СКЛАДOK**ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ ВНУТРИ АКСУРАНСКОЙ СИНКЛИНАЛИ**

Аксуранская синклиналь первого порядка наиболее интенсивно осложнена дополнительной складчатостью в части, названной Байджансайской синклиналью второго порядка. В этом месте Аксуранская синклиналь наиболее узкая и сильно деформированная – слои находятся в положении, близком к вертикальному (фиг. 32, *а, б* из второй части). Стратиграфический разрез здесь более разнообразен, чем в остальных частях Аксуранской синклинали. Слои известняков, конгломератов, песчаников и глинистых известняков чередуются, образуя весьма разнородную по свойствам толщу, напоминающую флиш. Слоистость отложений разнообразна – от весьма тонкой до толстой¹. Эта особенность разреза видна на фиг. 17 из второй части (бассейны рек Аксуран и Байджансай). Несомненно, что оба указанных фактора – узость синклинали и пестрота литологического состава сильнослоистых отложений – способствовали развитию дополнительной складчатости в Байджансайской синклинали.

В большей части этой синклинали, за исключением ее юго-восточной трети, развиты крутые, почти изоклиналильные и прямые дополнительные складки с горизонтальными шарнирами. Они тянутся параллельно крыльям синклинали.

Ниже приводится подробное описание дополнительной складчатости внутри Байджансайской синклинали (см. участок *I* на фиг. 49).

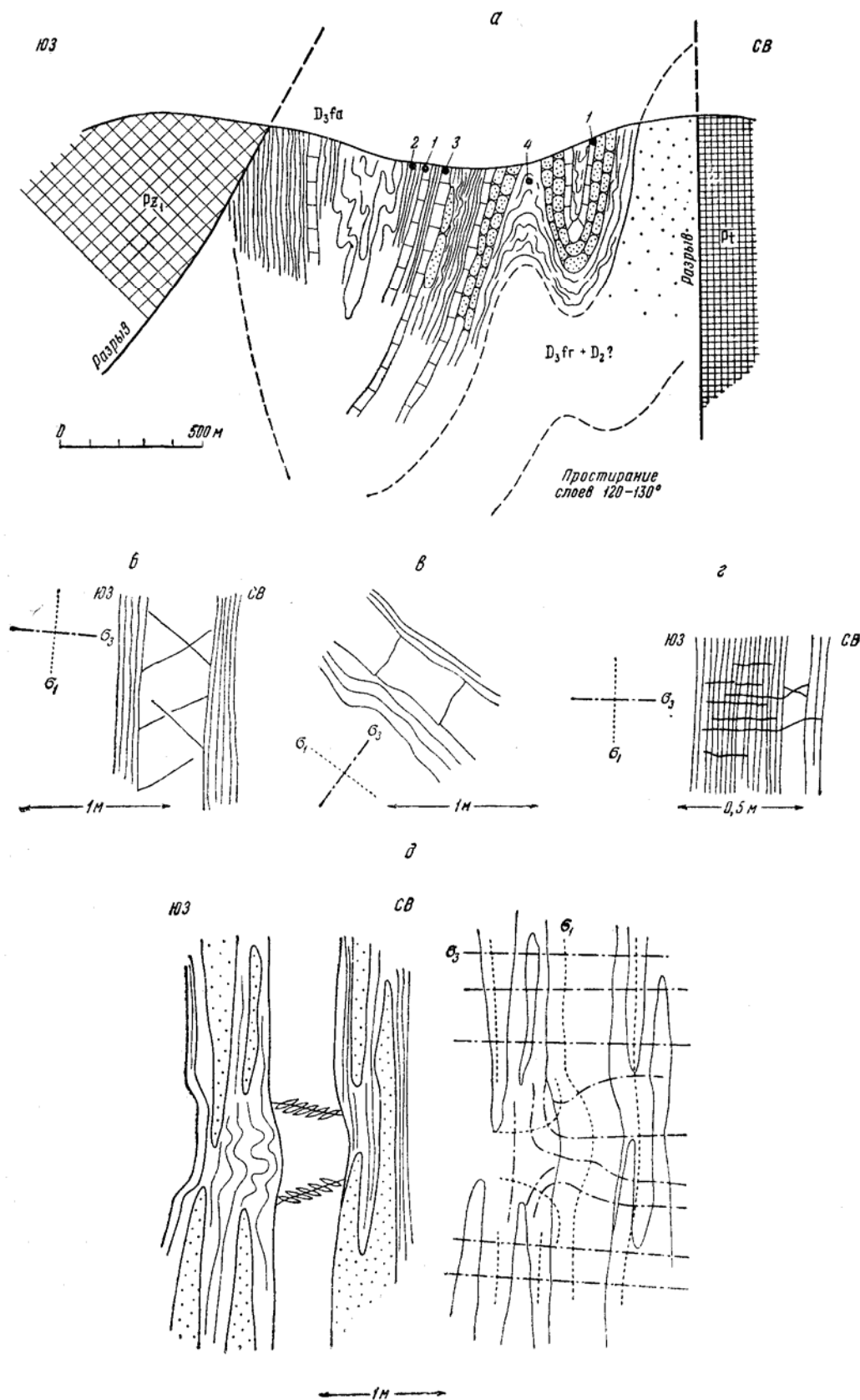
Северо-западная часть Байджансайской синклинали

Основным осложнением синклинали является крупная дополнительная антиклиналь с амплитудой около 500 м, общее залегание слоев крутое при простирации 120–130°. М. С. Пичугиным была описана здесь следующая трещиноватость (места наблюдений отмечены цифрами на фиг. 50, *а*).

1. В прослоях массивных известняков среди тонкослоистых глинистых известняков на крыльях антиклинали и соседней с ней синклинали развиты

¹ При характеристике слоистости пород применяется следующая номенклатура, почти совпадающая с предложенной Н. Б. Вассоевичем (1948):

Мощность	слоя	меньше 1 мм – микрослоистая	порода
»	»	от 1 мм до 1 см – весьма тонкослоистая	»
»	»	от 1 до 10 см – тонкослоистая	»
»	»	от 10 см до 1 м – среднеслоистая	»
»	»	от 1 до 10 м – толстослоистая	»
»	»	более 10 м – массивная (неслоистая)	»



Фиг. 50. Детали структуры северо-западной части Байджансайской синклинали и их интерпретация.

а – разрез; б – д – вертикальные обнажения

трещины скалывания, наклоненные к северо-востоку и юго-западу под углом около 45° . В соседние тонкослоистые глинистые известняки трещины не переходят, за исключением тех случаев, когда они создают взбросовое смещение пласта известняков амплитудой до 10 см. Эти пласты рассечены также вертикальными трещинами отрыва, перпендикулярными к слою. Простираение их $20\text{--}40^\circ$ (см. фиг. 50, б, в).

2. В однородных пачках весьма тонкослоистых глинистых известняков много (5–6 на 1 пог. м) горизонтальных трещин длиной 0,3–0,8 м (см. фиг. 50, г).

3. В пласте известняка, залегающем среди тонкослоистых глинистых известняков и аргиллитов с линзовидными прослоями песчаников, отмечены трещины скалывания, проходящие вдоль кулисообразных рядов трещин отрыва. Трещины скалывания с падением $10\text{--}30^\circ$ по азимуту 210° пересекают правые кулисообразные ряды отрывов, а сколы с наклоном $10\text{--}30^\circ$ на северо-восток $20\text{--}40^\circ$ сопровождают левые ряды отрывов. Число таких сколов достигает 2–3 на 10 пог. м, а отрывов – 8–12 на 1 м в пределах ряда. По сколам заметны надвиговые смещения до 10 см. (см. фиг. 50, д). Тонкослоистые глинистые известняки около сколовых трещин образуют дополнительные мелкие складки, создающие местное увеличение мощности отдельных пачек. Песчаники слабо деформированы, но разбиты густой сетью мелких различно ориентированных трещин.

4. Тонкослоистые глинистые известняки и аргиллиты в ядре антиклинали смяты в еще более мелкие дисгармоничные складки, но трещин в них не наблюдается.

Все перечисленные соотношения указывают на то, что наибольшие сжимающие напряжения (σ_3) действовали в общем горизонтально в северо-восточном направлении. Местами в глинистых тонкослоистых известняках и аргиллитах происходило перетекание материала вдоль слоистости в вертикальном направлении. Материал выдавливался из участков, где горизонтальное давление было сильнее и нагнетался в участки, где это же давление было несколько слабее, в частности, в ядро антиклинали. Надвиговой и взбросовой характер смещений по трещинам скалывания и горизонтальные отрывы указывают на горизонтальное положение средней оси напряжений σ_2 и на вертикальное направление оси наименьшего сжатия σ_1 . Однако вертикальные трещины отрыва, отмеченные в пункте 1, указывают на то, что в течение некоторого времени оси σ_2 и σ_1 имели противоположное направление.

Центральная часть Байджансайской синклинали

Площадь, расположенная далее к юго-востоку отличается уменьшением дополнительных складок. На северо-восточном крыле Байджансайской синклинали слои залегают моноклинально, падая на юго-запад под углом около 70° . Здесь пласты слабослоистых известняков, местами переходящих в известняковые конгломераты мощностью по 5–10 м, чередуются с пачками тонкослоистых глинистых известняков, содержащих линзовидные прослои песчаников, изредка доломитов. С северо-востока эта моноклираль ограничена Аксуранским разрывом (взбросом), описанным во второй части данной работы.

Для выяснения напряженного состояния этой части Байджансайской синклинали были использованы результаты детального описания трещин. Данный случай является первым из примеров установления осей напряжений с помощью графического метода, описанного выше, поэтому он будет разобран подробнее многих последующих примеров.

В наиболее удаленной от разрыва пачке известняков наблюдаются трещины, круто падающие на юг под углом $70\text{--}80^\circ$. Менее развиты трещины, круто наклоненные к северу; и те и другие иногда создают взбросовое смещение слоев. Встречаются также трещины с падением на север под углом

20–30°; они преобладают на одном участке и заполнены карбонатами. Повсюду встречаются весьма пологие (в среднем горизонтальные) трещины, на участке развития жил также заполненные карбонатами. Данная группа нарушений генетически едина и включает в себя одну пару сопряженных трещин скалывания, располагающихся в разных участках под несколько различными углами к горизонту и друг к другу.

В отдельную группу попадают местами более многочисленные трещины поперечного простирания, чаще падающие на юго-восток под углом от 20 до 70°, реже – на северо-запад с наклоном около 50°. Точки, соответствующие наклоненным на юго-восток трещинам, непосредственно прилегают к точкам, изображающим трещины, наклоненные на юг. Это, возможно, указывает на тесную связь между ними.

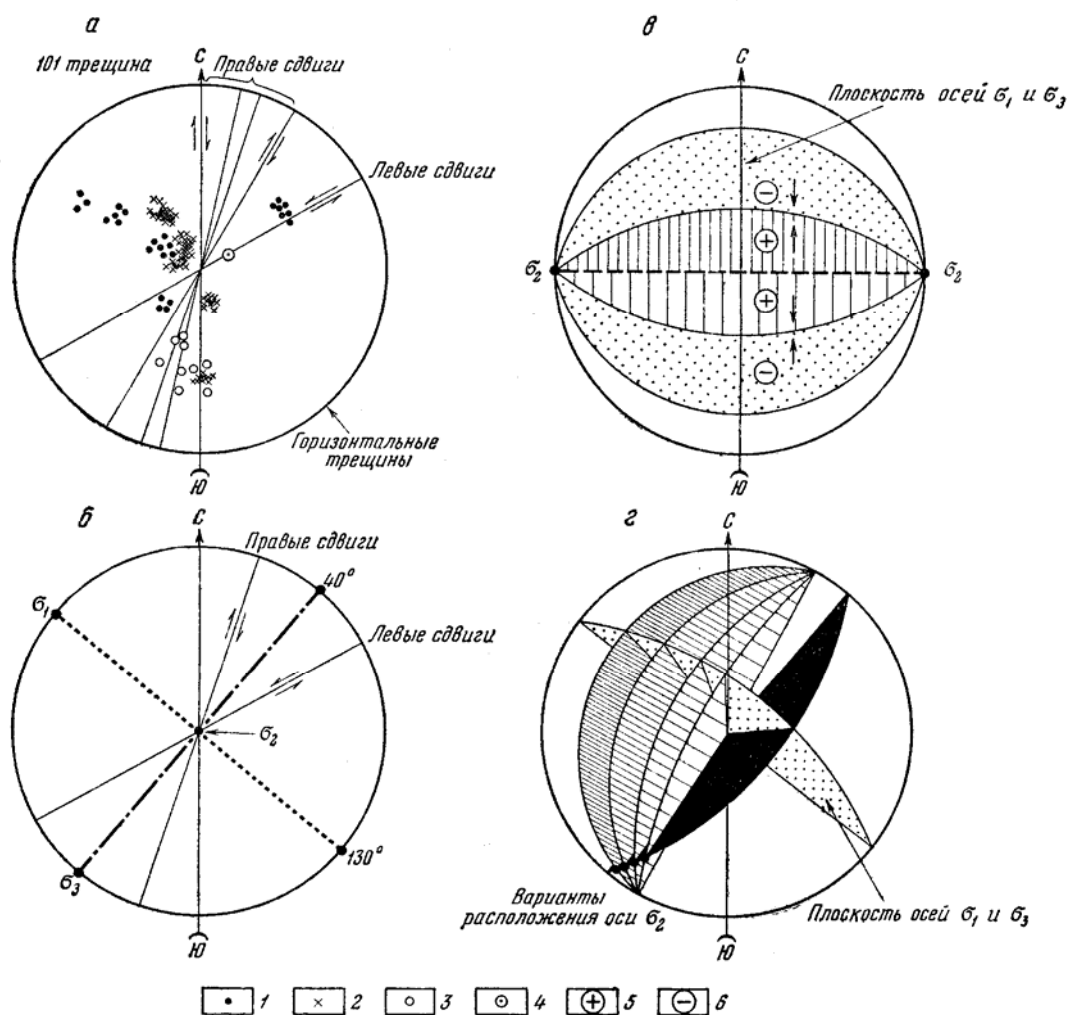
Особое положение в пространстве и во времени занимают вертикальные трещины меридионального и северо-восточного простирания. Они отчетливо смещают все остальные нарушения и представляют собой сдвиги с амплитудой в несколько дециметров. При простирании от 0 до 20–30° сдвиги правые, а при более редком простирании около 60° – сдвиги левые. Только в одном из правых сдвигов обнаружена безрудная карбонатная жила (там же, где жилы развиты и по другим системам трещин).

Таким образом, на небольшом моноклинальном участке длиной 500 м в одном пласте в пределах одного крыла складки на одну диаграмму (рис. 51, а), попали трещины, соответствующие трем напряженным состояниям. Горизонтальные и меридионально падающие трещины со взбросовым смещением указывают на меридиональное положение вертикальной плоскости осей напряжений σ_1 и σ_3 при горизонтальной широтно вытянутой оси σ_2 (см. фиг. 51, в). Трещины, падающие на юго-восток и северо-запад, вероятно, возникли при северо-западном простирании вертикальной плоскости σ_1 и σ_3 и при горизонтальной оси σ_2 , вытянутой на северо-восток (см. фиг. 51, г). Более поздние сдвиги соответствуют вертикальному положению σ_2 при горизонтальной плоскости σ_1 и σ_3 . Ось σ_3 была направлена на северо-восток, а σ_1 – на северо-запад (см. фиг. 51, б). Наконец, заполнение всех трещин жилами на небольшой части этого участка свидетельствует о еще более позднем местном растяжении, которое раскрыло все трещины.

В соседней пачке известняков, обнажающейся северо-восточнее, т. е. дальше от оси Аксуранской синклинали и ближе к Аксуранскому разрыву, в трех участках, расположенных последовательно с северо-запада на юго-восток (с одновременным подъемом вверх по склону), также зарегистрированы системы трещин.

В нижнем и наиболее северо-западном участке (фиг. 52, а) полнее, по сравнению с предыдущим пластом известняков, проявлены трещины с падением 20–30° на северо-восток. Сопряженных трещин с крутым падением на юго-запад здесь не отмечено, однако в этом направлении располагается слоистость. Возможно, смещения по слоистости (не показанные на диаграмме) заменили образование трещин. Как и в предыдущей пачке, здесь хорошо выражены трещины с падением на юго-восток и северо-запад, причем последние многочисленнее и крупнее. Наконец, третья группа представлена вертикальными крупными трещинами северо-восточного простирания, которые есть и в предыдущей пачке известняков (сдвиги).

В среднем участке второй пачки известняков (см. фиг. 52, б) сохраняется преобладание тех же систем. Но здесь видно несколько вертикальных продольных разрывов юго-восточного простирания, которые постепенно изменяют свое расположение в пространстве. Вдоль простирания и вверх по восстанию происходит уменьшение крутизны крупных трещин и отклонение их простирания от северо-западного сначала к широтному, а затем к юго-западному. Таким образом, изображенные на диаграмме (см. фиг. 52, б) поверхности скалывания северо-западного и юго-западного простирания могут относиться к одним и тем же непрерывным трещинам. Во многих

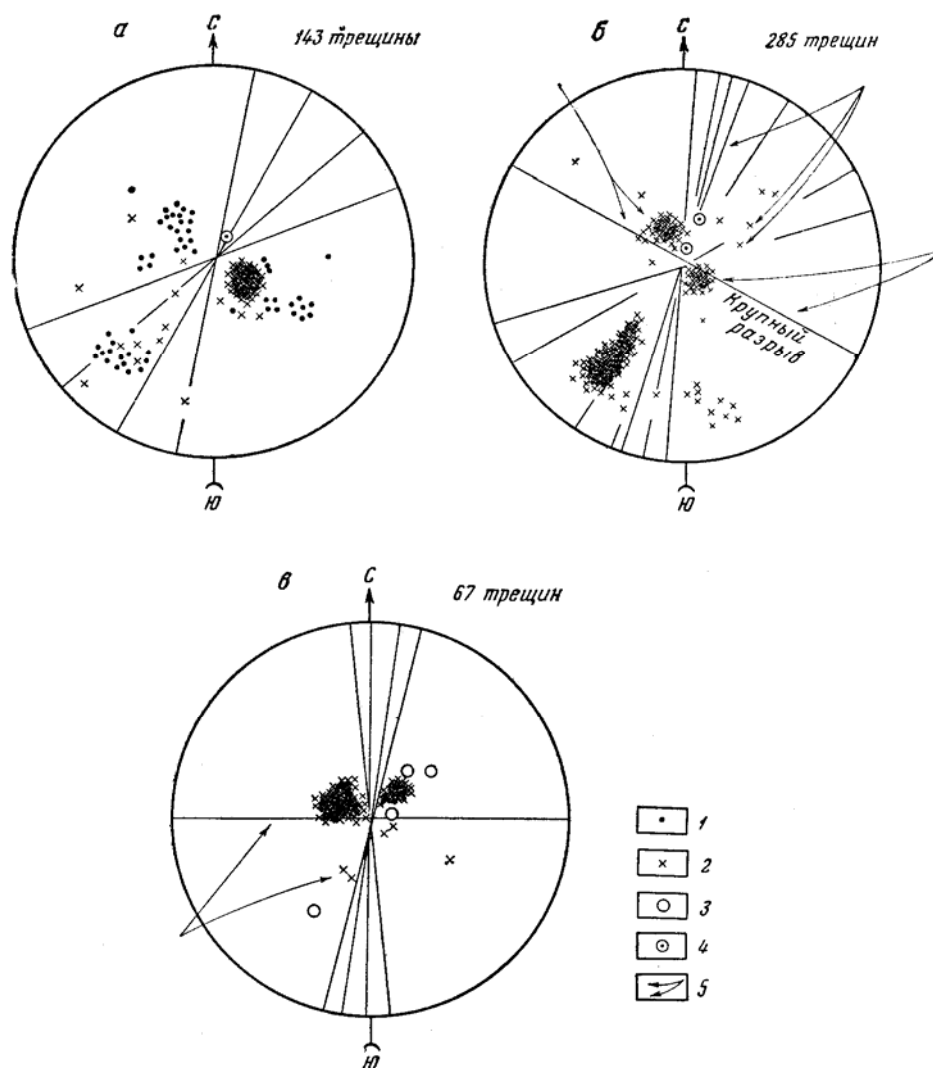


Фиг. 51. Трещиноватость известняков в средней части Байджансайской синклинали (вдали от Аксуранского разрыва) и ее интерпретация:

a – диаграмма линий восстания трещин; *б*, *в*, *г* – интерпретация сдвигов, широтных трещин и трещин северо-восточного простирания (соответственно); 1 – мелкие трещины; 2 – крупные трещины; 3 – жилы; 4 – слоистость; 5 – относительно поднятое крыло; 6 – относительно опущенное крыло

местах в обнажениях четко видны трещины волнистой формы. Элементы залегания отдельных частей одной волнистой трещины показаны на фиг. 52, *б* точками, расположенными в разных максимумах диаграммы.

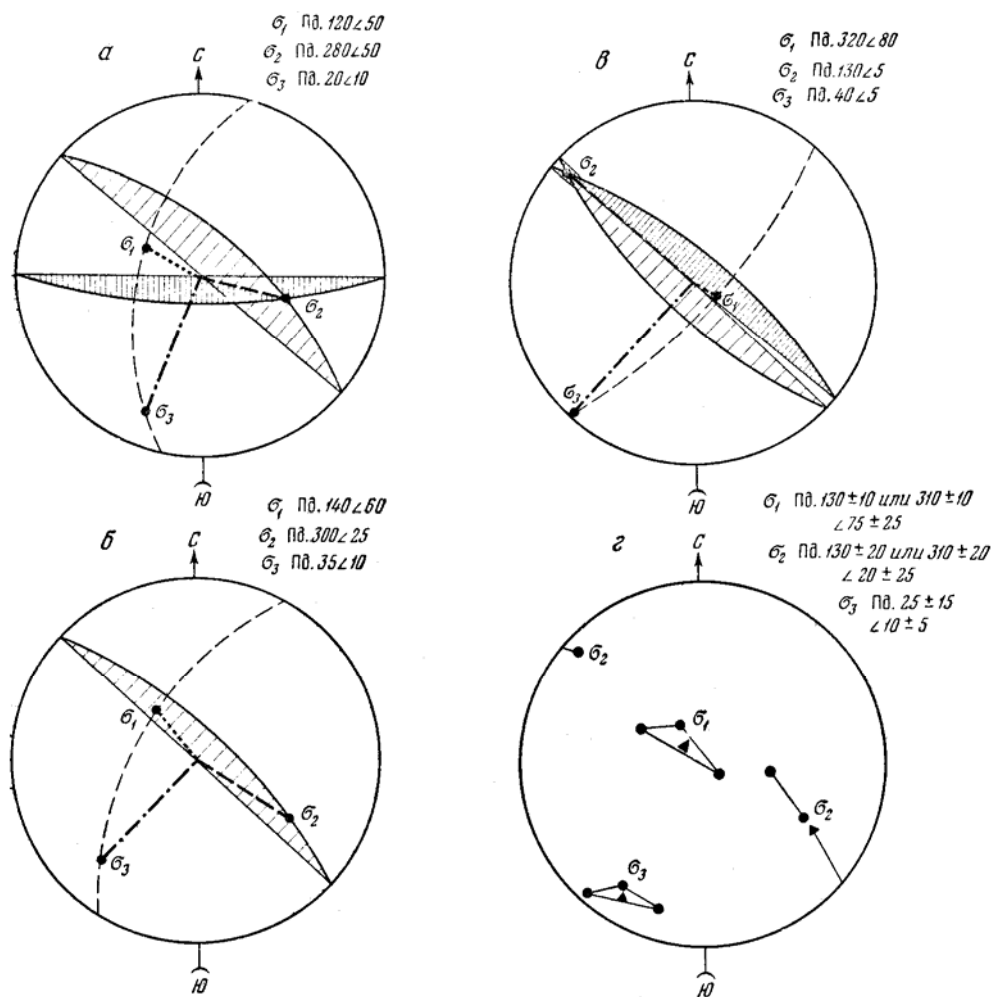
Полевыми работами было установлено, что основными являются поверхности скалывания северо-западного простирания, в общем параллельные Аксуранскому разрыву. Одни из них – вертикальные или с крутым наклоном к северо-востоку. Вверх по восстанию часть из них превращается в трещины, полого падающие на северо-восток. Возможно, часть таких пологих трещин не является результатом выполаживания крутых и существует самостоятельно. Другие более редкие трещины круто наклонены на юго-запад и почти совпадают с направлением слоистости. Многие из них, полностью совпадающие со слоистостью, не были замечены в поле, и поэтому на диаграмме нет соответствующего максимума. Как и во всех предыдущих местах крупные вертикальные прямые трещины северо-восточного направления надо считать сдвигами.



Фиг. 52. Диаграммы линий восстания трещин известняков в средней части Байджансайской синклинали (вблизи Аксуранского разрыва):

а, б, в – нижняя, средняя, верхняя части выхода известняков (соответственно); 1 – мелкие трещины; 2 – крупные трещины; 3 – жилы; 4 – слоистость; 5 – стрелки, объединяющие различные элементы залегания одних и тех же трещин

Наконец, в наиболее северо-восточном и вместе с тем самым высоком участке общий план расположения трещин сохраняется тот же, но количественные соотношения между трещинами разных направлений изменяются (см. фиг. 52, *в*). Вероятно, это связано с некоторым изменением падения слоев, приближающихся к участку с центроклинальным залеганием в месте подъема шарнира синклинали. Здесь из трещин северо-западного простирания преобладают те, которые наклонены на юго-запад под углом около 70° . Они содержат карбонатные жилы с сульфидным оруденением. Кроме того, есть крупные вертикальные трещины запад-северо-западного простирания; одна из них искривляется и приобретает наклон 50° на север-северо-восток (встречена одна карбонатная жила с таким залеганием). Среди трещин юго-западного простирания преобладают круто падающие на юго-восток. Нако-



Фиг. 53. Варианты осей напряжений, восстановленных по диаграммам трещиноватости, изображенным на фиг. 51 и 52:

а, б, в – первый, второй и третий варианты интерпретации трещин; г – средние значения направлений осей напряжений (показаны треугольниками)

нец, по-прежнему присутствуют вертикальные трещины северо-восточного простирания (сдвиги).

Таким образом, для всей рассматриваемой моноклиальной части Байджансайской синклинали в целом характерны две основные группы трещин, которые можно использовать для выяснения напряженного состояния пород в верхнем палеозое.

Первая группа трещин состоит из сколов северо-западного и широтного простирания, одни из которых наклонены в основном круто на северо-восток, а другие круто падают на юго-запад. Среди тех и других отмечены взбросовые смещения на несколько сантиметров или дециметров. Отклонения этих трещин от основного простирания и появление у них более пологого наклона на основании детального изучения обнажений и картирования трещин мы считаем осложнениями основной закономерности; причины ее будут подробно рассмотрены в главе 37.

Средние значения основного положения двух систем трещин северо-западного простирания показаны на фиг. 53, а, б, в в трех вариантах. Линия

пересечения этих систем трещин наклонена к северо-западу под углом 25–50° или на юго-восток под углом 5°. Она является направлением оси σ_2 . Если принимать во внимание известные взбросовые смещения по отдельным трещинам, то после графического построения ось σ_3 оказывается близкой к горизонтальному положению с наклоном 10° с юго-запада на северо-восток по азимуту 20–35°. Ось σ_1 наклонена на юго-восток под углом 50–90° или на северо-запад под углом 80°. При таком обозначении биссектрис углов между двумя плоскостями ось σ_3 оказалась биссектрисой тупого, а не острого угла, что может показаться противоречащим нашим представлениям о прочности горных пород (см. главу 21). Возникает вопрос: не следует ли считать биссектрису острого угла осью σ_3 вместо σ_1 ? Для этого следует проверить, какова была величина пластической деформации и не могли ли трещины первоначально иметь менее крутой наклон к горизонту.

Известно, что известняки раско тренных пачек местами фациально переходят в известняковые конгломераты. Образующие их гальки сильно раздавлены и удлинены по направлению, близкому к падению слоев, т.е. почти по вертикали. Также деформированы и слои, разделяющие известняковые пачки. «Хвостатая» форма галек (фиг. 54) свиде-

тельствует о том, что их вытянутость и однообразная ориентировка созданы в результате деформации и не могут считаться первичным расположением галек, имевших такую форму во время осадконакопления. Известно, что сильная вытянутость и хвостатая форма проявляются у сферических тел при деформациях более 40%. Если бы ось наибольшего сжатия σ_3 была круто наклонена на юго-восток, то гальки были бы вытянуты с наклоном всего лишь 25–30°. В данном случае гальки вытянуты почти вертикально, следовательно, наибольшее сжатие было в горизонтальном направлении.

При деформации горизонтального укорочения более 40% трещины скальвания двух сопряженных направлений свободно могли повернуться и занять намного более крутое положение по сравнению с моментом их возникновения. В результате ось σ_3 окажется совпадающей с биссектрисой угла, сильно увеличенного при пластической деформации после образования трещин, причем угол может стать тупым.

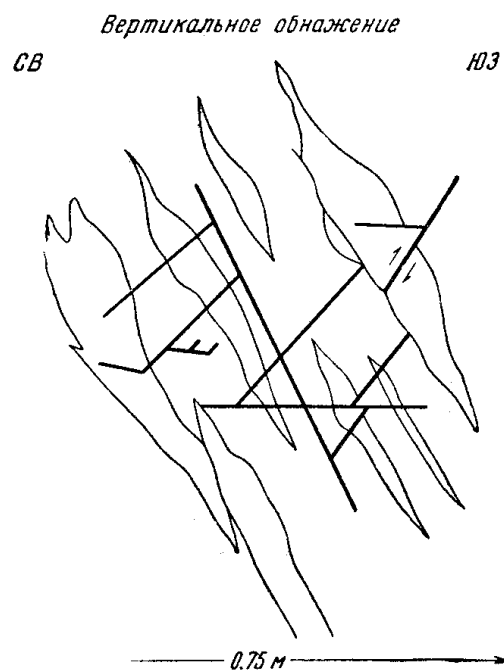
Таким образом, используя полевые описания трещин, статистическую обработку элементов их залегания, а также данные о пластических деформациях пород, можно найти однозначное (но приближенное) решение вопроса о направлении всех трех осей напряжений.

На фиг. 53, г показан разброс полученных направлений всех осей в трех вариантах, представляющих крайние возможные случаи. Поэтому правильнее всего для каждой оси принять точку центра тяжести треугольника, вершины которого образуют крайние значения. Тогда получается, что:

ось σ_1 наклонена по азимуту $130 \pm 10^\circ$ или $310 \pm 10^\circ$ под углом $75 \pm 25^\circ$;

ось σ_2 наклонена по азимуту $130 \pm 20^\circ$ или $310 \pm 20^\circ$ под углом $20 \pm 25^\circ$;

ось σ_3 наклонена по азимуту $25 \pm 15^\circ$ под углом $10^\circ \pm 5^\circ$.



Фиг. 54. Конгломерат с раздавленными гальками, рассеченный трещинами скальвания

Вторая группа трещин состоит из левых и правых сдвигов с вертикальным залеганием при северо-восточном простирании (см. фиг. 51, а). У левых сдвигов азимуты простирания больше, чем у правых.

Из этого следует, что ось наибольшего сжатия (σ_3) имела северо-восточное направление. Она является биссектрисой острого угла между средними положениями сдвигов двух направлений. Средняя величина угла скальвания ($\alpha = 20 \div 25^\circ$) говорит о том, что при образовании трещин все-стороннее давление было небольшим, а также о малой величине пластической деформации пород после возникновения сдвигов. Ось наименьшего сжатия (σ_1) была также горизонтальной и вытягивалась с северо-запада на юго-восток. Ось σ_2 была вертикальна (см. фиг. 51, б). Эти оси, восстановленные по сдвигам, отражают напряженное состояние пород в более позднее время, по сравнению с временем действия напряжений, создавших трещины с основным северо-западным простиранием.

Итак:

ось σ_1 наклонена по азимуту $120^\circ \pm 10^\circ$ под углом $0^\circ \pm 2,5^\circ$;

ось σ_2 вертикальна $\pm 2,5^\circ$;

ось σ_3 наклонена по азимуту $30^\circ \pm 10^\circ$ под углом $0^\circ \pm 2,5^\circ$.

В пределах точности направление оси наибольшего сжатия (σ_3) для первого и для более позднего второго напряженных состояний совпадают. Направление σ_1 первого состояния приблизительно совпадает с направлением σ_2 второго состояния. Ось σ_2 первого состояния совпадает с осью σ_1 второго.

Выходы пород, залегающих между рассмотренными пачками идеально обнаженных известняков, большей частью задернованы. Однако там, где имеются естественные и искусственные обнажения, видно, что тонкослоистые глинистые известняки, песчаники и черные комковатые известняки весьма сильно деформированы. В них часто развит интенсивный кливаж с крутым падением при юго-восточном простирании. Многие слои разлинзованы. Комковидные образования в известняках превращены в плоские линзы, вытянутые по направлению, близкому к общему падению слоев. Все это подтверждает сделанное выше заключение о том, что наибольшие сжимающие напряжения действовали почти горизонтально в северо-восточном или юго-западном направлении.

Внутренняя часть юго-восточного окончания Байджансайской синклинали

Дополнительная складчатость развита здесь особенно сильно и поэтому необходимо выделять несколько участков с существенно разными условиями развития складок.

Внешняя часть юго-восточного окончания синклинали образована массивными известняками родничковой фации фаменского яруса, в которых мелкой складчатости почти нет. Она развита в них лишь на крайнем юго-востоке, где среди массивных известняков имеются пачки весьма тонкослоистых глинистых известняков и песчаников, внутри которых много мелких дисгармоничных складок. Внутренняя часть этого окончания синклинали, окруженная «подковой» выходов родничковой фации, сложена разнообразными сильнослоистыми породами аксуранской фации фаменского яруса. В них дополнительная складчатость весьма разнообразна и интенсивна.

Ближе к центральной части Байджансайской синклинали внутри нее (продолжая к юго-востоку описанный выше участок) расположен участок развития относительно крупных дисгармоничных складок, амплитудой до 100 и даже до 300 м. Форма складок в разрезе хорошо видна в крупных саях и на профилях, построенных по данным бурения (фиг. 55). Складки близки к изоклинальным и незначительно опрокидываются на юго-запад или северо-восток. Мощности слоев сильно изменяются не только из-за деформа-

ций пород, но и из-за первичного линзообразного внутреннего строения осадочной толщи. Это доказывается фациальными изменениями состава пород с переходами известняков в конгломераты и песчаники. В замках складок пачки слабослоистых известняков и известняковых конгломератов мало изменяют свою мощность. С этим согласуется приуроченность сульфидных рудных тел гидротермального происхождения к замкам складок, где они образуют согласные послойные залежи седловидной формы. Остальные пачки тонкослоистых глинистых известняков с прослоями известковистых песчаников сильно увеличивают мощность в замках складок. Расположение этих складок в плане видно на фиг. 56, а, где они показаны в северо-западной половине чертежа.

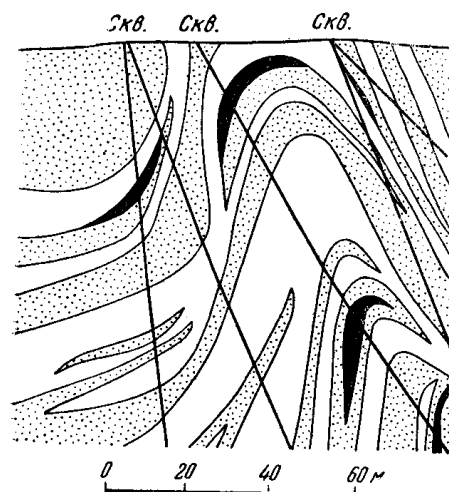
Все сказанное позволяет считать данные складки результатом сжатия слоев вкрест их простирания, т. е. в юго-западном или северо-восточном направлении. Это – направление оси σ_3 . Поскольку при таком складкообразовании слои поднимались вверх, ось σ_1 следует считать близкой к вертикальному положению, а ось σ_2 – почти горизонтальной, совпадающей с юго-восточным простиранием осей складок.

На пришлифованных поверхностях кернов тонкослоистых пачек глинистых известняков видны следы различных деформаций. Чаще всего деформации не столь велики, чтобы заметно нарушить первоначальную форму слоистости. Однако в некоторых кернах отчетливо видны разлинзованность слоев, структура будинажа и явные признаки удлинения вдоль слоистости (фиг. 57, а). В других кернах, наоборот, видны признаки укорочения вдоль слоистости и удлинения, почти перпендикулярного к ней. Такими деформациями являются, прежде всего, мелкие дисгармоничные складки (см. фиг. 57, б, в). Часть участвующих в них слоев не изменяет мощность при переходе от крыла к замку, причем замки иногда бывают острыми, а крылья плоскими («шарнирная» форма складок).

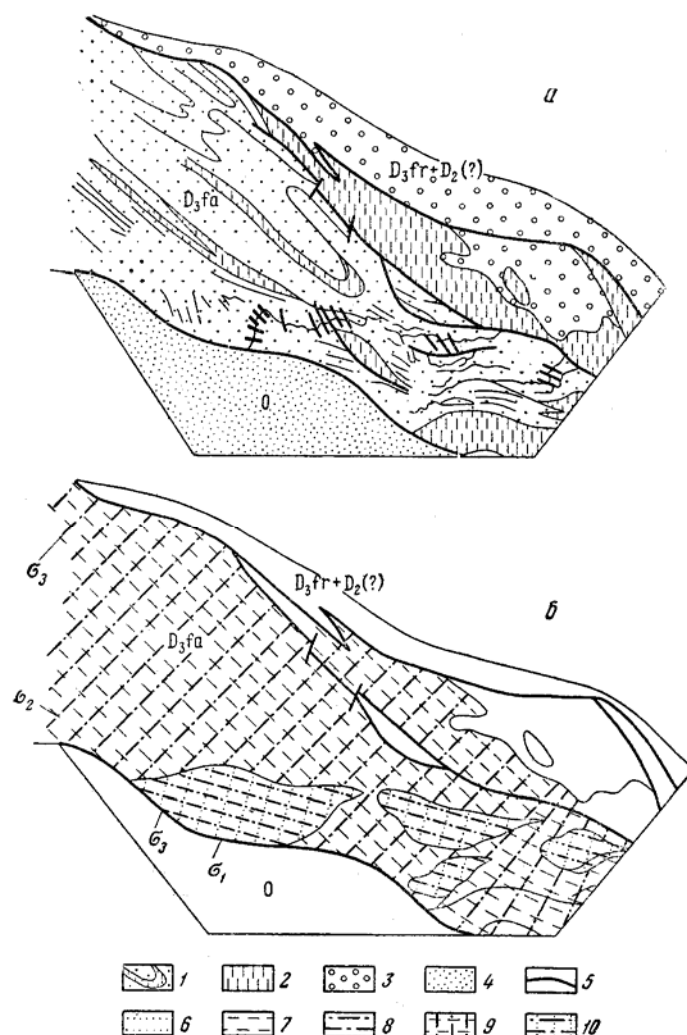
В более глинистых (менее вязких) слоях обратные соотношения – мощность резко увеличивается (фиг. 58, а, б). Из-за такой пульсации мощности создается структура слоя, похожая на будинаж, но возникшая при совершенно ином напряженном состоянии.

В этих слоях интенсивно развит кливаж, секущий их наискось и примерно параллельный осевым поверхностям мелких складок (см. фиг. 57, б, в; 58, а, б). В зависимости от характера слоя, по которому прослеживается складка, она бывает правильной синусоидальной (см. фиг. 58, а), шарнирной (см. фиг. 58, б) или коробчатой формы. В одном керне бывает по несколько мелких складок примерно одинаковой величины (амплитуда 3–5 см), причем все они могут иметь тупой угол при вершине складки (складки открытые, а не закрытые). Следовательно, несколько складок развивалось одновременно; очередные новые складки начинали расти несмотря на то, что ранее зародившиеся складки не достигли предела своего развития (закрытой формы).

Наличие в кернах структур будинажа и мелкой складчатости внутри тонких пачек слоев указывает на частичное перераспределение материала вдоль слоев – он выдавливался из одних мест и нагнетался в другие. Та-



Фиг. 55. Разрез дополнительной антиклинали внутри Байджансайской синклинали. Черным показано гидротермальное оруденение

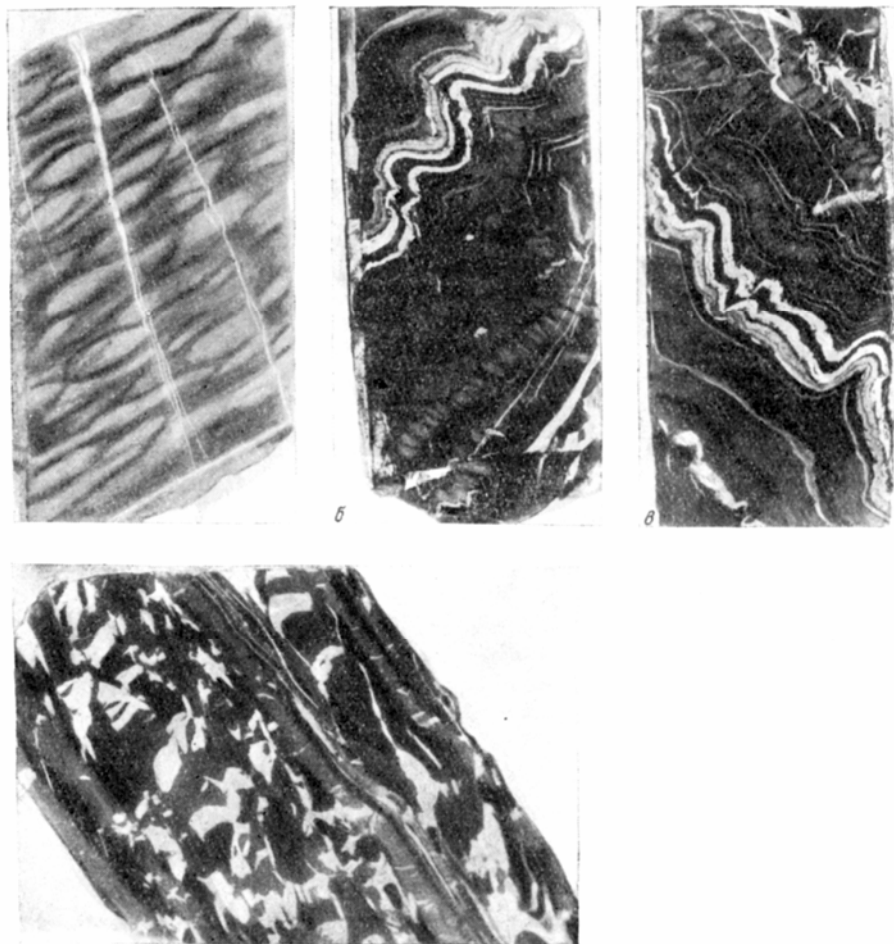


Фиг 56. Схемы современного геологического строения (а) и верхнепалеозойского тектонического поля напряжений (б) участка Байджансайской синклинали:

1 – тонкослоистые глинистые известняки с прослоями известняков, известняковых конгломератов и песчаников (фаменский ярус); 2 – массивные и слабослоистые известняки и известняковые конгломераты (фаменский ярус); 3 – красноцветные песчаники и конгломераты (франский ярус и средний? девон); 4 – граувакковые песчаники и алевролитовые сланцы (ордовик); 5 – тектонические разрывы. Траектории главных нормальных напряжений: 6 – алгебраически максимальных σ_1 , 7 – алгебраически средних σ_2 , 8 – алгебраически минимальных σ_3 ; 9 – участки с горизонтальным положением средней оси напряжений (σ_2) – шарниры дополнительных складок горизонтальны, разрывы типа взбросов; 10 – участки с вертикальным положением средней оси напряжений (σ_2) – шарниры дополнительных складок вертикальны, разрывы типа сдвигов

ким образом на фоне общего поля напряжений, выявленного по крупным дополнительным складкам, в некоторых участках отдельных пачек слоев существовали дополнительные мелкие осложнения поля напряжений. При крутом наклоне кернов такие отклонения следует констатировать в местах развития мельчайших складок, так как здесь ось σ_3 была почти вертикальна, а ось σ_1 близка к горизонтальному положению.

В тех же кервах с мельчайшими складками бывают видны поперечные к слоистости трещины отрыва, часто имеющие клиновидную форму. Благо-

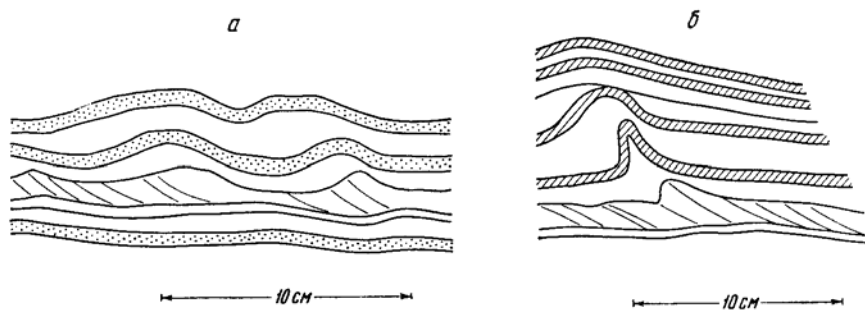


Фиг. 57. Фотографии будинажа (а), складок и кливажа (б, в) и жил (г), заполняющих трещины отрыва в кернах

даря заполнению карбонатными жилками трещины на фотографиях имеют белый цвет (см. фиг. 57, г). Трещины отрыва указывают на близкое к вертикальному направлению оси σ_1 в тех же местах, где по складкам восстанавливается почти горизонтальное положение σ_1 . Следовательно, поле напряжений во время деформации с течением времени изменялось. Во время образования отрывов оно соответствовало общему полю.

Дальше к юго-востоку внутри Байджансайской синклинали в сильно-слоистых отложениях аксуранской фации в трех участках по 300–800 м длиной и до 300 м шириной развиты интенсивные складки с вертикальными шарнирами. Амплитуда наиболее крупных из них менее 100 м. Особенно много мелкой складчатости с амплитудой около 10 м и менее – вплоть до нескольких сантиметров. Форма складок хорошо видна на горизонтальных обнажениях или при взгляде на наклонные обнажения сверху (фиг. 59). На вертикальных обнажениях складок не видно и можно различить лишь вертикальное залегание слоев. Складки большей частью асимметричны и в плане похожи на флексуры в вертикальном разрезе. Коленообразных изгибов простираения особенно много в пластах известняков и конгломератов. Они во многих местах переросли в небольшие сдвиги. Большинство коленообразных изгибов и сдвигов – левые, т. е. выход пласта смещается по ним в левую сторону. Простираение таких сдвигов северо-западное, их амплитуда составляет несколько метров. Эти изгибы слоев и сдвиги встречаются группами и расположены один от другого через правильные промежутки по несколько десятков метров.

В замках складок, образованных пластами конгломератов, в ряде мест наблюдались раздавленные гальки, удлиненные в северном, северо-восточном и северо-западном направлениях. В тех же конгломератах на горизонтальных выходах видны трещины отрыва, как одиночные, так и в виде кулисообразных рядов. Простираание отдельных трещин и осей их рядов широтное или запад-северо-западное (фиг. 60, а, б). Все это указывает на



Фиг. 58. Зарисовки пришлифованных поверхностей кернов скважин со складками: а – синусоидальная складка; б – шарнирная складка

близкое к широтному направление оси наибольшего сжатия (σ_3) и близкое к меридиональному положению оси наименьшего сжатия (σ_1). Кроме того, на плоскостях наложения в вертикально залегающих пластах хорошо видны белые карбонатные жилы, заполняющие трещины скалывания и отрыва. Особенно ясно они выделяются в пластах черных известняков. Показанное на фиг. 60, в расположение трещин таково, что ось наибольшего сжатия (σ_3) располагается горизонтально с широтным или северо-западным простираанием.

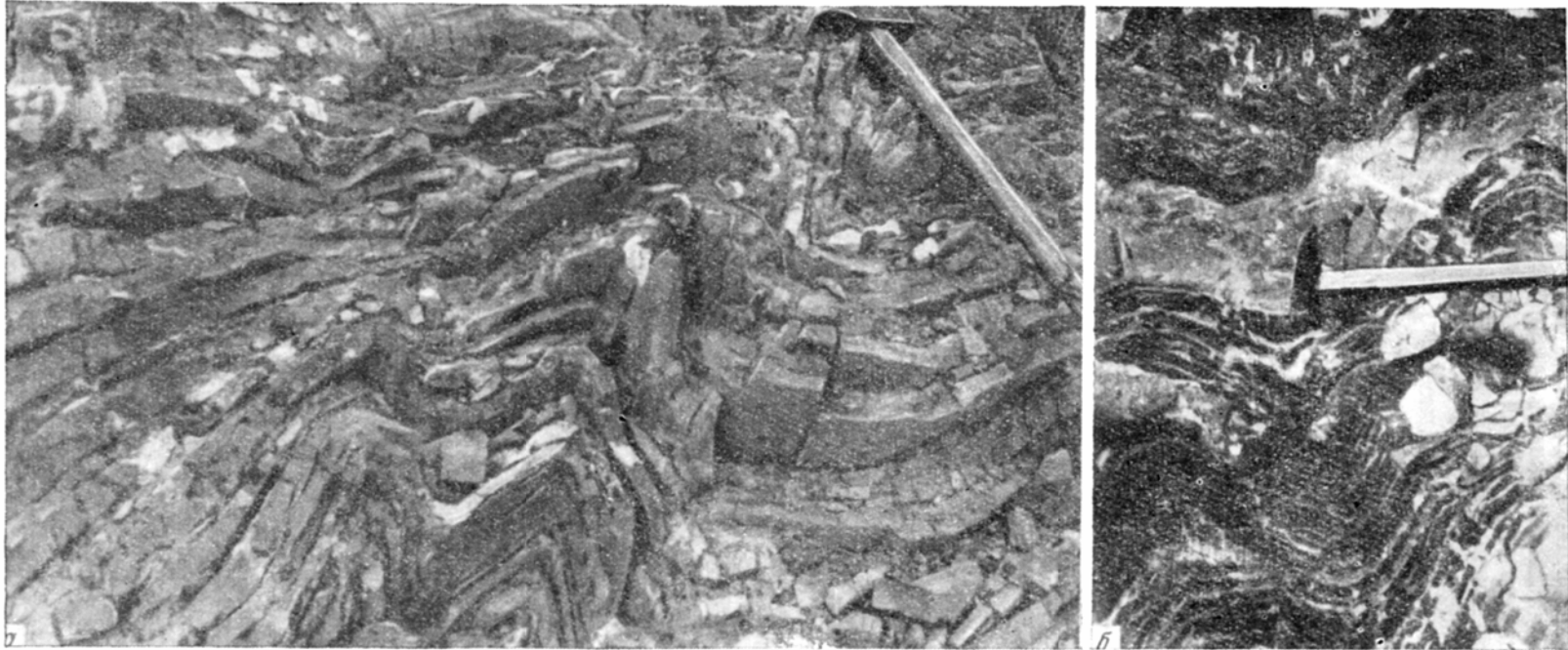
На фиг. 60, г показана зарисовка обнажения, на котором установлена следующая последовательность появления трещин, обозначенных на фиг. 60 цифрами (1, 2а, ... 3б):

- 1) ряд кулисообразно расположенных трещин отрыва, которые возникли, когда ось σ_3 имела некоторый наклон на юго-восток;
- 2) два различно наклоненных ряда кулисообразно расположенных трещин отрыва (2а и 2б), возникших при горизонтальном положении оси σ_3 ;
- 3) сопряженные трещины скалывания двух направлений (3а, 3б), образовавшиеся при горизонтальном σ_3 и вертикальном σ_1 направлениях.

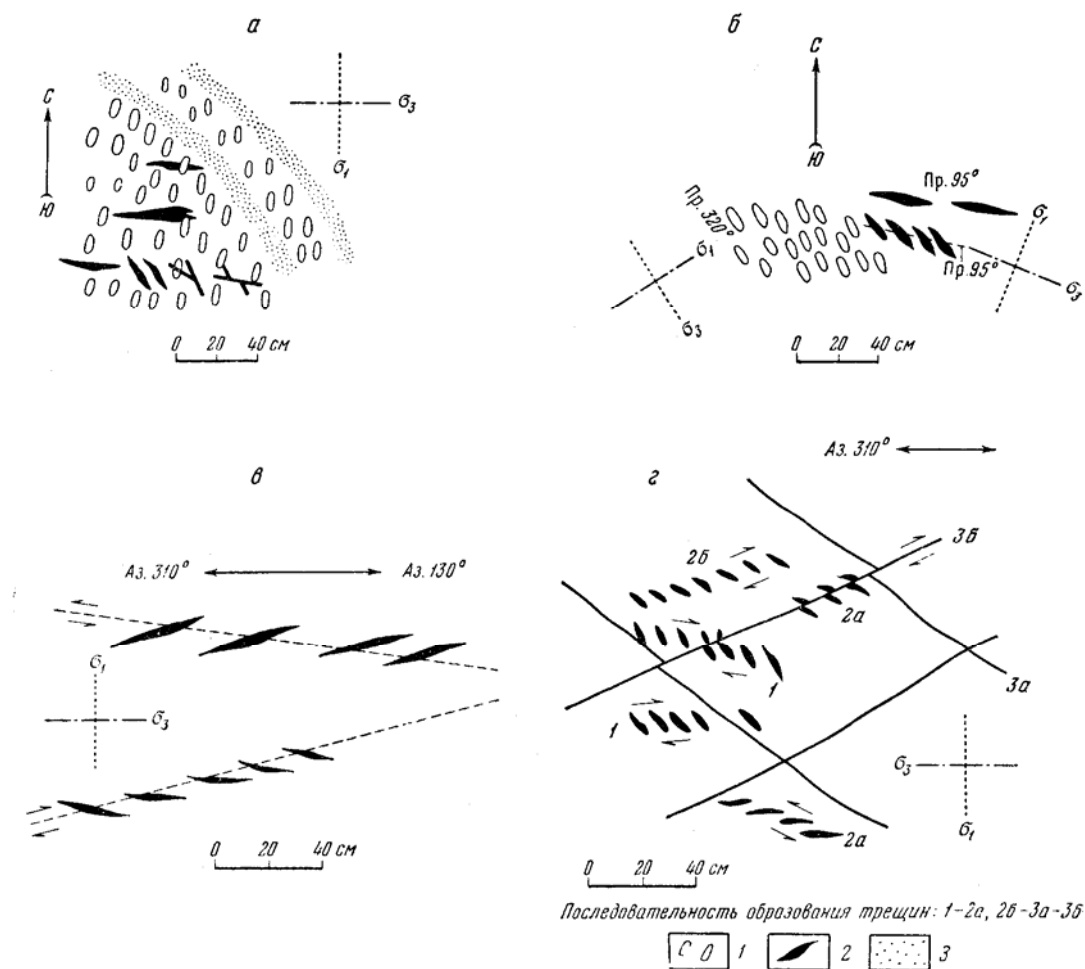
Подробное обоснование интерпретации кулисообразных рядов трещин отрыва с целью восстановления осей напряжений дано в главах 33–35.

В промежутках между пластами известняков и конгломератов, образующих складки с вертикальными шарнирами, в тонкослоистых глинистых известняках развито много еще более мелких складок амплитудой в десятки и единицы сантиметров, причем шарниры этих складок также вертикальны.

Мощности отдельных слоев и их пачек часто сильно изменяются в связи с мелкими складками. Прослой песчаников в общем образуют складки несколько более простые и не такие мелкие, как глинистые, весьма тонкослоистые известняки. Однако поверхностей срыва между песчаниками и глинистыми известняками почти нет. Складчатость в глинистых известняках ослабевает с приближением к песчаникам. Это показывает, что дисгармония складчатости в двух соседних пачках слоев совсем не обязательно должна сопровождаться срывом по их границе. В песчаниках бывают видны увеличения мощности (раздувы) пласта, расположенные на определенном расстоянии один от другого. Они по форме похожи на будинаж, но возникли в участках нагнетания и складкообразования. Поэтому к обычному будинажу такие деформации относить нельзя (см. фиг. 59, б).



Фиг. 59. Фотографии мелких дополнительных складок с вертикальными шарнирами:
a – без изменения мощности слоев; *b* – с изменением мощности

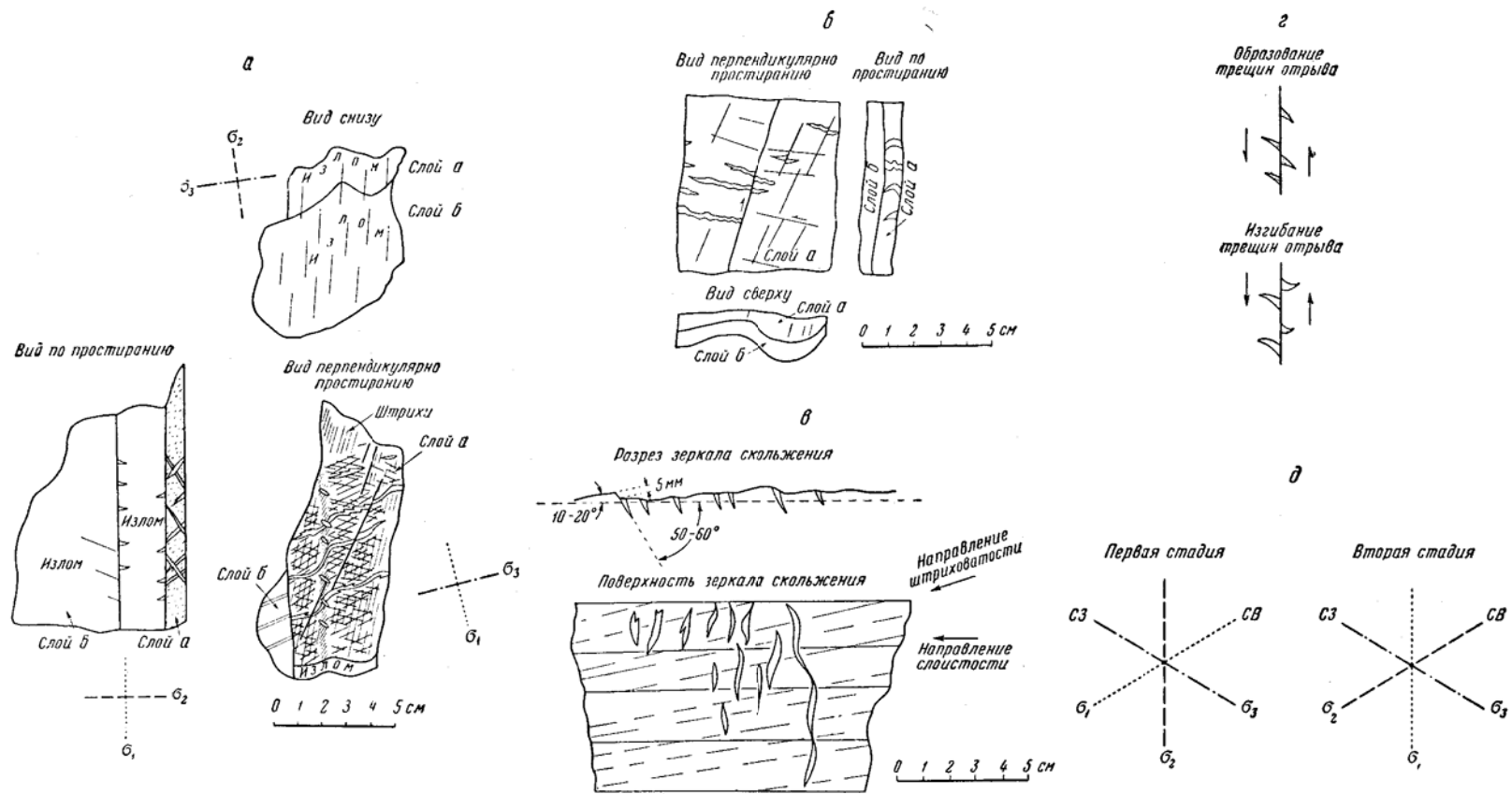


Фиг. 60. Примеры обнажений, использованных для выявления осей напряжений на участках развития складок с вертикальными шарнирами:

a и *б* – горизонтальные обнажения давленого конгломерата с карбонатными жилами; *в* – вертикальная стенка обнажения известняков; *г* – вертикальная стенка обнаженной поверхности слоя известняка; 1 – галка в конгломерате; 2 – карбонатные жилы; 3 – песчаник

Большой интерес представляет детальное изучение штуфов, включающих в себя такие складки целиком. На ряде штуфов наблюдалось, что складки представляют собой изгибы одних слоев и раздувы мощности других слоев. Поэтому оси напряжений предположительно направлены следующим образом: параллельно шарниру складки – σ_2 вертикальна, перпендикулярно шарниру вдоль слоистости – σ_3 горизонтальна, перпендикулярно слоистости – σ_1 горизонтальна.

Кроме складок, в слоях развиты трещины, которые указывают на иное расположение осей напряжений. Остановимся на нескольких примерах (фиг. 61). Трещины скалывания двух направлений (сопряженные) наклонены почти под одинаковым углом к северо-западу и юго-востоку в сторону общего простирания слоев (см. фиг. 61, *a*, *б*). Линия их пересечения – ось σ_2 – горизонтальна и направлена на северо-восток. Она перпендикулярна шарнирам складок. Судя по положению острого угла между трещинами (см. фиг. 61, *a*) и смещениям по трещинам (см. фиг. 61, *б*) наибольшее сжатие (ось σ_3) было горизонтально вдоль слоистости. На поверхности слоев видны тонкие штрихи – следы скольжения слоя по отношению к соседним



Фиг. 61. Примеры штурфов (а, б, в) из складок с вертикальными шарнирами и их интерпретация (е, д)

(см. фиг. 61, а, в). Они вытянуты почти параллельно вертикальному шарниру складки, хотя при образовании складок следы скольжения слоя по слою возникают в направлении, перпендикулярном к шарниру. Штрихи, параллельные шарниру, показывают, что скольжение слоев происходило вдоль складки в вертикальном направлении, что согласуется с предположением о вертикальности оси σ_1 .

Наконец, на той же поверхности слоя видно много трещин отрыва, заполненных карбонатами (см. фиг. 61, а, б, в). Часто они расположены в местах ступенеобразного смещения поверхности слоя. В глубину слоя многие трещины выклиниваются и вместе с тем искривляются (см. фиг. 61, г). На флексуобразном узком крыле складки трещины расположены в виде правого кулисообразного ряда, что указывает на деформацию правого сдвига одной части складки по отношению к другой ее части, причем сдвигание происходило параллельно вертикальному шарниру. Наличие сдвига подтверждается тем, что трещины отрыва искривляются в виде флексуры именно в том месте и так, как это предполагается при рассмотрении кулисообразного ряда (см. фиг. 61, а). Совокупность всех этих данных о трещинах и бороздах хорошо согласуется с представлением о слабонаклонном или горизонтальном положении оси наибольшего сжатия (σ_3) с северо-западным простиранием, о близком к вертикальному положению оси σ_1 (параллельно шарниру складки) и горизонтальном северо-восточном (перпендикулярно шарниру складки) направлении оси σ_2 .

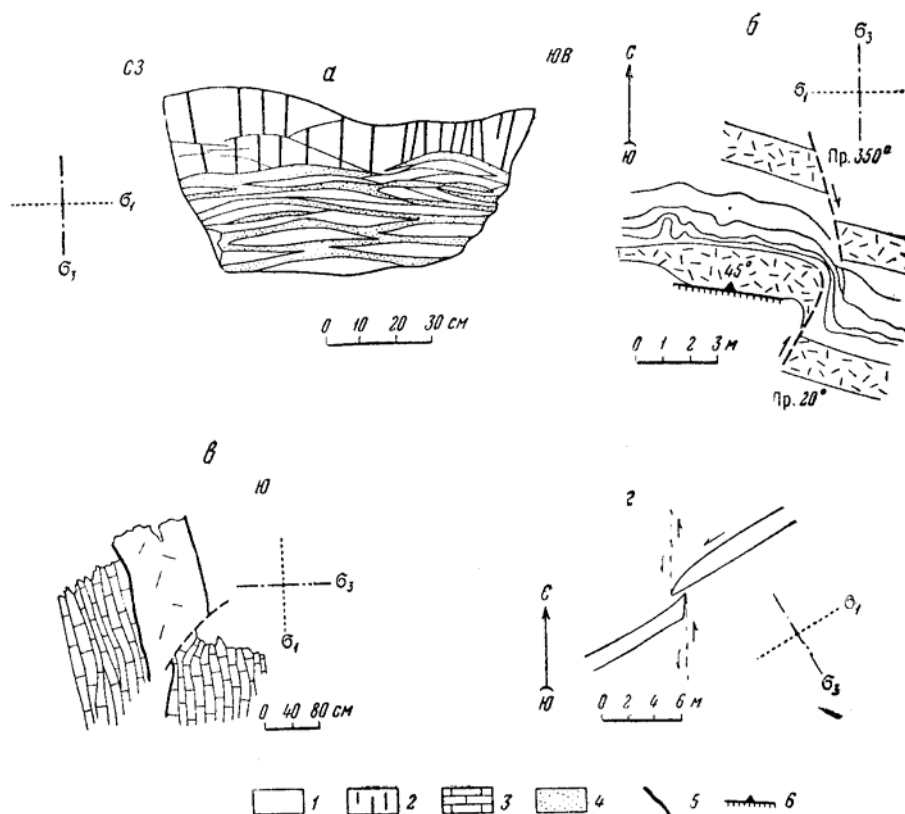
Искривления отрывов и их кулисообразное расположение свидетельствуют о пластической деформации слоев, продолжавшейся во время и после образования отрывов, которые рассекают и смещают трещины скальвания и борозды скольжения.

Таким образом, установлено, что в процессе формирования ряда мелких складок с вертикальными шарнирами было две последовательных стадии. В течение первой было обычное, свойственное мелким складкам направление осей напряжений. Однако необычным было направление наибольшего сжатия параллельно общему простиранию складок Байджансайского антиклинория, а также и оси синклинали второго порядка, которую в некоторых местах осложняют данные складки. Направление наименьшего сжатия было горизонтальным и северо-восточным, т. е. перпендикулярным к обычному простиранию складок в остальных частях антиклинория. Эта стадия явилась основной в формировании данных дополнительных складок (см. фиг. 61, д). Позднее (на второй стадии) направление наибольшего сжатия осталось прежним, но направление наименьшего сжатия стало вертикальным. В это время образовалось много трещин, в том числе и отрывов; одновременно продолжалось незначительное пластическое деформирование слоев, которое не привело к существенным изменениям формы складок. Главным было некоторое перемещение материала слоев вдоль шарниров складок (см. фиг. 61, д).

В промежутках между участками с интенсивной складчатостью (с вертикальными шарнирами) почти нет складок. Зато часто видна разлинзованность вертикально залегающих слоев. Встречается структура будинажа. Трещины скальвания и отрыва, дополняющие эти данные, позволяют установить почти меридиональное простирание горизонтальной оси наибольшего сжатия (σ_3), совпадающей с биссектрисой тупого угла. Широтное направление имеет горизонтальная ось σ_1 ; ось σ_2 вертикальна. С таким положением осей легко увязываются и встречающиеся здесь небольшие сдвиги северо-западного и северо-восточного направления.

Совпадение оси σ_3 с биссектрисой тупого угла, резкие местные изменения направления сдвигов одного знака, рядом с которыми встречаются связанные с ними мелкие складки и флексуры с вертикальными шарнирами, одинаково показывают, что одновременно с развитием разрывов продолжалась пластическая деформация пород (фиг. 62, а, б).

В некоторых обнажениях видны признаки несколько иного напряженного состояния. Так, в массивном прослое известняков обнаружен маленький надвиг, указывающий на вертикальное направление оси σ_1 при обычном для обсуждаемых участков направлении σ_3 (см. фиг. 62, в). В другом прослое видно, что после образования левого сдвига, при обычном направлении оси σ_3 произошло продольное смещение слоя, которое указывает на более позднее сжатие в направлении, перпендикулярном первоначальному положению оси σ_3 (см. фиг. 62, з).



Фиг. 62. Примеры обнажений, использованных для выявления осей напряжений между участками развития складок с вертикальными шарнирами:

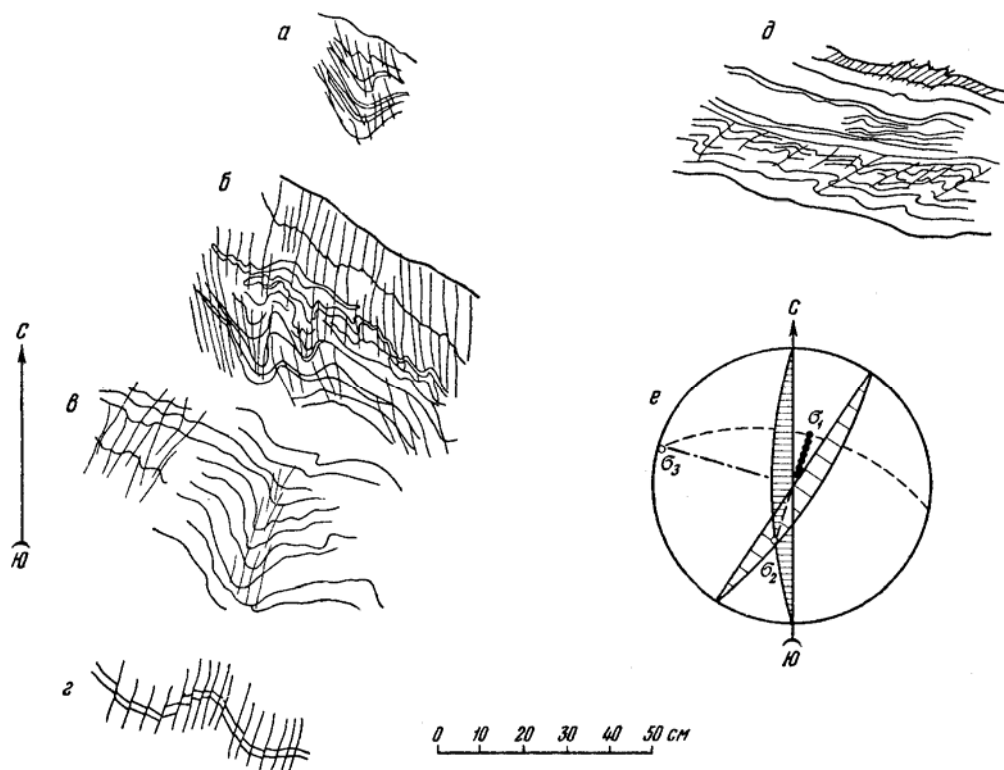
а, б, з – горизонтальные обнажения; в – вертикальное обнажение; 1 – прослой известняков; 2 – массивные известняки; 3 – тонкослоистые известняки; 4 – мергелистые известняки

В общем напряженное состояние промежутков между участками развития складок с вертикальными шарнирами такое же, как в областях выжимания. Это напряженное состояние и структуры будинажа указывают на то, что материал выжимался отсюда вдоль слоистости в горизонтальном направлении и смещался в сторону участков развития дисгармоничных складок с вертикальными шарнирами.

Внешняя часть юго-восточного окончания Байджансайской синклинали

Массивные известняки и известняковые конгломераты рудничковской фации слагают внешнюю часть Байджансайской синклинали. В них нет дополнительной складчатости. Там, где известняки представлены комко-

ватыми разностями, а в конгломератах имеются первично сферические гальки и комковидные образования, видно, что породы сильно расплющены и удлинены в результате деформации. Вкрест обычного простирания складок, т. е. с юго-запада на северо-восток, направлена ось наибольшего укорочения этих тел. Это направление соответствует оси напряжений σ_3 .



Фиг. 63. Примеры дисгармоничных складок с вертикальными шарнирами, осложненных кливажем (по М. С. Пичугину)
а-д – горизонтальные обнажения; е – их интерпретация

В северо-восточном крыле залегание слоев вертикальное с довольно однообразным юго-восточным простиранием. В юго-западном крыле массивная толща на фоне общего юго-восточного простирания образует два крупных левых коленообразных изгиба простирания с амплитудой около 300 м. Внутри каждого из этих двух изгибов, имеющих в плане форму флексуры, простирание слоев северо-восточное. Благодаря таким изгибам внутренняя часть Байджансайской синклинали – ее ядро, сложенное породами аксуранской фации, – дважды резко ступенчато сужается по направлению к юго-восточному окончанию синклинали.

В юго-западном крыле среди массивных пород имеются небольшие по мощности, редкие пачки весьма тонкослоистых глинистых известняков с прослоями известковистых песчаников. В них развиты мелкая дополнительная складчатость с вертикальными шарнирами и кливаж.

Внутри пачки, выходы которой прослежены в средней части крыла между коленообразными изгибами простирания, М. С. Пичугин в глинистых известняках описал слабоасимметричные дисгармоничные складки амплитудой в 5–30 см (фиг. 63). Для всех слоев, принимающих участие в каждой складке, характерно значительное увеличение мощности около осевой поверхности (в замке складки). Общйй наклон слоев 70–90° на северо-восток

25–30°. Кливаж распространен весьма неравномерно – пятнами, но внутри каждого пятна направление его довольно постоянно. В изображенных на фиг. 63 участках падение поверхностей кливажа следующее: а–80° по азимуту 90°; б–80° по азимуту 90°; в–от 80 до 90° по азимуту 90–100°; г – вертикальное при меридиональном простирании; д – от 60 до 80° по азимуту 300–310°.

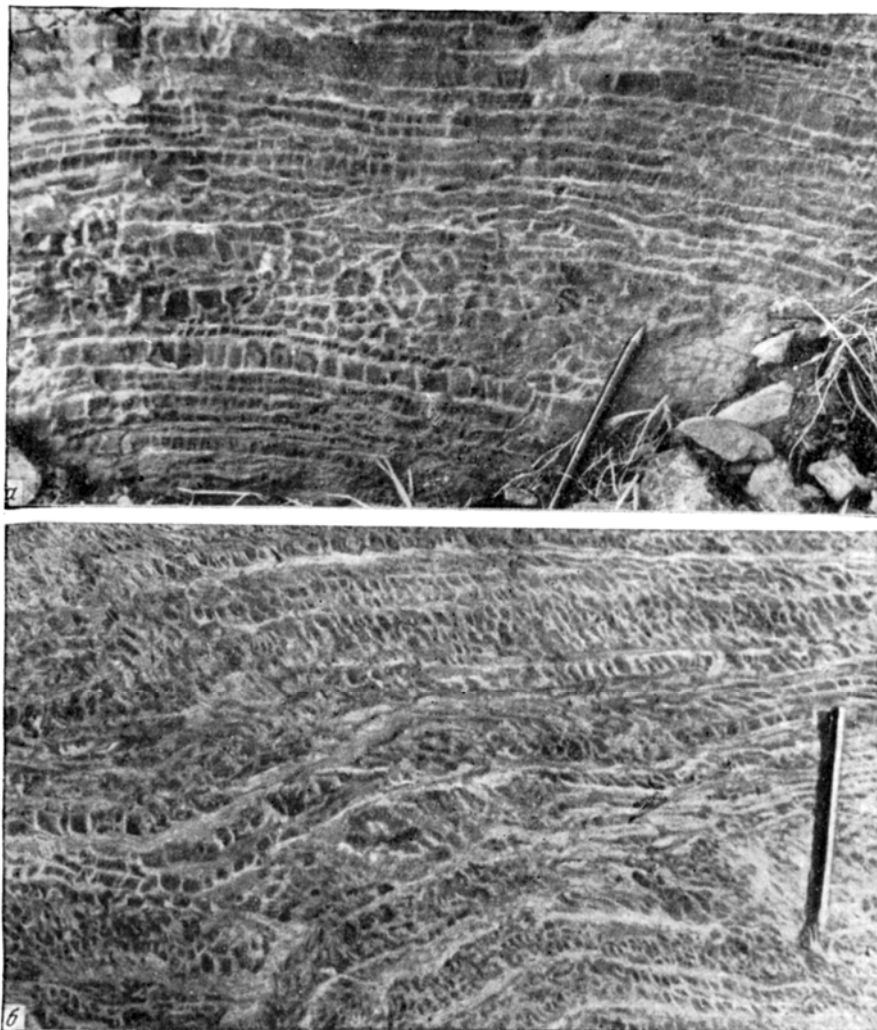
Кливаж преимущественно развит или в определенных прослоях (см. фиг. 63, д), или возле осевой поверхности и параллелен ей, благодаря чему он согласован с направлением опрокидывания складки (см. фиг. 63, в, д), или на участке, сравнительно слабо смятом в складки (см. фиг. 63, в). Изменения в расположении слоев в пространстве при переходе от одного крыла складки к другому гораздо больше, чем вариации элементов залегания кливажа. Возможно, что кливаж формировался несколько позже складок, когда они в основном уже приобрели наблюдаемую форму. Правда, в некоторых складках (см. фиг. 63, а) видно смещение слоев по поверхностям кливажа, но и в этих случаях необходимо допускать, что складка существовала до появления кливажа. Иначе нельзя объяснить различия в величине и направлении угла между кливажем и слоистостью.

Поскольку кливаж в этом месте имеет два разных направления (меридиональное простирание при падении на восток и северо-восточное простирание при падении на северо-запад) и смещения по поверхностям кливажа имеют сходство со смещениями по поверхностям скальвания, были предположительно построены оси напряжений, соответствующие этим двум плоскостям. Направление смещений было принято в соответствии с направлением опрокидывания складок в местах развития кливажа каждого направления. Ось наибольшего сжатия (σ_3) оказалась в итоге совпадающей с биссектрисой тупого угла. Это указывает на вероятность продолжения пластической деформации пород после зарождения кливажа. Оси напряжений наклонены примерно следующим образом: ось σ_1 50° на 200°; ось σ_2 40° на 15°; σ_3 5° на 105°. Иными словами, наибольшее сжатие было почти горизонтальным вдоль простирания слоев, наименьшее сжатие – примерно перпендикулярно простиранию и навстречу общему падению слоев. Такое расположение осей свойственно областям нагнетания. Значит кливаж позволил предположить такое же направление осей напряжений, какое вытекает из наличия и ориентировки мелкой дисгармоничной складчатости.

В крайнем юго-восточном выходе тонкослоистой пачки среди массивных известняков и конгломератов общее залегание слоев иное – они наклонены на северо-запад 285° под углом 70–90°. Это место относится к крупному коленаобразному изгибу простирания всех слоев. На всем участке кливаж имеет однообразное вертикальное залегание с северо-западным простиранием 300°, хотя развит он неравномерно по площади. В местах, где нет мелких складочек, видно, что слои, имеющие мощность в единицы сантиметров, разбиты частыми поперечными трещинками на кусочки, подобные кирпичикам. Многие трещины не переходят из слоя в слой, поэтому обнажение имеет вид кирпичной кладки (фиг. 64, а и фиг. 65, а, б, в).

Рядом с такими участками в непрерывных обнажениях видны килевидные дисгармоничные складки с сильным увеличением мощности слоев и с амплитудой до 3 м. Они осложнены более мелкими складочками. Здесь появляется кливаж, приуроченный к ядру и параллельный осевой поверхности складки. Кливаж выражается не только в форме частых трещин скальвания. Он является также результатом вращения и расплющивания отдельных кусочков слоев и их нагромождения подобно черепице (фиг. 64, б), некоторые кусочки приобретают при этом круглую форму. Обнажение перестает напоминать кирпичную кладку и становится похожим на конгломерат с расплющенными гальками.

Наконец, появляются и небольшие сдвиги длиной до 0,5 м, с волнистой S-образной формой поверхности. Они пересекают пачки слоев мощностью



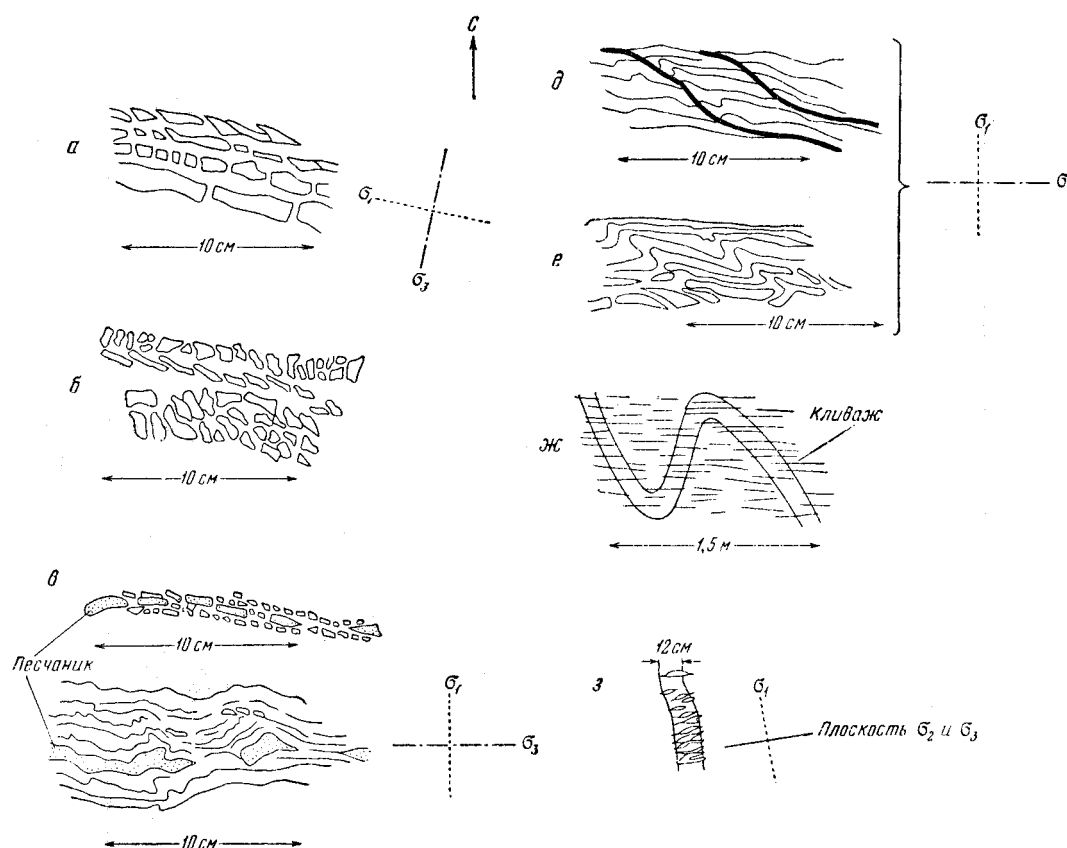
Фиг. 64. Трещины и кливаж в тонкослоистых известняках:
а – в слабо деформированных слоях; *б* – в сильно деформированных слоях

примерно 30 см. Во многих местах можно проследить небольшие слои и пачки, разорванные на отдельные куски и то отделенные один от другого, то нагроможденные в чешуи и участвующие в мелких складках. Многие складки имеют асимметричную форму (см. фиг. 65, *д*, *е*).

Приведенные факты показывают, что сначала слои находились в условиях области выжимания, были разорваны на части и в них развивался будинаж разного типа. Затем в некоторых местах создались условия области нагнетания и стали возникать складки и кливаж.

В той же внешней части Байджансайской синклинали в весьма тонкослоистых однородных черных известняках развит особенно интенсивный (частый) кливаж. В участках с прослоями известняков несколько иного состава и складками, кливаж, не изгибаясь, пересекает любые части мелких складок (см. фиг. 65, *ж*), сохраняя северо-западное простирание при вертикальном или крутом падении на юго-запад. В тонкослоистых серых известняках, образующих прослои или самостоятельные пачки среди черных известняков, часто встречаются группы почти горизонтальных трещин отрыва, создающих лестничную структуру (см. фиг. 65, *з*).

Таким образом, в юго-восточном углу Байджансайской синклинали основное значение в развитии мелких деформаций слоев, будинажа, кливажа и трещин играло сжатие в горизонтальном направлении, перпендикулярное к слоистости. Здесь преобладали условия выжимания, однако



Фиг 65. Примеры обнажений известняков в юго-восточной части Байджансайской синклинали:

а – ж – горизонтальные обнажения; з – вид пласта с лестничными жилами в вертикальном забое

местами, а также в некоторые моменты времени после выжимания, создавались условия для нагнетания и развития складок и несколько более позднего кливажа.

* * *

Следовательно, почти во всей Байджансайской синклинали по дополнительным складкам с горизонтальными шарнирами и трещинам можно восстановить лишь горизонтальное направление оси наибольшего сжатия (σ_3), ориентированной на северо-восток (юго-запад). Наибольшие деформации произошли при вертикальном положении оси наименьшего сжатия (σ_1). Только на юго-востоке в небольших изолированных участках наибольшее сжатие σ_3 было направлено горизонтально вдоль простирания Байджансайской синклинали на северо-запад. Эти участки (см. фиг. 56, б) находятся рядом с коленообразными изгибами простирания юго-западного крыла, создающими резкое ступенчатое сужение ядра синклинали. В суженных местах обнаружены признаки выжимания материала в горизонтальном направлении вдоль простирания слоев, а рядом с ними в начале расширений находятся участки нагнетания, где под действием горизонтальных усилий

происходило смятие материала в складки с вертикальными шарнирами.

Таким образом, совершенно ясно, что участки с необычным направлением осей напряжений и вертикальными шарнирами складок появились в результате выдавливания слоев из суженных частей синклинали в более широкие со смещением в горизонтальном направлении. Горизонтальные продольные (северо-западные) сжимающие усилия явились следствием обычных основных поперечных горизонтальных усилий. Более сложная деформированность юго-западного крыла по сравнению с северо-восточным (на юго-восточном окончании Байджансайской синклинали) позволяет предполагать, что активные усилия действовали с юго-запада на северо-восток, а не наоборот.

Производные продольные сжимающие усилия были направлены не вверх, а горизонтально на северо-запад. Это объясняется, вероятно, тем, что синклиналь имеет почти изоклинальную форму на современном уровне ее денудационного среза. Еще выше размытые сейчас крылья находились в слабопрокинутом состоянии и создавали сужение синклинали кверху. Видимо, материал встречал меньшее сопротивление при выдавливании горизонтально на северо-запад в более широкую центральную часть синклинали, чем при прохождении через предполагаемую узкую горловину наверху.

Дополнительная складчатость Байджансайской синклинали не может служить доказательством деформации сдвига в горизонтальном направлении вблизи от Главной каратауской зоны разрывов. Во-первых, здесь преобладают складки с горизонтальными шарнирами, параллельные этим разрывам, а не расположенные кулисообразно и наискось к ним. Во-вторых, складки с вертикальными шарнирами распространены лишь в небольших участках вдали от разрывов и поэтому их нельзя считать складками волочения. Их возникновение связано с местной причиной – неоднородностью горизонтального сжатия в северо-восточном направлении (вкрест простирания разрывов).

Дополнительная складчатость в Байджансайской синклинали целиком связана с действием продольных активных сжимающих усилий, т. е. направленных вдоль слоистости. Слои, образующие складки, деформированы различным образом. Одни из них не меняют свою мощность в пределах складки, мощность других сильно увеличивается около осевой поверхности складки. Величина дополнительных складок различна – амплитуда описанных выше складок меняется от единиц сантиметров до 500 м.

Везде вблизи складок были обнаружены признаки раздавливания слоев силами, перпендикулярными к ним, и вызванного этим перемещения материала по направлению напластования. Совместное присутствие чередующихся в пространстве и во времени областей выжимания и нагнетания позволяет рассматривать дополнительную складчатость как местное явление. Причины возникновения этой складчатости не имеют планетарного или регионального характера, а могут быть выяснены в непосредственной близости от мест развития складок.

Разрывы, связанные с дополнительными складками, разнообразны и преимущественно возникали вблизи от осевой поверхности. При горизонтальных шарнирах складок преобладают взбросы, при вертикальных – сдвиги. После возникновения разрывов продолжалось развитие пластических деформаций. Кливаж развивался неравномерно, возникая в первую очередь в отдельных пачках слоев и во внутренних частях дополнительных складок вблизи от осевой поверхности. По-видимому, кливаж возник после почти полного прекращения развития складок, накладываясь на складки как на однородно деформируемые участки.

На ряде примеров было установлено, что с течением времени направление осей напряжений в Байджансайской синклинали изменялось. При более позднем положении образовалось много мелких сдвигов северо-восточного

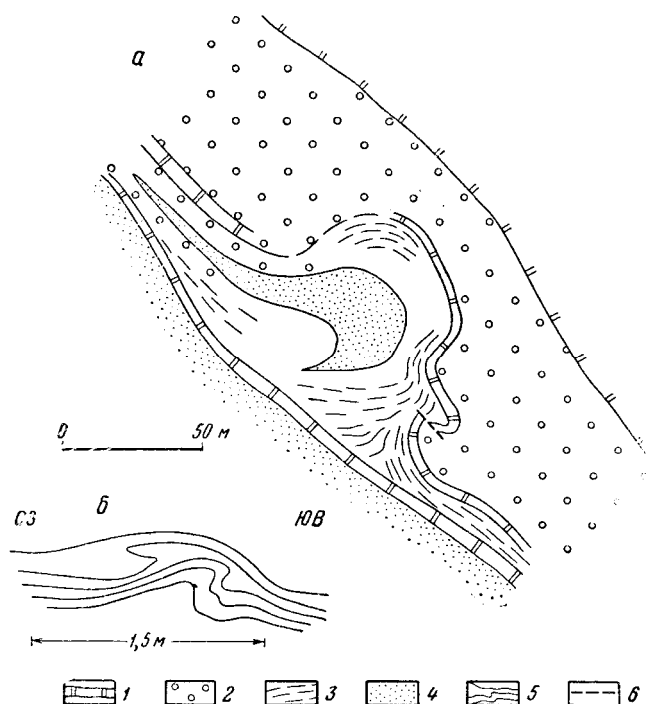
простираются. Однако ось наибольшего сжатия σ_3 в большей части синклинали сохраняла при этом горизонтальное положение и направленность на северо-восток. Причины изменений ориентировки осей напряжения будут рассмотрены в главе 41.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ НА КОКПАТАССКО-МЫНЧАБЫРСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Дополнительная складчатость развита главным образом на крыльях и своде Мынчабырской антиклинали, являющейся юго-восточной частью Кокпатасско-Мынчабырской антиклинали.

Северо-восточное крыло Мынчабырской антиклинали

Среди отложений дарбазинской фации фаменского яруса, пестрых по составу и обладающих различной слоистостью, на северо-восточном крыле Мынчабырской антиклинали (см. фиг. 49, участок II) было отмечено несколько складок. Одни из них имеют шарниры, параллельные общему простиранию



Фиг. 66. Дополнительные складки на северо-восточном крыле Мынчабырской антиклинали с шарнирами, параллельными общему падению слоев:

a – в фаменских отложениях; *b* – в нижнетурнейских известняках; 1 – пласты известково-доломитовых пород; 2 – массивные и слабослоистые известняково-доломитовые конгломераты; 3 – тонкослоистые известняки с глинистыми прослоями; 4 – глинистые алевролиты и мелкозернистые песчаники; 5 – известняки; 6 – разрыв

слоев, а шарниры других параллельны линии общего падения слоев. Поскольку слои наклонены под углом 40–60°, последние складки нельзя называть складками с вертикальными шарнирами. Однако в принципе они не отличаются от складок с вертикальными шарнирами.

Наиболее крупная из таких складок с амплитудой около 50 м изображена в плане на фиг. 66, *a*. Мощность тонкослоистых пород в пределах этой

складки резко увеличена. Западнее складки они фациально замещаются на слабослоистые.

Другая крупная дополнительная складка выявлена буровыми скважинами. В ней, по-видимому, в пределах замка произошло отделение слоев от соседних с ними, так как образовалась седловидная залежь руд гидротермального происхождения. Изменение мощностей слоев выражено в этой складке слабее, чем в предыдущей.

Все изученные складки дисгармоничны – в нижележащие массивные тюлькубасские песчаники и конгломераты, а также в залегающие выше массивные узунтасские известняки складки не распространяются. В тонкослоистых пачках, редко встречающихся внутри узунтасских известняков, иногда можно видеть отдельные небольшие складочки с резким увеличением мощности слоев. Амплитуда таких явно дисгармоничных складочек меньше 1 м (см. фиг. 6б, б).

На значительном расстоянии от оси Мынчабырской антиклинали северо-восточнее массивных узунтасских известняков в ядре Айлимбайской синклинали залегают тонкослоистые известковистые алевролиты с отдельными прослоями известняков и известковистых печаников. В них развита дисгармоничная дополнительная складчатость с горизонтальными шарнирами. Плохая обнаженность данного участка (задернованная поверхность пласта) не позволила изучить эти складки.

Юго-восточное периклинальное окончание Мынчабырской антиклинали

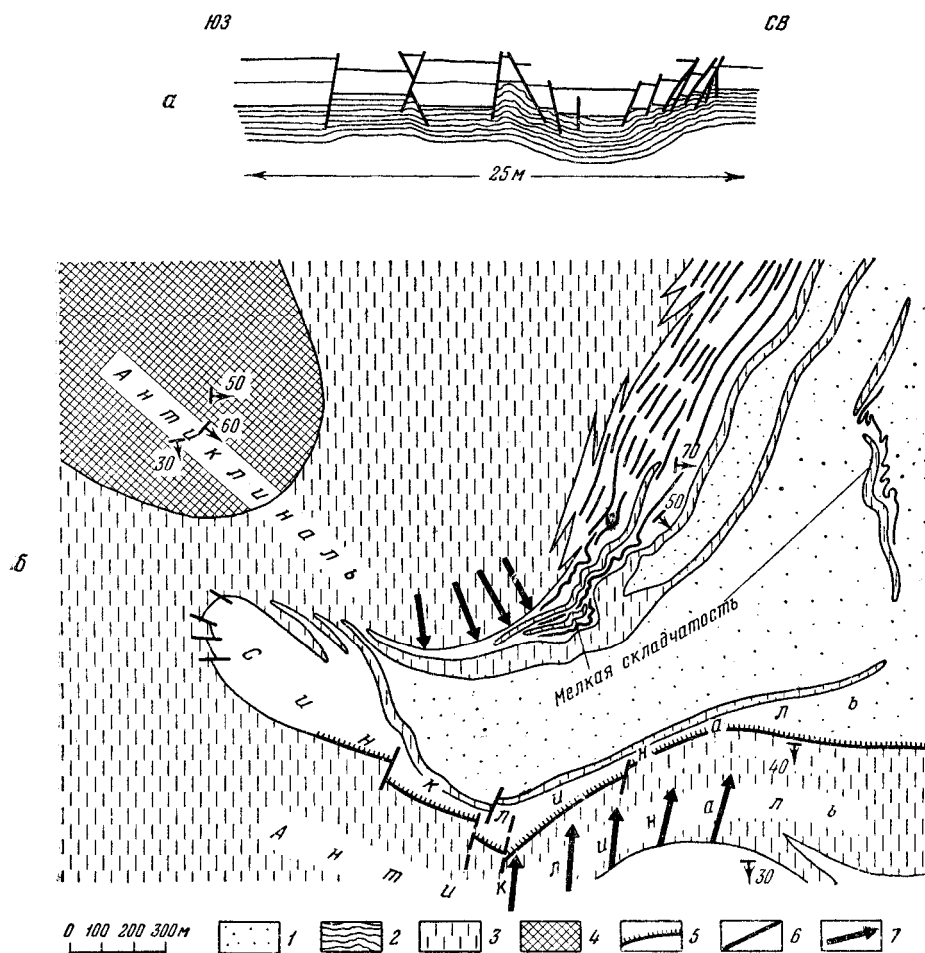
В слоистой толще дарбазинской фации фаменского яруса на юго-восточном окончании Мынчабырской антиклинали (см. фиг. 49, участок III) хорошо видны сбросы амплитудой по несколько метров, рассекающие толстослоистую пачку известняков. Так создается чередование горстов и грабенов. В нижележащую тонкослоистую пачку разрывы проходят не далеко. Поэтому тонкослоистая пачка увеличивает свою мощность в местах горстов и уменьшает под грабенами (фиг. 67, а). Огибая горсты и грабены, тонкослоистая пачка образует пологие складки. В местах увеличения мощности видны также небольшие дополнительные складочки, связанные с нагнетанием материала в процессе увеличения мощности тонкослоистой пачки.

В более внешней части юго-восточного периклинального окончания Мынчабырской антиклинали в верховьях Терексая на небольшом участке развита интенсивная дополнительная складчатость с шарнирами, параллельными направлению общего падения под углом 50° на юго-восток. Амплитуда складок около 10 м. Складки образовались внутри пачки тонкослоистых песчаных известняков, которые выклиниваются по направлению к юго-западу и резко увеличиваются в мощности (за счет фациальных замещений) к северо-востоку. Появление этих складок, вероятно, связано с отжиманием тонкослоистой пачки от осевой части Мынчабырской антиклинали в сторону ее крыла (см. фиг. 67, б). Обоснование этого предположения будет дано в следующей главе.

Восточнее вышеописанного участка внутри Айлимбайской синклинали в тонкослоистых карбонатных и терригенных породах верхнетурнейской ашасайской фации было отмечено несколько небольших складок с почти вертикальными шарнирами.

Юго-западное крыло Мынчабырской антиклинали

На крыле антиклинали около крутозалегающих массивных узунтасских известняков, рассеченных крупными взбросами, имеется несколько явно дисгармоничных складок с горизонтальными шарнирами. Их амплитуда порядка 10–50 м. Образовались они в тонкослоистых известняково-глинистых породах ашасайской фации.



Фиг. 67. Мелкая складчатость на юго-восточном периклинальном окончании Мынчабырской антиклинали:

a – вертикальное обнажение во внутренней части периклинали, сложенной фаменскими отложениями (слои имеют Пд 35–150 \angle 30–50°); *б* – карта внешней части периклинали, сложенной турнейскими отложениями. 1 – тонкослоистые известняки и песчаники; 2 – тонкослоистые песчаные известняки; 3 – массивные известняки; 4 – доломиты и известняки; 5 – взброс; 6 – сдвиг; 7 – предполагаемое давление

Таким образом, дополнительная складчатость Мынчабырской антиклинали явно приурочена к пачкам с самой тонкой слоистостью. Складки появились в них в первую очередь в участках с фациальными замещениями и с наиболее напряженной тектоникой. Среди складок преобладают такие, у которых шарниры параллельны или общему простиранию, или линии общего падения слоев. Образование этих складок объясняется некоторой неравномерностью сжатия слоев, при которой материал выдавливался вдоль слоистости преимущественно в одном направлении – вдоль простирания (возникали складки с вертикальными шарнирами) или по падению или восстанию слоев (появлялись складки с горизонтальными шарнирами).

При смятии слоев в складки в одних случаях мощность слоев сильно увеличивалась, а в других изменялась незначительно и, возможно, происходило отделение одних слоев от других с образованием седловидной полости. Такое предположение высказывается по аналогии с общими условиями складкообразования в Байджансайской синклинали, так как плохая обнаженность не позволила обосновать его на данном участке.



Фиг. 68. Схематизированная геологическая карта Акбетско-Чаянского водораздела (составил М. В. Гзовский, 1952 г.)

1 – верхнее турне; 2 – нижнее турне; 3 – верхняя часть нижнего турне; 4 – средняя часть нижнего турне; 5 – нижняя часть нижнего турне; 6 – фамен; 7 – нижний палеозой; 8 – линии профилей, приведенных на фиг. 36, часть II; 9 – прослеженные в поле выходы опорных пластов; 10 – стратиграфические границы при постепенном литологическом переходе; 11 – стратиграфические границы при резком литологическом переходе; 12 – тектонические разрывы; 13 – тектонические разрывы с измеренными элементами залегания их поверхностей; 14 – элементы нормального залегания слоев; 15 – элементы перевернутого залегания слоев; 16 – простирание слоев, залегающих вертикально; 17 – горизонтальное залегание слоев

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ ВНУТРИ ДЕГРИЗСКО-КОКСАЙСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

Дополнительная складчатость внутри Дегризско-Коксайской синклинали распространена весьма неравномерно. На крайнем северо-западе синклиналь осложнена несколькими крупными разрывами, которые сильно затрудняют изучение дополнительных складок. Дополнительная складчатость наиболее интенсивна и разнообразна в средней (по простиранию) части Коксайской синклинали. Крупных разрывов здесь нет. По площади развития дополнительной складчатости эта область наиболее крупная во всем Байджансайском районе (см. фиг. 49, участок V).

Средняя часть Коксайской синклинали

Морфология складок. Основу структуры рассматриваемой части Коксайской синклинали составляет Джамантасская антиклиналь и расположенная юго-западнее нее синклиналь.

Джамантасская антиклиналь характеризуется следующими особенностями:

1. Ось складки не параллельна юго-восточному простиранию крыльев Коксайской синклинали, а направлена несколько наискось, почти широтно.

2. Внутренняя часть антиклинали прямая, почти изоклиальная и не осложнена дополнительной складчатостью (см. фото фиг. 37 во второй части работы). Она сложена среднеслоистыми, реже толстослоистыми известняками и доломитами фаменского и нижнетурнейского возраста. Амплитуда складки в этих отложениях больше 300 м (очевидно более 500 м) при мощности слоев почти 1 м, реже несколько метров.

3. Северо-восточное крыло Джамантасской антиклинали очень слабо осложнено дополнительными складками, оно погружается на северо-восток с почти моноклиальным залеганием даже в тонкослоистых отложениях ашасайской фации верхнего турне (фиг. 68). На этом крыле трещиноватость простая, часто в виде сетки трещин скалывания по двум преимущественным направлениям почти нормальным к слоистости. На фиг. 69, а приведено типичное обнажение, указывающее, что наибольшее сжатие было направлено наклонно вдоль пласта. Весьма редко можно встретить слои, подвергшиеся разлинзованию (см. фиг. 69, б). Рядом с участками разлинзования обнаружено несколько небольших дисгармоничных складок.

4. Юго-западное крыло антиклинали, а также находящаяся юго-западнее нее синклиналь, осложнены весьма интенсивной складчатостью различной величины, развитой в средне- и тонкослоистых карбонатных отложениях коксайской фации нижнего турне. Эта складчатость наблюдается и в тонкослоистых карбонатных породах с терригенной примесью, слагающих ашасайскую фацию верхнего турне. Частично складчатость захватывает и юго-восточное окончание Джамантасской антиклинали, где ее шарнир наклонен на восток-северо-восток 80° под углом около 50° . Такое положение шарнира было получено построением по элементам залегания крыльев на периклиальном окончании складки (фиг. 70).

Дальнейшее описание относится к указанной области развития интенсивной мелкой складчатости, которая изображена на карте (см. фиг. 68), полученной путем детального картирования с прослеживанием отдельных слоев вдоль простирания их выходов (в разрезе в общем виде эта складчатость показана на фиг. 36, б, в из второй части данной работы). Схематическая карта передает общий характер складчатости и ее распределение в пространстве, но в деталях она местами искажает морфологию структуры, так как рельеф местности здесь весьма неровный. Глубина разветвленных ущелий соизмерима с амплитудой многих складок или больше них. Поэтому



Фиг. 69. Трещины скалывания на поверхности слоя (а) и будинаж (б) в тонкослоистых алевритистых известняках нижнего турне (северо-восточное крыло Джамантасской антиклинали)

форма некоторых выходов существенно зависит не только от морфологии складок, но и от рельефа. Всю описываемую область можно разделить на четыре зоны.

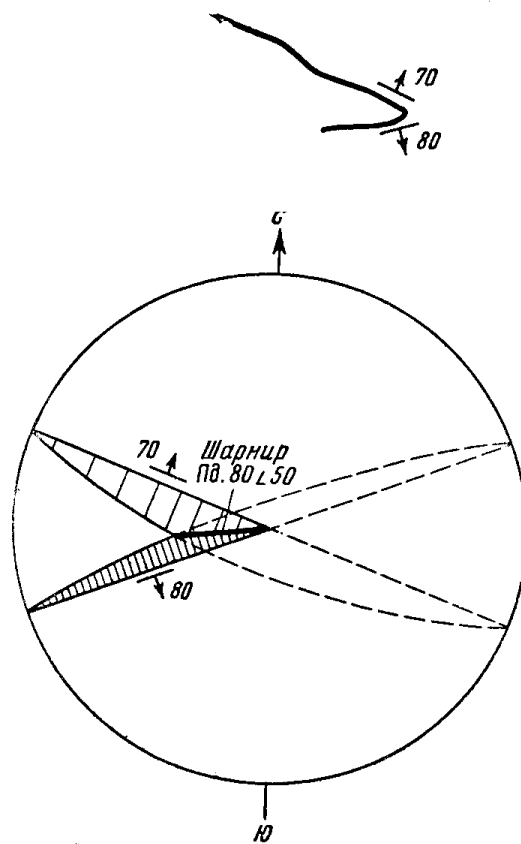
Первая зона соответствует ядру Джамантасской антиклинали и узкой крайней юго-западной части северо-восточного крыла Коксайской синклинали. В ней обнажены фаменские однородные известняки и доломиты, дополнительная складчатость развита слабо.

Вторая зона охватывает юго-западное крыло Джамантасской антиклинали, сложенное главным образом тонкослоистыми известняками коксайской фации нижнего турне. Здесь преимущественно развиты стулообразные складки с амплитудой в единицы, реже в десятки метров. Залегание слоев чаще всего вертикальное или горизонтальное, на фоне которого развиты еще более мелкие складки сложной формы.

В участках общего вертикального залегания слоев складки имеют форму лежащих по отношению к слоистости. Они резко дисгармоничны и захватывают лишь небольшие пачки слоев, мощность которых в пределах складки сильно увеличена (в 2–3 раза). Такие утолщения слоев видны как в вертикальных (фиг. 71, а, б), так и в горизонтальных обнажениях. В некоторых случаях, наблюдая несколько утолщений слоев, расположенных на более или менее одинаковом расстоянии одно от другого, трудно бывает отличить их от будинажа (см. фиг. 71, б).

На участках с почти горизонтальным общим залеганием слоев складки развиты интенсивнее; они здесь крупнее. В их крыльях местами видна отчетливая структура будинажа, но иногда и здесь бывает трудно определить, что это – будинаж (периодическое утонение слоев) или серия складок (периодическое утолщение слоев).

Форма большинства складок сложная: от слоя к слою она меняется как из-за изменений мощности, так и вследствие появления еще более мелких дополнительных складочек. Замки многих складок имеют острую форму, тогда как крылья их почти плоские со слабой кривизной. Острота складок часто возрастает к выпуклой стороне образуемого ими искривления слоев. Это связано с увеличением мощности всех слоев возле осевой поверхности складки. Вблизи замка крупной складки часто возникают дополнительные, более мелкие складочки следующего порядка. Многие из них продолжают одно из крыльев более крупной складки, создавая как бы «наконечники» на замке, напоминающие шпору (см. фиг. 71, а, в, г; фиг. 72, в, е, ж). У других складок такое усложнение замка имеет в поперечном сечении ланцетовидную форму наконечника копья (см. фиг. 72, а). В некоторых складках четко видно, что увеличенная мощность имеет место не в замке складки, а в крыльях определенного направления. Крылья другого направления в ряде соседних складок имеют уменьшенную мощность (см. фиг. 71, в, г, д).



Фиг. 70. Определение наклона шарнира складки по элементам залегания ее крыльев

Изредка попадаются складки с незначительным изменением мощности слоев. Они имеют почти плоские крылья и острые замки, похожие на «переломы» слоев. Одна такая шарнирная антиклиналь показана в середине фиг. 72, а. В соседней с ней складке мощность тех же слоев резко увеличена. Разрывы, осложняющие складки, невелики и встречаются редко. При их формировании происходило перемещение крыла в сторону замка складки (см. фиг. 72, б, ж). Кливажа не наблюдалось.

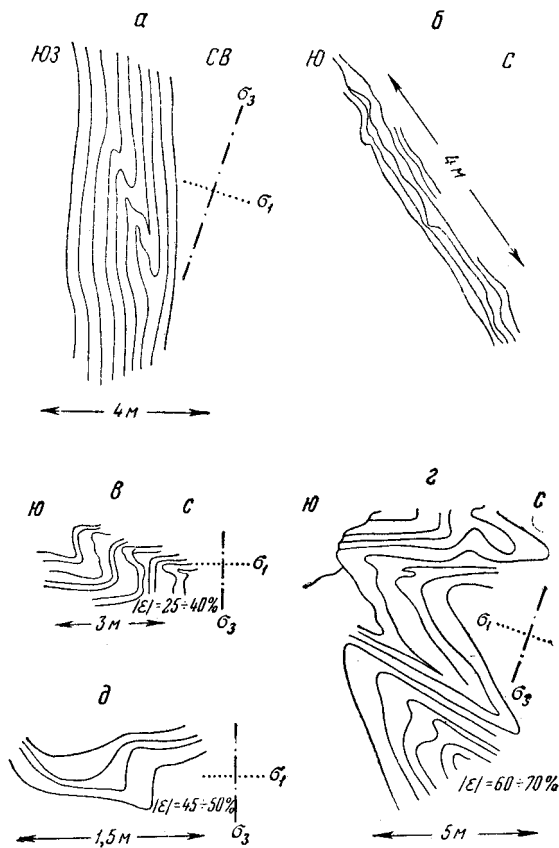
Третья зона занимает восточную, более широкую (по сравнению с западной) часть синклинали, отделяющей Джамантасскую антиклиналь от

находящейся юго-западнее Булакбетской антиклинали второго порядка. Синклиналь сложена средне- и тонкослоистыми известняками, алевроитистыми и глинистыми известняками, с прослоями мергелей и известковистых песчаников. Складки здесь имеют амплитуду от миллиметров до нескольких десятков метров. Шарниры многих складок наклонены на северо-восток и юго-восток по азимуту $80-150^\circ$ под углом $30-50^\circ$, реже угол наклона шарнира приближается к 90° . Таким образом, можно отметить согласованность наклонов шарниров мелких складок с наклоном шарнира юго-восточного окончания Джамантасской антиклинали.

Форма складок в третьей зоне несколько проще, чем во второй. В среднеслоистых пачках складки имеют амплитуду в десятки или единицы метров и простую форму синусоиды с незначительным увеличением мощности в замках, или шарнирную форму (фиг. 73, а).

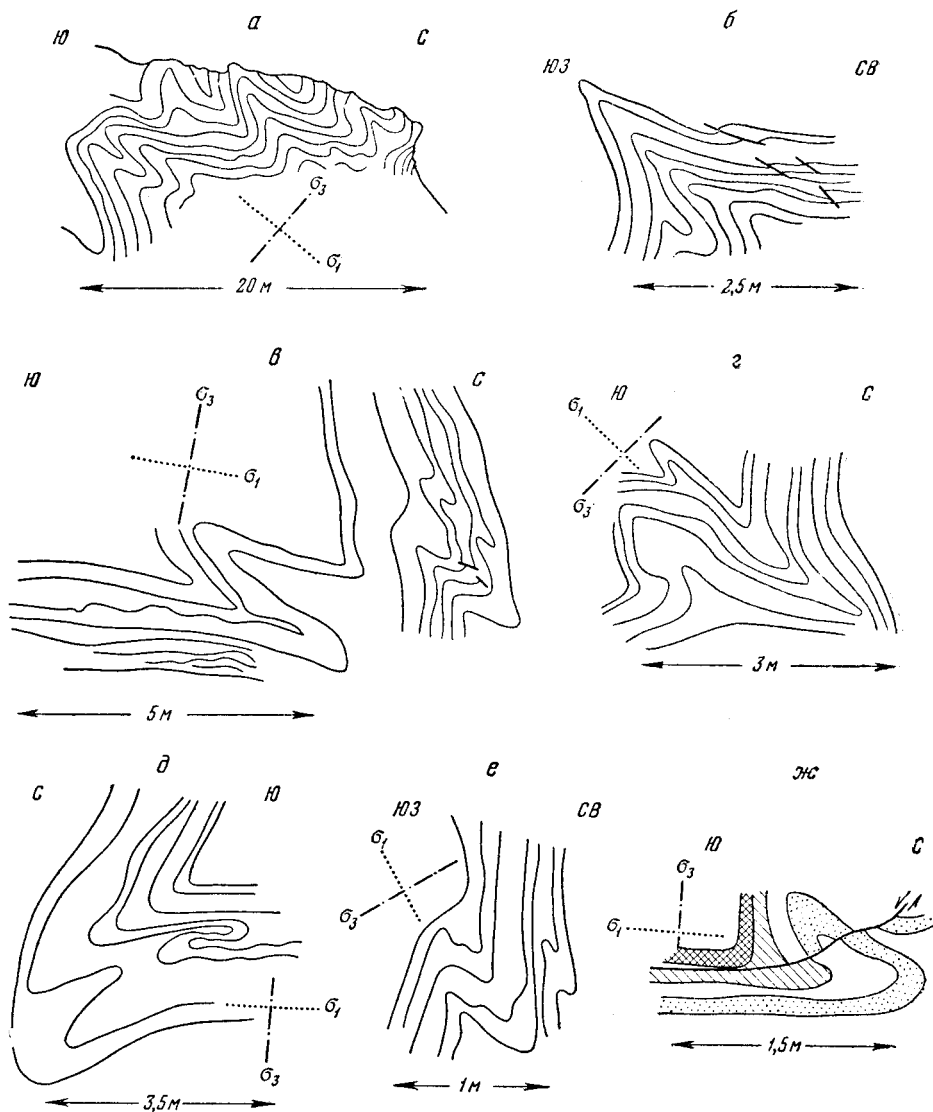
В тонкослоистых пачках видны более мелкие складки с амплитудой в дециметры и резкими изменениями

мощности слоев, которые преимущественно встречаются около осевой поверхности (см. фиг. 73, б, в; 74, а, б, в). На крыльях нескольких складок еще более мелкие складочки имеют в сечении форму клюва или зуба акулы — они острые с однообразно искривленными осевыми поверхностями (см. фиг. 74, г). Такое направление искривлений могло возникнуть при скольжении вышележащей среднеслоистой пачки в сторону замка более крупной складки. Данная форма, может быть, является результатом волочения мелких складочек соседними слоями. Часто встречаются изолированные небольшие складки амплитудой 2 м и менее. Обычно они образованы в результате местного увеличения мощности в 2-3 раза в нескольких соседних слоях (фиг. 75, а, б, в, г, д). Форма таких складок в одних слоях килевидная с острым замком и вогнутыми крыльями, в других — напоминает синусоиду.



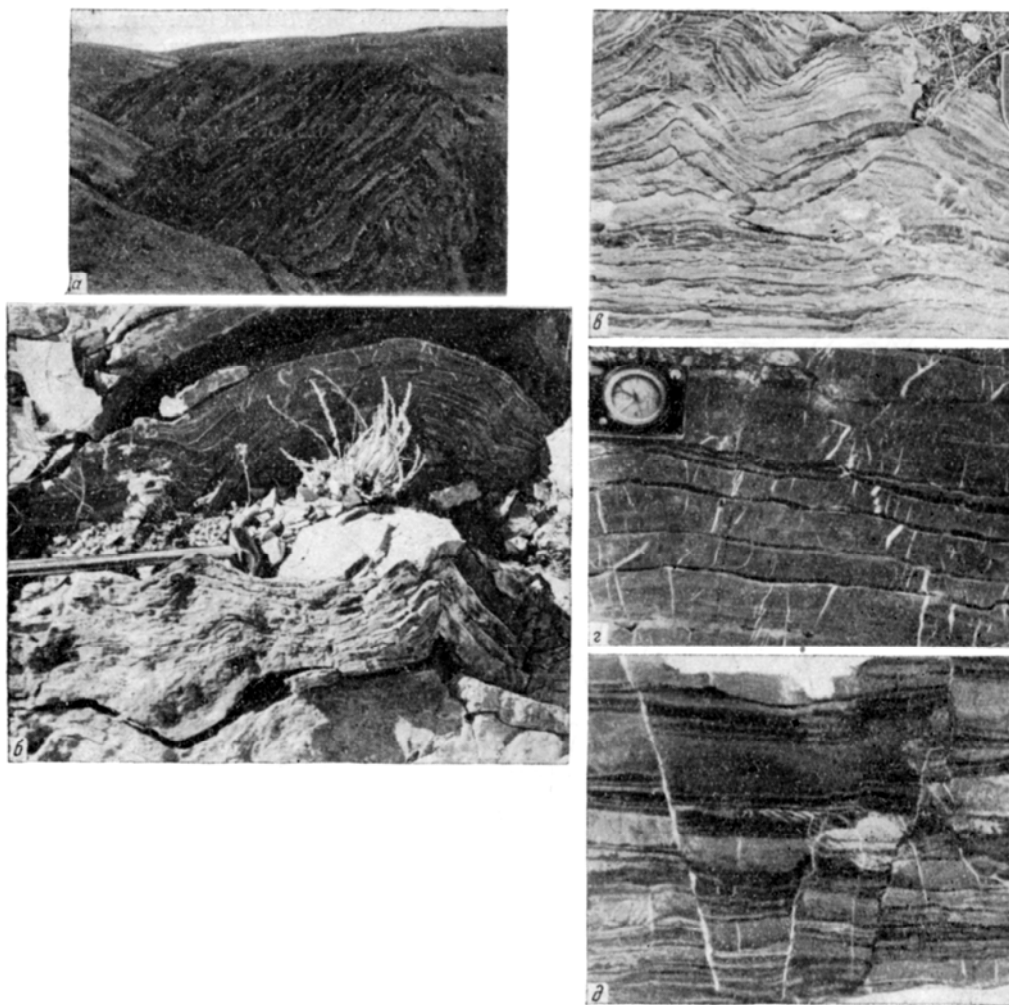
Фиг. 71. Примеры складок внутренней части юго-западного крыла Джамантасской антиклинали (вертикальные обнажения) и их интерпретация. Пояснения в тексте

В тех же слоях, на одном из участков наблюдался будинаж (см. фиг.75, е). Следовательно, здесь сжатие, перпендикулярное слоистости, было наибольшим, и слои увеличили свою длину. В соседнем участке произошло увеличение мощности, создавшее залегание слоев в виде складки. Таким образом, для одной из складок выясняется не только, как она образовалась, но и, почему она образовалась.



Фиг. 72. Примеры складок внешней части юго-западного крыла Джамантасской антиклинали (вертикальные обнажения) и их интерпретация. Пояснения в тексте

Реже встречаются складки существенно иного типа, в пределах которых мощность слоев почти постоянна (фиг. 76, а, складка Л). Крылья их плоские, замки узкие, острые. На фиг. 76, б изображена другая разновидность таких складок с почти постоянной кривизной крыльев и замка. Подобные складки близки к цилиндрическим параллельным и возникали рядом с обычными для данной зоны складками с резкими увеличениями мощности слоев.



Фиг. 73. Фотографии дополнительных складок и трещин в Джамантасской антиклинали (вертикальные обнажения). Пояснения в тексте

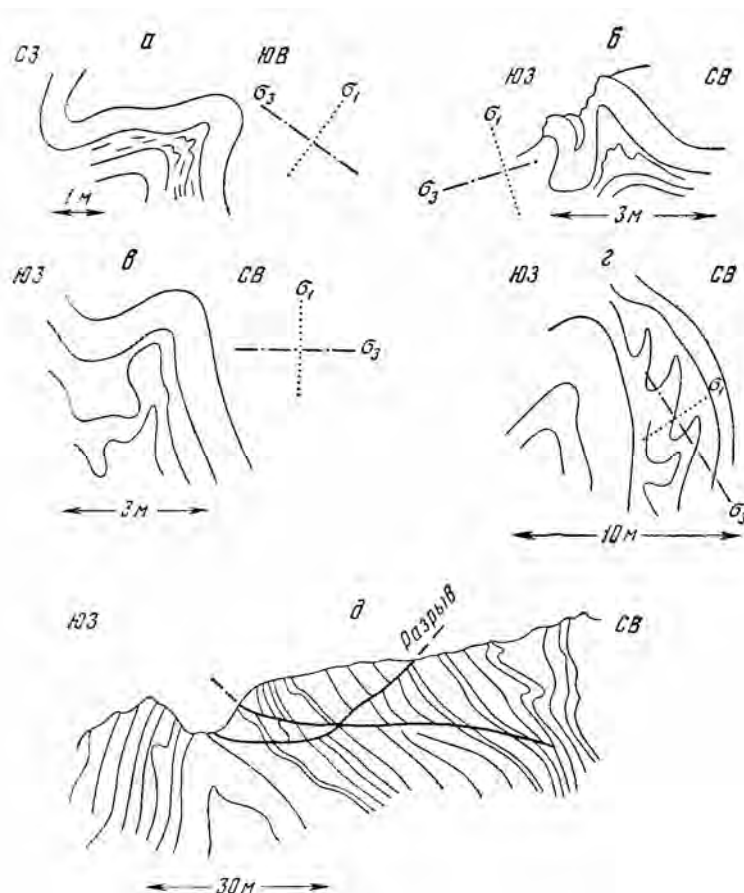
Поскольку складки двух противоположных типов бывают рядом в одних и тех же слоях (см. фиг. 73, б), следует считать, что появление деформации одного или другого типа может определяться не только свойствами материала, но и чем-то другим, вероятно, особенностями внешнего силового воздействия на слой.

На фиг. 73, б один и тот же слоистый пласт (расположенный на фигуре под молотком) образовал две складки: одну с сильным увеличением мощности, другую – без заметного увеличения мощности. Однако первая складка находится под крылом более крупной антиклинали в вышележащих слоях, а вторая – под самым сводом крупной антиклинали. Возможно, под сводом антиклинали давление на пласт было меньше, чем под крылом антиклинали, и этим объясняется различие двух соседних складок.

Изредка встречаются складки типа лежачих. В подвернутом крыле такой складки (см. фиг. 76, в) слои на первый взгляд залегают спокойно и параллельно. Однако при внимательном рассмотрении в них видно много незначительных раздувов, уменьшений мощностей и почти совпадающих со слоистостью небольших разрывов, создающих чешуйчатую структуру (фиг. 77).

Принципиальное значение имеют редко наблюдавшиеся складки со значительным изменением морфологии при переходе от одних слоев к дру-

гим. На фиг. 73, в приведен пример дисгармоничной складки: килевидной в нижних слоях, коробчатой в средних и близкой к цилиндрической, или синусоидальной, в верхних слоях (последняя на фото не видна).



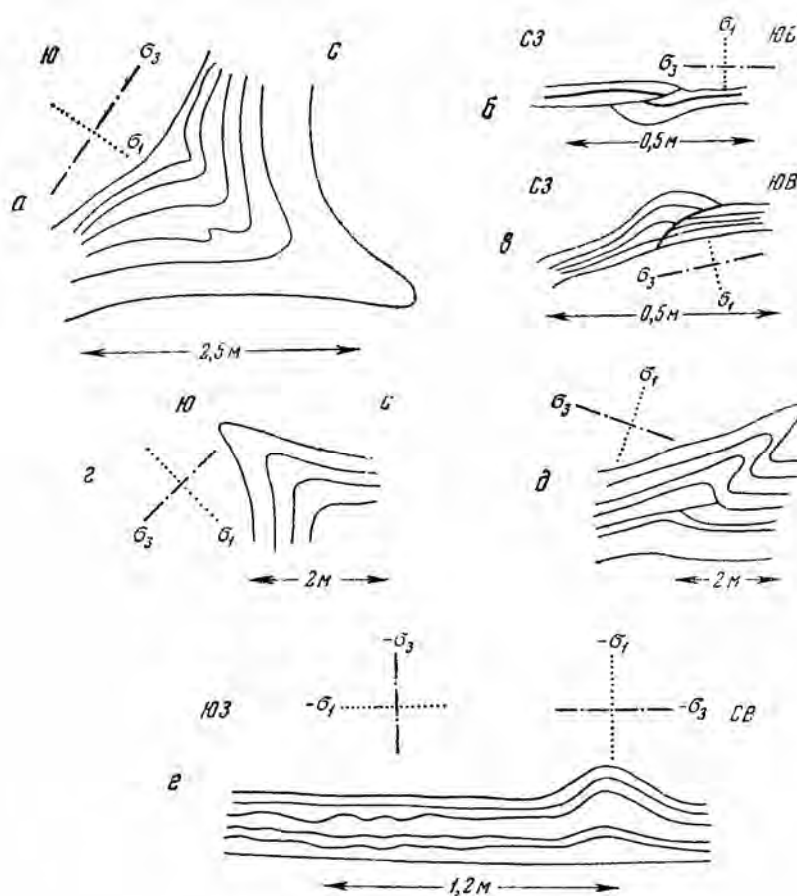
Фиг. 74. Примеры дополнительных складок в широкой части синклинали (вертикальные обнажения) и их интерпретация. Пояснения в тексте

Явление скольжения соседних слоев один относительно другого параллельно слоистости несомненно имело место при развитии описываемых складок. Это подтверждается тем, что мелкие карбонатные жилки, рассекающие несколько слоев, нередко бывают смещенными по поверхностям наложения (см. фиг. 73, а). Местами были встречены лишённые складок участки с трещиноватостью, указывающей на более сильное (по сравнению с другими направлениями) сжатие слоев перпендикулярно слоистости (см. фиг. 73, д). По-видимому, выжимание слоев из таких участков было причиной возникновения находящихся рядом с ними складок.

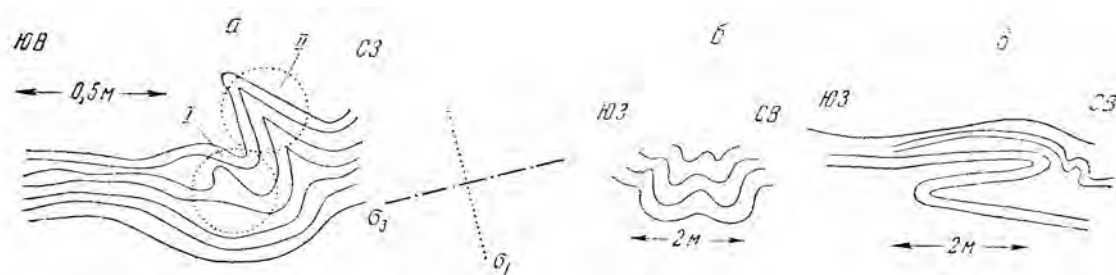
Мелкие разрывы, сопровождающие складки, хорошо согласуются с представлением о направлении оси наибольшего сжатия вдоль слоистости (в местах образования сколов). Форма этих разрывов часто бывает кривой, а не плоской (см. фиг. 75, б, в).

Разрывы в третьей зоне развиты весьма слабо. Были отмечены лишь единичные взбросы с амплитудой несколько метров, круто наклоненные на юго-запад 230° под углом $75-80^\circ$ и на северо-восток 60° под углом 70° . В одной антиклинали были зафиксированы пологие разрывы волнистой формы (см. фиг. 74, д). Кливаж в данной зоне не наблюдался.

Четвертая зона выделена на западе синклинали, расположенной юго-западнее Джамантасской антиклинали, где ширина данной синклинали почти в 2 раза меньше, чем на востоке, в третьей зоне. В прекрасно обнаженном ядре синклинали видно несколько пачек нижнетурнейских тонкослоистых алевролитистых известняков, между которыми залегают обогащенные глинистым материалом тонкослоистые известняки, мергели и известковистые алевролиты с тонкой и весьма тонкой слоистостью.

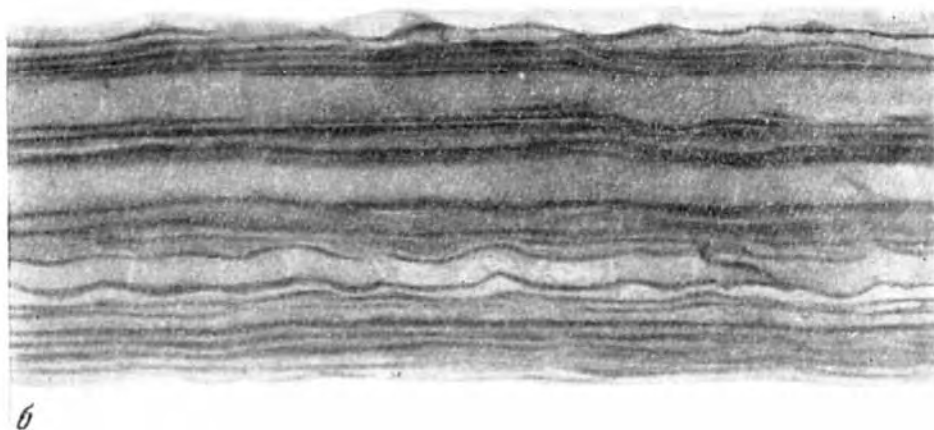
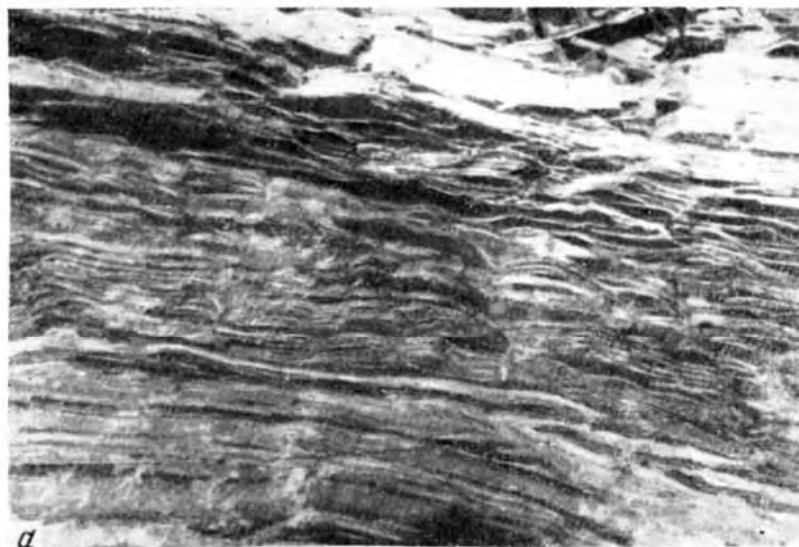


Фиг. 75. Примеры складок с сильным изменением мощности слоев и их интерпретация
а, г, е – вертикальные обнажения; б, в, д – горизонтальные обнажения



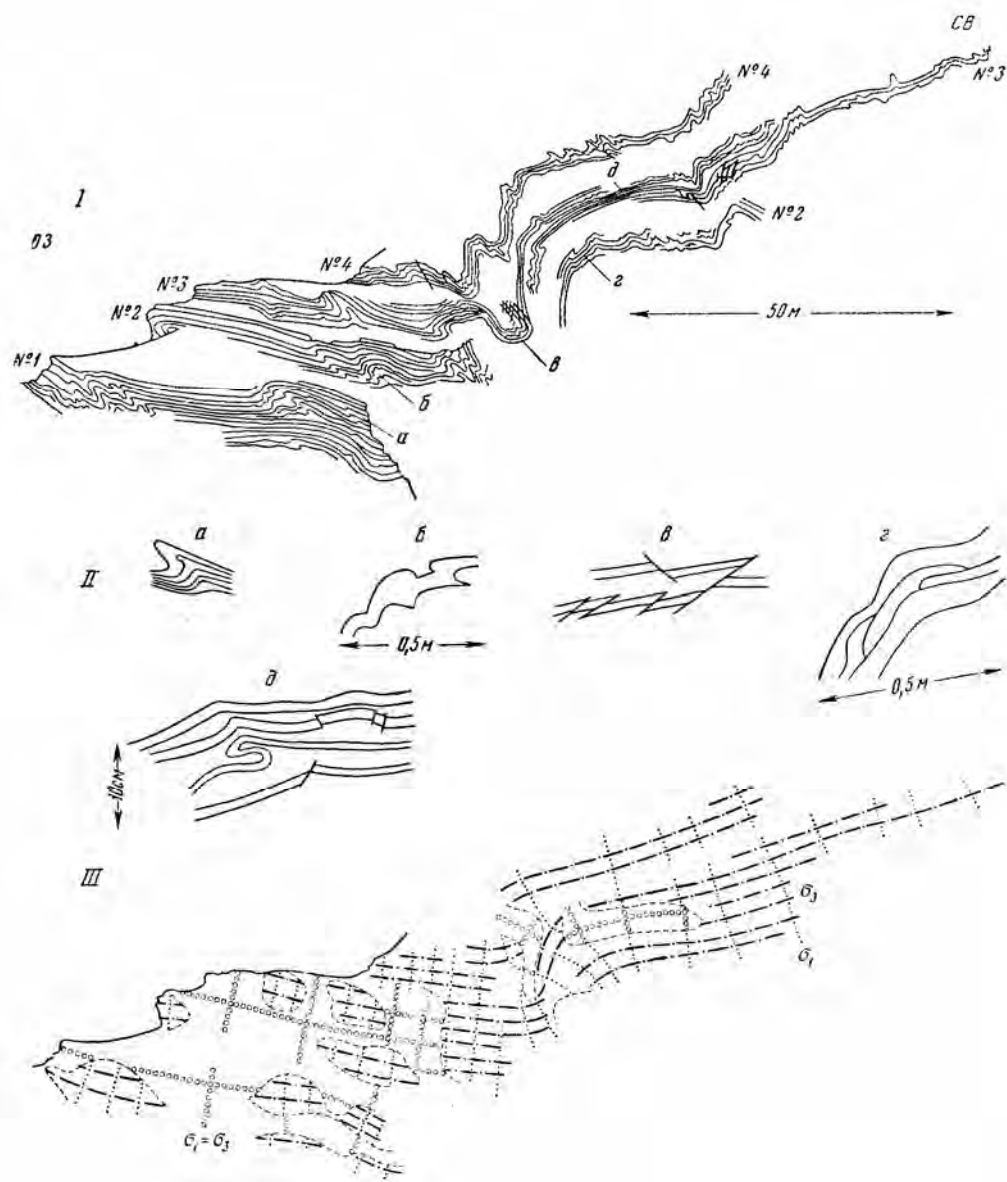
Фиг. 76. Примеры складок со слабым изменением мощности слоев (вертикальные обнажения) и их интерпретация

I – складка продольного расплющивания; II – складка продольного изгиба



Фиг. 77. Мелкие дополнительные складки
 а – лежащие складки, осложненные разрывами; б – прямые складки

На фиг. 78 приведена детальная зарисовка выхода четырех пачек, обозначенных номерами. Каждая пачка в целом образует довольно редкие и не особенно интенсивные складки амплитудой 5–10 м. Мощность других пачек, залегающих в промежутках между обозначенными номерами, сильно изменяется, создавая раздувы и пережимы, напоминающие будинаж. Это особенно хорошо видно между пачками № 3 и № 4. Внутри «номерных» пачек видно чередование участков, не осложненных еще более мелкими складочками, и участков, заполненных группами мелких складочек с амплитудой порядка дециметров и сантиметров. Последние участки являются местами увеличения мощности пачки в целом. Важно обратить внимание на то, что такие сильно деформированные участки во многих случаях располагаются рядом со слабо смятыми участками в соседних слоях. Поэтому во всей слоистой толще в целом создается не очень четко выраженный шахматный порядок распределения участков наиболее интенсивного смятия. Шарниры всех упо-



Фиг. 78. Дополнительная складчатость в ядре синклинали:

I – вертикальное обнажение; II – увеличенные детали обнажения; III – интерпретация (в участках равномерного всестороннего сжатия $\sigma_1 = \sigma_3$)

мянутых складок очень полого наклонены на юго-восток параллельно шарниру осложненной ими синклинали.

Форма мелких складочек такая же, как и в предыдущих зонах – здесь преобладают складки с сильным увеличением мощности слоев около их осевых поверхностей. Многие раздувы мощности создают антиклиналь по кровле и синклиналь по подошве пласта. Видны шарнирные и синусоидальные складки. У ряда складок около шарнира расположены такие же шпорообразные осложнения, как и описанные во второй зоне. Таким образом, складчатость четвертой зоны, осложняющая общее пологое залегание слоев, имеет много общего со складчатостью второй зоны, но отли-

чается меньшей амплитудой складок и отсутствием стулообразных форм.

Разрывы немногочисленные, мелкие – захватывают один-три слоя и чаще всего создают чешуйчатую структуру. Трещины сбросового характера, будинаж и другие признаки сжатия перпендикулярного слоистости имеют совсем небольшое распространение. Кливажа здесь нет.

Подводя итог описанию морфологии дополнительной складчатости на юго-западном крыле Джамантасской антиклинали и в соседней с ней синклинали, можно отметить:

1) наименьшую дислоцированность первой зоны, образованной однородными средне- и тонкослоистыми доломитами и известняками, залегающими вертикально в ядре крупной Джамантасской антиклинали;

2) большую дислоцированность третьей зоны, образованной переслаиванием средне- и тонкослоистых карбонатных пород с разным количеством примеси терригенного материала, расположенной в широкой части синклинали. При некрутом общем синклинальном залегании слоев складки многочисленны, они имеют различную амплитуду (от десятков метров до единиц миллиметров) и разную морфологию при преобладании простых форм;

3) наиболее сильную деформированность второй и четвертой зон, в которых складки имеют самые сложные формы и где складки с небольшой амплитудой (менее 10 м) преобладают над более крупными. Вторая зона сложена однородными тонкослоистыми карбонатными породами и находится во внешней части вертикального крыла Джамантасской антиклинали, четвертая зона отличается от нее своим расположением внутри синклинали и более разнообразным составом тонкослоистых отложений.

Сопоставление первой зоны со второй позволяет говорить об усилении складчатости в однородных толщах по мере уменьшения мощности отдельных слоев. Сравнение третьей и четвертой зон показывает, что по мере уменьшения ширины синклинали дополнительная складчатость внутри нее становится более сложной по форме и меньшей амплитуды. При переходе от второй к четвертой зоне изменяются и общая структурная позиция и состав отложений, но дополнительная складчатость изменяется не очень сильно.

Физические условия возникновения складок. Несмотря на большие различия в морфологии описанных разновидностей складок, их можно разделить на три последовательные группы, отражающие определенную эволюцию формы.

1. Наиболее простыми и часто встречающимися являются складки – раздувы мощности. Одни образуют выпуклость на поверхности пласта как со стороны подошвы, так и со стороны кровли (см. фиг. 73, б), другие создают выпуклости лишь с какой-нибудь одной стороны (см. фиг. 75, е). Для этих складок характерны широкие округлые замки.

2. Складки второй группы при четком увеличении мощности слоя имеют узкие острые замки (см. фиг. 75, а, в). Их крылья имеют или вогнутую форму (они обращены выпуклостью в сторону осевой поверхности складки), или они плоские.

3. Складки третьей группы с острыми узкими замками и обычно плоскими крыльями, в противоположность предыдущим, не обнаруживают существенных изменений мощности (см. фиг. 76, а, л).

Эти формы, по-видимому, являются основными. Многие из остальных упоминавшихся форм нужно считать результатом видоизменения или осложнения основных.

Физические условия возникновения основных складок в общем ясны: необходимо, чтобы наибольшее сжатие ($-\sigma_3$) было направлено вдоль слоев, а наименьшее сжатие ($\sigma_1 = \sigma_3$) было бы перпендикулярно слоистости. Для складок первой группы это очевидно. Складки третьей группы возникли или

в тех же условиях, или образовались сосредоточенной силой, перпендикулярной к слоистости и приложенной вдоль осевой поверхности к наиболее внутреннему слою. Однако среди складок третьей группы встречаются такие, у которых под внутренним слоем возникла небольшая полость, а соседний, не участвующий в складке пласт, деформирован настолько слабо, что с ним нельзя связывать причину появления складки. Поэтому второе предположение автору кажется менее правдоподобным, чем первое. Складки второй группы, как промежуточные между первой и третьей, надо считать созданными также продольными к слоистости сжимающими усилиями. Вопрос о том, почему одни и те же слои под действием продольного сжатия в одних случаях образуют складки первой, а в других – второй или третьей групп, будет рассмотрен в следующей главе.

Переходя к складкам остальных (не основных) форм, можно предположить, что деформация простого сдвига вызывает опрокидывание осевых поверхностей и придает складкам второй группы форму клюва (см. фиг. 74, а). Раздавливание крыльев какого-нибудь одного направления силами, перпендикулярными к ним, и связанное с этим удлинение этих крыльев, вероятно, создает складки с различными по форме «наконечниками» около замка (см. фиг. 72, а).

Наконец, складки с различной мощностью слоев в крыльях каждого из двух направлений (см. фиг. 71, в, з, д), очевидно, являются результатом такой деформации уже существовавшей складки, при которой ось наибольшего удлинения приблизительно совпадает с направлением одного крыла, а ось наибольшего укорочения почти параллельна второму крылу. Это возможно, если угол при вершине складки близок к 90° . Складки такого типа были описаны М. А. Гончаровым в девоне Зилаирского синклиория на Урале. Он интерпретировал их как результат однородной деформации, наложившейся на уже существовавшую складчатую структуру.

Рассмотрим подробнее случай, когда складка с углом при вершине близким к 90° и постоянной мощностью слоев подвергается однородной плоской конечной пластической деформации укорочения в одном направлении и равного ему удлинения в перпендикулярном направлении. Относительное удлинение равно относительному укорочению, так как при конечных пластических деформациях коэффициент Пуассона близок к 0,5 и объем материала остается постоянным.

Если в одном крыле будет происходить удлинение вдоль слоистости и сокращение в перпендикулярном к ней направлении, то в результате первоначальная мощность крыла $\sigma_1 = \sigma_3$ уменьшится на величину Δm и станет равной $m_{\min} = m_0 - \Delta m$. Во втором крыле укорочение расстояний вдоль слоистости и их увеличение поперек слоистости должно создать увеличение мощности на величину Δm , равную уменьшению мощности в первом крыле. В итоге увеличенная мощность $m_{\max} = m_0 + \Delta m$. Величина относительной деформации укорочения видна в первом из крыльев и составляет $-\varepsilon_3 = \frac{\Delta m}{m_0}$.

Во втором крыле видна относительная деформация удлинения, равная $+\varepsilon_1 = \frac{\Delta m}{m_0}$. Разность поддающихся измерению максимальной и минимальной мощностей составляет:

$$m_{\max} - m_{\min} = 2\Delta m \quad (1)$$

Первоначальная мощность m_0 равна полусумме измеряемых максимальной и минимальной мощностей

$$\frac{m_{\max} + m_{\min}}{2} = m_0 \quad (2)$$

Подставив найденные значения Δm и m_0 в выражения для ε_3 и ε_1 , получаем простую формулу:

$$|-\varepsilon_3| = |\varepsilon_1| = \frac{m_{\max} - m_{\min}}{m_{\max} + m_{\min}}, \quad (3)$$

удобную для вычисления величины той деформации, которую испытала ранее образовавшаяся складка. Если имеются складки с различным направлением крыльев, то следует найти среди них такие, у которых различие в мощностях наибольшее. Тогда направления крыльев этих складок можно считать приближенно параллельными осям деформации.

Наконец, изоклинальные и параллельные цилиндрические складки без изменения мощности слоев, по-видимому, появляются при продольных сжимающих усилиях, как и складки третьей группы, но в силу каких-то причин приобретают несколько иную форму. Коробчатая (сундучная) форма, отмеченная в некоторых слоях совместно с килевидными и цилиндрическими формами в других слоях той же самой складки, должна была возникнуть при существенной роли продольного сжатия.

Таким образом, все морфологические разновидности описанных складок являются результатом продольного к слоистости сжатия. Большое разнообразие форм и размеров складок, возникших в толщах со сходным литологическим составом, показывает, что складки являются весьма чутким индикатором всего комплекса условий их формирования. Это подтверждается приведенным на фиг. 73, б примером изменения формы мелких складок от первой к третьей группе по мере приближения к осевой поверхности более крупной складки.

Поле напряжений. Рассмотрим направление осей напряжений в вышеописанных зонах.

В первой зоне, в изоклинальном ядре Джамантасской антиклинали по изменениям мощности от крыла к крылу по формуле (3) было подсчитано, что после образования складок наибольшие удлинения и укорочения составляли от 25 до 70%. Такая гипотеза согласуется с данными ряда обнажений (см. фиг. 71). Конечно, в пределах пологих крыльев стулообразных складок могли возникать местные осложнения общего поля напряжений с различным, в том числе с почти горизонтальным направлением оси σ_3 . Часть мелких складок могла быть создана в местных полях напряжений в то время, когда крылья стулообразных складок были уже близки к горизонтальному положению. При зарождении и последующем разрастании складки наибольшие из сжимающих напряжений (σ_3) должны были быть почти параллельны слоистости. Зная историю Булакбетской антиклинали и Коксайской синклинали, описанную во второй части работы, мы считаем, что в верхнем палеозое при формировании Джамантасской антиклинали слои уже имели слабый наклон на северо-восток (из-за изменений мощности). Горизонтальное, а на окончании складки наклонное к востоку положение шарнира Джамантасской антиклинали указывает на то, что перпендикулярная к нему ось наименьшего сжатия σ_1 была вертикальна в западной части антиклинали и наклонена на запад в ее восточной части.

Во второй зоне, во внешней части крутого юго-западного крыла Джамантасской антиклинали, дисгармоничные складки на участках общего вертикального залегания слоев свидетельствуют о продольном к слоистости почти вертикальном положении оси σ_3 . Усложнения формы складок говорят о дополнительной деформации правого простого сдвига параллельно слоистости. Напряженное состояние, связанное с этой деформацией, суммируясь с основным полем напряжений, должно было создать косое по отношению к слоистости направление осей напряжений (см. фиг. 72, а).

В участках горизонтального общего залегания слоев на крыльях крупных стулообразных складок имеются более мелкие складки. Усложнения формы этих мелких складок в виде «наконечников» и изменения мощностей слоев внутри них от крыла к крылу указывают на почти вертикальное положение σ_3 , круто наклоненной к юго-западу, и почти горизонтальное, слабо наклоненное на северо-восток, направление оси σ_1 (см. фиг. 72, в).

Такое расположение осей соответствует общему полю напряжений в вертикальном крыле Джамантасской антиклинали в конце ее развития. Однако во время зарождения мелких складок ось σ_3 должна была быть почти параллельна к общему залеганию слоистости. Вероятно, мелкие складки начали возникать на фоне общего крутого залегания слоев до того, как крылья крупных стулообразных складок приняли горизонтальное положение. При возникновении крупных стулообразных складок более мелкие складки были повернуты по отношению к осям напряжений. Условия их развития изменились, они не развивались дальше и поэтому не приобрели законченную форму закрытых изоклинальных складок. Вместо этого на них появились усложнения в виде «наконечников».

Таким образом, в пределах юго-западного крыла Джамантасской антиклинали предполагается изменение наклона осей напряжений по мере роста складки и увеличения крутизны падения слоев. Наиболее вероятно, что в конце развития складки направление оси σ_3 было наклонным на юго-запад в сторону общего наклона слоев (см. фиг. 72, а, б, г, е).

В третьей зоне, в широкой части синклинали, расположенной юго-западнее Джамантасской антиклинали, преобладает общее пологое залегание слоев, на фоне которого развиты отдельные складки, указывающие на близкое к горизонтальному или наклонное к юго-западу направление оси σ_3 . Ось σ_1 вертикальна или наклонена на северо-восток (см. фиг. 74, б, в, д). Отдельные небольшие участки со структурой будинажа имеют противоположное направление осей (см. фиг. 75, е).

В некоторых слоях, образующих складки с вертикальными шарнирами, устанавливается второй тип осложнений основного поля напряжений – в них ось σ_3 направлена почти горизонтально вдоль простирания слоев в среднем на восток (или на восток-северо-восток, или на юго-восток), ось σ_1 также горизонтальна и вытянута вкрест простирания слоев, а ось σ_2 близка к вертикальному положению (см. фиг. 75, б, в, д).

В четвертой зоне, в ядре узкой части синклинали, лежащей юго-западнее Джамантасской антиклинали, направление осей напряжений устанавливается совершенно определенно. В многочисленных местах развития мелких складок ось σ_3 параллельна общему пологому залеганию слоев и имеет северо-восточное направление; ось σ_1 перпендикулярна общему залеганию слоев. В промежутках между пучками складок, где в слоях нет признаков будинажа или других деформаций, значительные касательные напряжения отсутствуют. Сжатие по всем направлениям было здесь приблизительно одинаковым, что отражается графически траекториями из кружочков, символизирующих равномерное всестороннее сжатие (см. фиг. 78).

Причина возникновения складок. Рассмотренная мелкая дисгармоничная складчатость несомненно является результатом подъема Джамантасской антиклинали, вызвавшего изгибание и сжатие слоев внутри находящейся юго-западнее синклинали. Материал, зажаты между Булакбетской и Джамантасской антиклиналями, выдавливался из наиболее сузившейся части синклинали как вверх, так и в сторону более широкой (менее сжатой) части синклинали. Поэтому шарниры мелких складок горизонтальны или наклонены на восток, а иногда даже вертикальны.

Для выяснения причин возникновения Джамантасской антиклинали следует учитывать не только ее внутреннее строение и напряженное состояние, но и главные особенности тектоники окружающей ее области (см.

фиг. 31 из второй части). Севернее и восточнее антиклинали залегание слоев моноклиналильное и слабонарушенное. Южнее, по другую сторону крупного разрыва, наблюдаются круто моноклиналильно залегающие нижнепалеозойские отложения. Западнее Джамантасская антиклиналь не кончается, а пересекается под углом около 45° крупным крутым более поздним разрывом юго-восточного простирания.

На продолжении оси антиклинали к западу за этим разрывом видна серия других более древних крупных крутых разрывов широтного простирания, осложняющих широтную Кожабекскую структурную седловину. Эти разрывы существовали уже в конце каледонского складкообразования (Гзовский, 1959, фиг. 8). В той же зоне разрывов значительные перемещения были и в верхнем палеозое, так как они создали тектонические контакты нижнего палеозоя с франскими и фаменскими породами. Вероятно, данные разрывы не кончатся около срезающего их более молодого разрыва юго-восточного простирания, а продолжают на глубине несколько дальше на восток под покровом среднепалеозойских отложений. Это подтверждается и аналогией с соседней Мынчабырской антиклиналью, расположенной северо-восточнее.

На той же широте на северо-восточном крыле Мынчабырской антиклинали прекрасно видна и хорошо изучена зона разрывов, подобная зоне, предполагаемой на северо-восточном крыле Булакбетской антиклинали. Эти разрывы выходят из ядра Манчабырской антиклинали, где устанавливается их каледонский возраст. Затем они пересекают крыло, сложенное средним палеозоем.

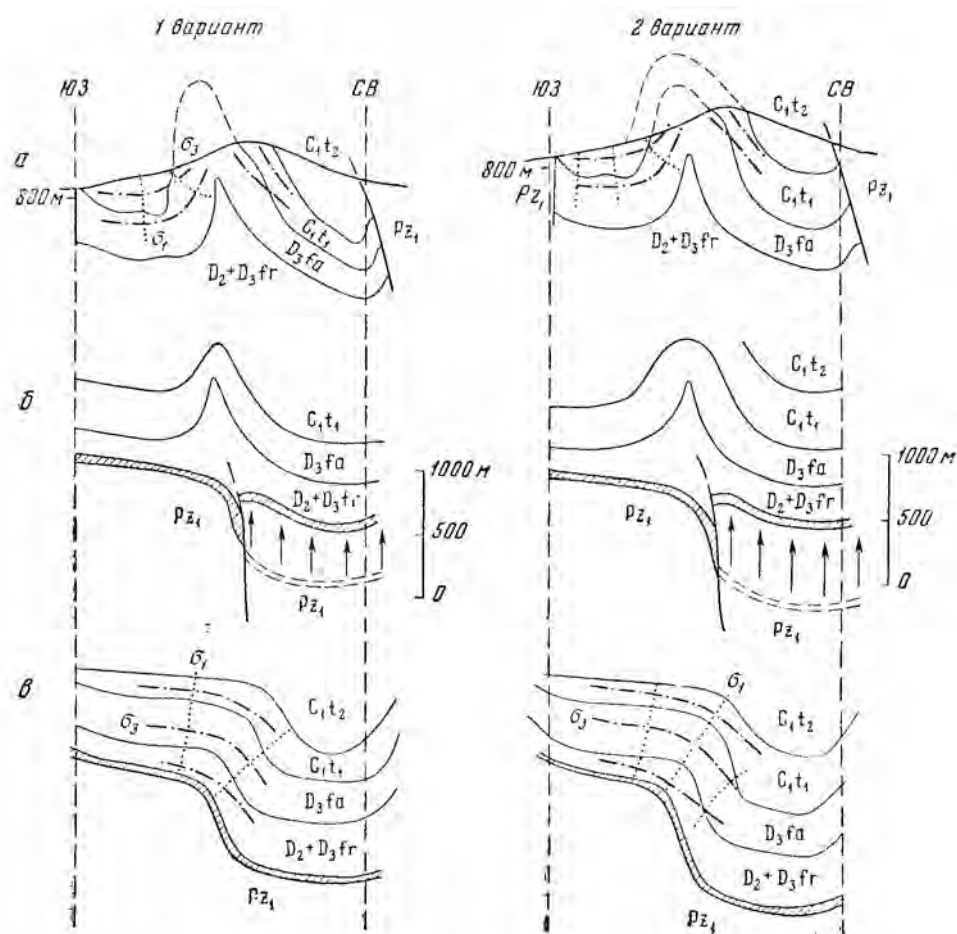
Из данных, приведенных во второй части, следует, что северное крыло этой зоны разрывов поднято по сравнению с южным не менее, чем на 500 м, однако мощность фаменских отложений, накопившихся на северном крыле, примерно на 500 м больше, чем на южном. Значит, смещения по широтным разрывам в Мынчабырской антиклинали происходили не только в нижнем и верхнем палеозое, но и в среднем, причем направление смещения в разное время было разным.

Теперь для объяснения всех особенностей Джамантасской антиклинали достаточно предположить, что история движений по широтным разрывам, которые, вероятно, уходят под нее, была сходной с историей вполне аналогичных широтных разрывов на северо-восточном крыле Мынчабырской антиклинали. Вследствие более сильного опускания северного крыла этой зоны разрывов мощность среднего палеозоя, очевидно, скачкообразно увеличивалась в северном крыле, по сравнению с южным (фиг. 79, в). Во время верхнепалеозойского складкообразования то же северное крыло зоны разрывов поднималось относительно южного. Это подтверждается наличием верхнепалеозойских смещений с подъемом северных крыльев широтных разрывов внутри Кожабекской структурной седловины. Указанных движений по разрывам в нижнепалеозойском фундаменте было достаточно для возникновения Джамантасской антиклинали.

На фиг. 79, б показано, что подъем северного крыла на 500–700 м мог создать складку, весьма сходную и вполне соизмеримую с Джамантасской. Геометрическое построение заключалось в том, что в складках, изображенных на фиг. 79, б длина линий подошвы нижнетурнейских и подошвы фаменских пород на участке между вертикальными пунктирами сохранена такой же, как и на нижних чертежах. На фиг. 79, а изображена современная наблюдаемая структура.

Первый вариант фиг. 79 повторяет профиль с фиг. 36, в из второй части, который был составлен в поле без учета различных соображений о происхождении складок. Все изображенное на нем ниже 800 м от уровня моря непосредственно не наблюдалось. Увеличение мощности среднего палеозоя севернее антиклинали на нем не показано, так как этого непосредственно наблюдать нельзя, а скважин там еще не было. Данный профиль и

карты тектонических движений в Байджансайском районе в среднем палеозое (см. фиг. 12, 18 и 24 из второй части) послужили фактической основой для построения нижней части фигуры. Затем нижний чертеж был графически деформирован и превращен в средний, который изображает антиклиналь несколько меньшей величины, чем на верхнем чертеже.



Фиг. 79. Два варианта схемы формирования Джамантасской антиклинали:

а – современная структура и восстановленные траектории главных напряжений; б – геометрически построенная структура для середины верхнепалеозойского складкообразования; в – геометрически лостроенная структура для начала верхнепалеозойского складкообразования с предполагаемыми траекториями главных напряжений

Второй вариант фиг. 79 отличается тем, что на верхнем исходном профиле ниже 800 м от уровня моря показано увеличение мощности нижнетурнейских отложений (чего нет в первом варианте).

Второй вариант полностью согласован со всеми обнажениями на поверхности и другими известными фактами. Поэтому различие двух вариантов лежит в пределах точности геологических построений при изображении глубинной части профиля. Принятое увеличение мощности соответственно показано на нижнем чертеже и учтено на среднем. В итоге размеры данной складки оказались близкими к размерам Джамантасской. При таком построении складка получалась как следствие одного лишь вертикального относительного движения северного крыла вниз во время осадконакопления и затем вверх после осадконакопления.

Второй вариант профиля, обеспечивающий согласование большего числа фактов, вероятно, ближе к действительности, чем первый, который составлялся до анализа происхождения складки. Приведенные построения, конечно, приближенные. И мощности турнейских и фаменских слоев, и их длина на участке между двумя вертикальными сечениями во время складкообразования в какой-то мере изменялись. Условия постоянства длины и мощности слоев создали несколько искусственные, но зато особенно строгие требования при количественной проверке того, может ли Джамантасская антиклиналь быть следствием одних лишь вертикальных движений. Построение показало, что такое объяснение причин появления складки вполне допустимо.

Таким образом, Джамантасская антиклиналь с соседней с нею синклиналью и восстановленное в них поле напряжений, по мнению автора, возникли благодаря действию сжимающих усилий, направленных примерно вдоль слоистости в меридиональном направлении с наклоном на север.

Пономаревская антиклиналь

Морфология складки. Юго-восточнее рассмотренного участка с интенсивной дополнительной складчатостью на юго-западном крыле Коксайской синклинали вдоль разрыва, отделяющего это крыло от ядра Булакбетской антиклинали, тянется узкая Пономаревская антиклиналь¹ (см. фиг. 36, а; фиг. 57, Н₂–Н₄ из второй части). Амплитуда антиклинали 200–300 м. Складка имеет крутые крылья, юго-западное крыло круче северо-восточного, поэтому антиклиналь косая – несколько опрокинута на юго-запад. Проходящий вблизи нее крупный разрыв имеет несколько больший азимут простирания, чем ось складки и постепенно срезает складку под острым углом. В ядре слои залегают особенно круто и придают антиклинали изоклинальную форму, местами со слабой опрокинутостью на северо-восток. В наиболее обнаженном участке в верховьях р. Бозбутак внутреннее строение складки было изучено особенно подробно. На фиг. 80 изображена схема выходов фаменских слоев, образующих эту складку на хорошо обнаженном склоне.

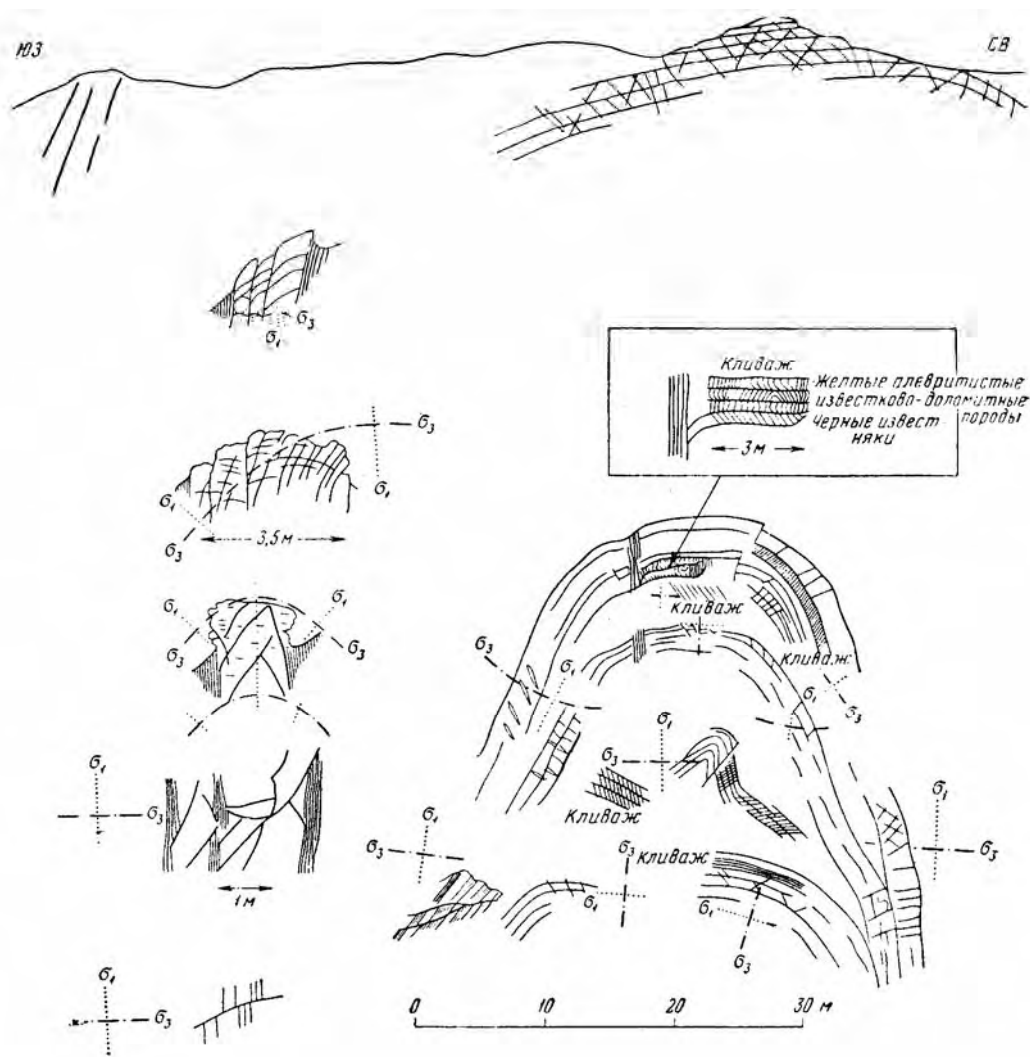
Свод антиклинали. На водоразделе антиклинали видны выходы серых толсто- и среднеслоистых известняков. При переходе к северо-восточному крылу падение их до 35° по азимуту 45–50°. Они рассечены редкими трещинами с преобладающими падениями в четырех направлениях: согласно с крылом, но круче слоев – азимут 45°, угол 80°; несогласно с крылом – азимут 230°, угол 50°; поперек крыла с падением на юго-восток 160°, под углом 50°; поперек крыла с падением на запад и северо-запад 260–315°, под углом 80°.

Многие трещины имеют форму не плоскостей, а кривых поверхностей с изменением угла падения на величину до 45°. На оси складки, где слои залегают горизонтально, почти все трещины имеют северо-западное простирание. Многие из них вертикальные с простиранием 315–340°. Имеются трещины с наклоном на юг под углом около 30° и на север-северо-восток 10° под углом 45°. Другие трещины круто падают преимущественно на юго-запад. У некоторых трещин видны значительные искривления, например, одна из них, постепенно изменяя простирание, принимает падение 80 на 110° вместо 75° на 160°, т. е. простирание уменьшается на 50°.

В верхней части юго-западного крыла (где падение слоев 20° по азимуту 230°) преобладают трещины с наклоном на северо-восток под углом от 30 до 70°. Часть трещин имеет такое же северо-западное простирание при вертикальном залегании. Меньшее число трещин наклонено на юго-запад.

¹ Антиклиналь названа нами в память прораба Пономарева, погибшего при горноспасательных работах во время разведки Байджансайского месторождения полиметаллов.

Все трещины продольные к простиранию складки. Небольшое число трещин имеет поперечное простирание с падением на юго-восток или северо-запад. Сходная трещиноватость отмечена в тех же слоях и для соседней еще более юго-западной части свода. Отличием явилось лишь присутствие вертикальных поперечных трещин северо-восточного простирания. У всех перечисленных трещин не было отмечено заметных на глаз смещений.



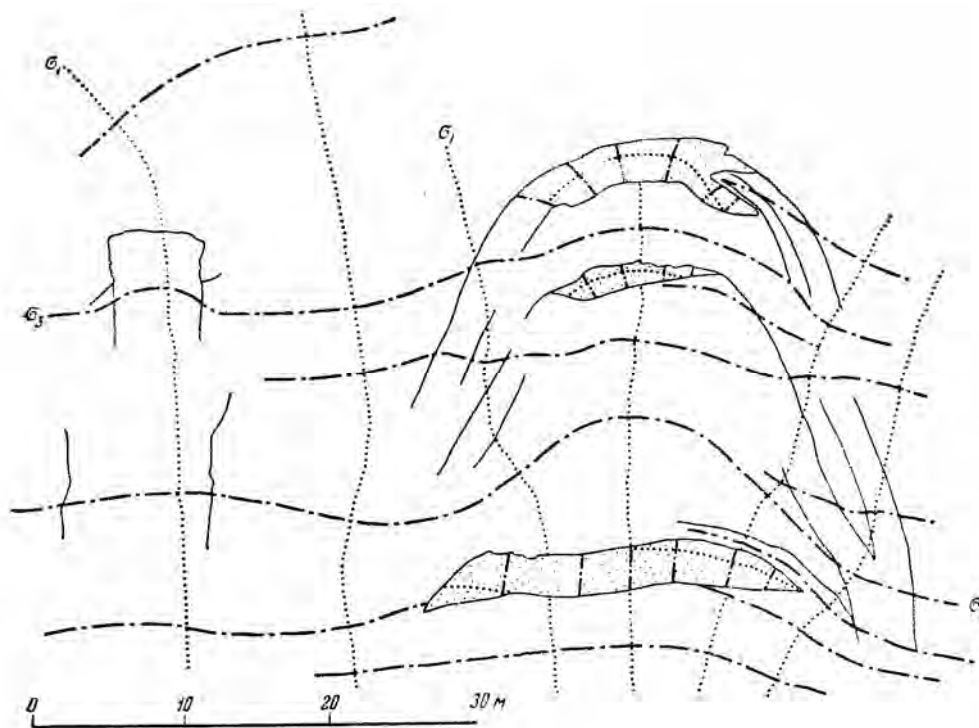
Фиг. 80. Схема нарушений внутри Пономаревской антиклинали (вид склона) и их интерпретация:

Наверху – свод, слева – крыло, справа – ядро складки

Юго-западное крыло антиклинали. На склоне долины имеется ряд выходов слоев с общим падением 80° на 240° . На фиг. 80 они изображены в увеличенном виде. Здесь видны четкие трещины, в общем согласно падающие несколько положе слоев, с постепенным изменением крутизны наклона от 70 до 20° . Эти трещины сливаются со слоистостью. Меньше развиты пологие трещины, а также трещины, наклоненные к северо-востоку. По многим из трещин видны отчетливые смещения. Кроме того, имеются две системы трещин с поперечным простиранием и падением на северо-запад под углом $45-70^\circ$ и на

юго-восток под углом 40–70°. Наконец, встречаются вертикальные поперечные трещины.

Таким образом, системы трещин в пачке серых известняков, в юго-западном крыле такие же, как и на своде, однако в крыле отмечены смещения надвигового типа по трещинам продольного направления. Это позволяет считать ось напряжений наибольшего сжатия (σ_3) направленной почти горизонтально на северо-восток, а ось наименьшего сжатия (σ_1) – близкой к вертикальному положению. Такое положение свойственно и своду, и крылу складки в данной пачке слоев (см. фиг. 80 и 81).



Фиг. 81. Схема траекторий главных нормальных напряжений в ядре Пономаревской антиклинали.

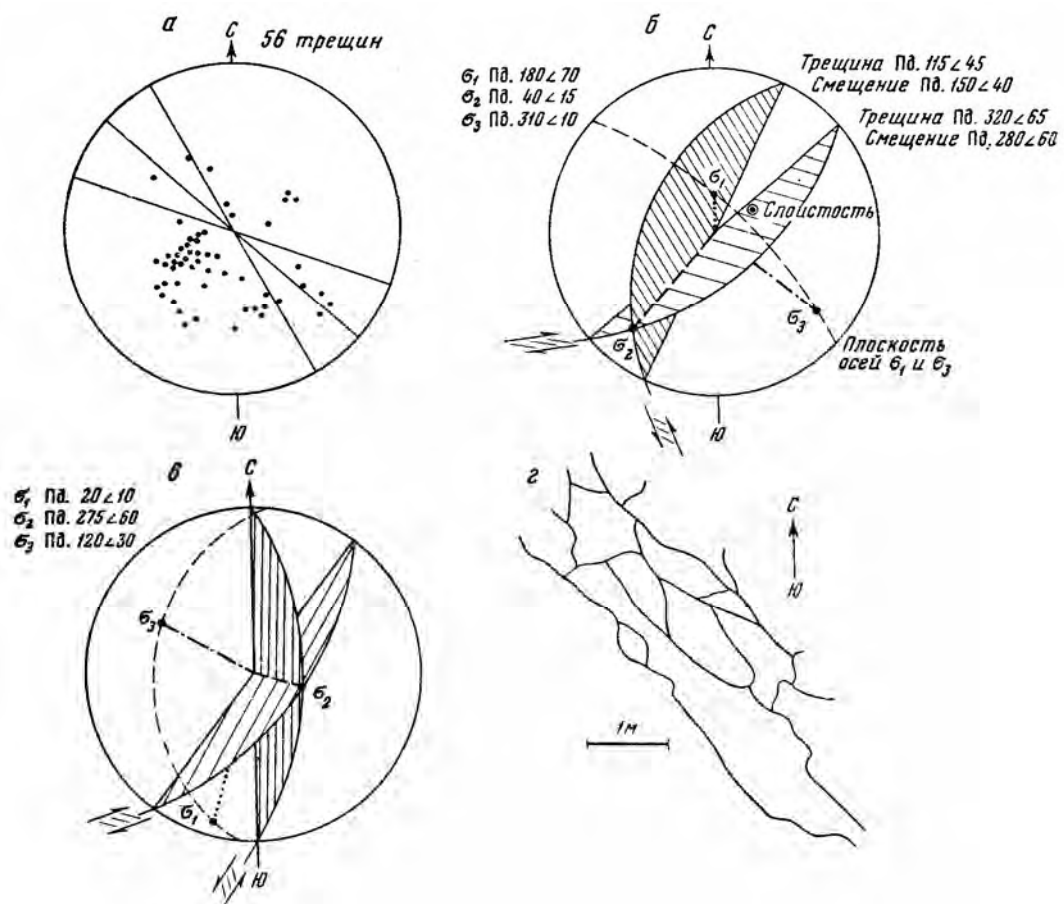
Точечным крапом отмечены участки с небольшим растяжением и аномальным направлением траекторий

Совпадение оси σ_3 с биссектрисой тупого угла между сопряженными трещинами скальвания указывает на то, что после их образования слои испытывали значительную пластическую деформацию. Важной особенностью трещин является их кривизна, которая, возможно, связана не только с пластической деформацией слоя, но и с неоднородностью его напряженного состояния. В середине слоя материал испытывал действие напряжения σ_3 в горизонтальном направлении. Искривление трещин скальвания и увеличение крутизны их наклона на юго-запад вниз по падению свидетельствует о том, что на кровлю слоя действовали касательные напряжения, направленные снизу вверх. Значит, более высокий слой тек вдоль крыла в сторону свода антиклинали.

Юго-западнее обнажается более молодая пачка черных известняков и серых доломитов. В последних трещиноватость интенсивней и представлена сколами с падением на северо-запад 320° под углом 65° и на юго-восток 115° под углом 45° . В сочетании со слоистостью, наклоненной под углом 65° по азимуту 245° , эти трещины ограничивают

крупные параллелепипедальные глыбы (фиг. 82, а). Кроме того, есть еще много трещин с падением на северо-восток по азимуту $10-30^\circ$ при наклоне $50-60^\circ$, по которым зафиксировано такое же горизонтальное смещение, как по левым сдвигам. Это доказывается расположением кулисообразных рядов трещин отрыва, сопровождающих и местами заменяющих эти трещины.

В известняках трещин меньше, чем в доломитах, но кулисообразные ряды трещин отрыва в них наблюдаются гораздо чаще. Многие из этих рядов левые, и их оси совпадают со следом пересечения пласта с трещинами в доломитах, наклонными на юго-восток 115° под углом 45° . Другие ряды правые, оси их совпадают со следом пересечения пласта с трещинами в доломитах с падением на северо-запад 320° под углом 65° .



Фиг. 82. Трещиноватость в пределах Пономаревской антиклинали и ее интерпретация: а – диаграмма линий восстания трещин; б, в – интерпретация трещин; г – вид трещин в проекции на поверхность пласта

Таким образом, кулисообразные ряды трещин отрыва развивались в известняках вместо более крупных трещин скалывания, рассекавших соседние пласты доломитов. Направления смещения по этим трещинам скалывания следует принять такими же, как и по кулисообразным рядам отрывов.

Используя эти направления и элементы залегания сколов, можно произвести следующие построения (см. фиг. 82, б). Сначала изображаются плоскости трещин скалывания с падением 45° по азимуту 115° и 65° по азимуту

320°. Линия их пересечения является осью σ_2 . Здесь строится плоскость, перпендикулярная оси σ_2 , являющаяся плоскостью осей σ_1 и σ_3 . Последние оси совпадают с биссектрисами двух углов между плоскостями трещин. Точки пересечения кругов, изображающих трещины с кругом плоскости σ_1 и σ_3 , соединяются с центром. Так находятся линии смещений по трещинам скальвания. Знак смещений вдоль этих линий вытекает из кулисообразного расположения трещин отрыва, сопровождающих сколы. Благодаря кулисообразным рядам трещин отрыва, схематически показанным рядом с диаграммой, устанавливается, что ось, имеющая наклон 70° на юг – это ось σ_1 , а ось, направленная на северо-запад 310° с наклоном 10°, является осью σ_3 .

Таким образом, те из трещин, развитых в юго-западном крыле Пономаревской антиклинали, которые имели наклон на северо-запад и юго-восток, возникли при наибольшем сжатии, действовавшем вдоль слоистости, направленном не вкрест, а вдоль простирания складки. Наименьшее сжатие было близко к вертикальному направлению как при образовании поперечных, так и при возникновении продольных трещин.

Ядро антиклинали. Особенно детально, были изучены нарушения в трех пачках известняков и доломитов, разделенных двумя пачками алевроитистых и глинистых тонкослоистых карбонатных пород. Пачки описываются последовательно сверху вниз (см. фиг. 80).

Первая пачка, наиболее молодая, образующая внешнюю часть ядра, сложена черными известняками. В пределах юго-западного крыла в ней много карбонатных жил, заполнивших трещины отрыва, имеющие падение 75° по азимуту 20°. Свод ограничен с северо-востока двумя небольшими взбросами с наклоном 65–70° по азимуту 250–260°.

На своде антиклинали в тех же черных известняках по трещинам встречено немного тонких жилок с падением 65–70° на запад 270° и на северо-запад 315°. У первых левые оперяющие трещины отрыва, а у вторых – правые. Соответствующие им оси напряжений имеют наклон: ось σ_1 10° по азимуту 20°, ось σ_2 60° по азимуту 275°, ось σ_3 30° по азимуту 120° (см. фиг. 82, в). Несколько крупных трещин имеет падение на северо-запад 300° под углом 55°. В прослоях желтых алевроитистых известняков развиты многочисленные мелкие трещины весьма разнообразных направлений. Среди них преобладают трещины, наклоненные на северо-запад, запад, юго-запад и юго-восток под углом 55–80°.

В той же пачке в верхней части северо-восточного крыла, слои падают на северо-восток 55° под углом 75°. Здесь видны четкие трещины с преимущественным падением на юго-запад 230° под углом 45°, на юго-восток 150° под углом 45° и на северо-запад 280° под углом 50°. На верхней поверхности пласта видно, что трещины прихотливо изгибаются, переходят от одного простирания к другому и, сливаясь одна с другой, создают узор сетки. Ячейки этой сетки отчетливо вытянуты с северо-запада на юго-восток. Плотность расположения трещин наибольшая в направлении вкрест простирания складки и падения слоев, т. е. в юго-западном или в северо-восточном направлении (см. фиг. 82, г). Это указывает на то, что напряжения, вызвавшие образование трещин, действовали сильнее в этом направлении, чем вдоль складки.

В нижней части обнаженного участка северо-восточного крыла слои лежат плоско и четко видны крупные трещины с падением на юг 175° под углом 20°; на юго-восток 150° под углом 65°; на северо-запад 340° под углом 55°. Все они заполнены тонкими карбонатными жилками. Возможно, трещины, полого наклоненные на юг, являются отрывами.

Вторая пачка, подстилающая черные известняки, состоит из желтых песчанистых, весьма тонкослоистых алевроитистых известково-доломитных пород. Они плохо обнажены и видны лишь в своде около осевой поверхности антиклинали. В них развит квиваж, возникший самостоятельно в

пакетах тонких слоев мощностью по несколько дециметров. От пакета к пакету наклон изменяется. Кроме того, в каждом пакете кливаж местами имеет у кровли и у подошвы противоположное направление наклона. На середине пакета происходит более или менее резкое искривление кливажа, продолжающегося непрерывно (см. фиг. 80).

В нижележащем пласте черных известняков кливаж плоский с падением на северо-восток 60° под углом 65° . Резкие искривления кливажа, по мнению автора, являются не вторичными, т. е. не результатом пластической деформации слоев (так как такой деформации поверхностей наслаения не видно), а первичными. Они могли возникнуть благодаря неоднородности напряжений в пакетах слоев. Это предположение будет подробно разъяснено при описании дополнительной складчатости в Кызылсанской синклинали.

Третья пачка состоит из черных среднеслоистых известняков, в пределах юго-западного крыла падающих на юго-запад 250° под углом 60° . В породах много карбонатных жилок мощностью до 3 см. Преимущественные падения жиал: на северо-восток 50 и 80° под углом 50 и 60° , соответственно на северо-запад 320° под углом 30° . Сколовых смещений по этим трещинам не видно.

При переходе этих слоев к своду они рассечены серией тесно расположенных вертикальных трещин северо-западного простирания (330°), по которым свод поднят над крылом на несколько дециметров. В середине свода только в верхней части пачки четко проявлены мелкие сбросы с амплитудой 5–10 см и параллельные им трещины, наклоненные на северо-восток 60° под углом 40 – 60° и на юго-запад 250° под углом 75° .

Переход от свода к северо-восточному крылу резкий. На перегибе трещины имеют падение 30 – 50° , на северо-восток 70° . Они часто сливаются со слоистостью. Сразу после перегиба слои падают по азимуту 60° под углом 35° . Спускаясь по северо-восточному крылу, можно видеть заполненные карбонатными жилками трещины с падением на юго-восток 135° под углом 60° . На верхней поверхности описываемой пачки проявлены зияющие неровные почти горизонтальные трещины отрыва и трещины, наклонные под углом 50° по азимуту северо-запад 340° и юго-восток 160° .

Совокупность всех этих трещин создает на поверхности слоя рисунок типа, изображенного на фиг. 82, г. В наиболее низкой из видимых частей крыла данная пачка залегает непосредственно рядом с первой пачкой. Разделяющая их вторая пачка отсутствует, по-видимому, она была выдавлена отсюда. Несколько выше в плохих выходах видны черные известняки с мелкой линзовидной отдельностью. В третьей пачке слои залегают почти вертикально с простиранием 330° . Видна сильная перемятость слоев внутри пачки, породы перекристаллизованы. Крупные трещины имеют падение на юг 180° под углом 35° , на северо-запад 310° под углом 50° и на юго-восток 140° под углом 65° .

Четвертая пачка на юго-западном крыле сложена переслаивающимися тонкослоистыми серыми известняками с бурыми и желтыми алевритистыми и глинистыми известняками, наклоненными на юго-запад 250° под углом 60° . Они рассечены почти горизонтальными, слабо наклонными к юго-западу надвигами с амплитудой порядка нескольких дециметров. Трещины падают на север и северо-восток по азимуту 70° под углом 40 – 60° , на северо-запад 320° под углом 40° и на юго-восток 150° под углом 40° . Только падающие на северо-восток трещины заполнены карбонатными жилками мощностью до 2 см.

Возле осевой поверхности складки мощность четвертой пачки увеличивается в 3 раза. Ближе к юго-западному крылу видно падение слоев на северо-восток 65° под углом 30° , что указывает на наличие дополнительной дисгармоничной антиклинали внутри четвертой пачки. Густая трещиноватость пород имеет характер кливажа в двух направлениях с падением по

азимуту 40° под углом 75 и 45° . Смещения по более пологим трещинам надвиговые, а по более крутым – сбросовые.

На оси Пономаревской антиклинали внутри четвертой пачки возникла опрокинутая на северо-восток антиклиналь с горизонтальным шарниром, вытянутым на северо-запад. Северо-восточное крыло этой складки срезает поперечный взброс с падением на северо-запад 285° под углом 50° . Преобладающее падение трещин на юго-запад 230° под углом 30° , на северо-восток 20° под углом 70° и на северо-запад 315° под углом 60° . Благодаря сочетанию этих трещин со слоистостью породы рассечены на стержни со средним поперечным сечением 3×6 см, вытянутые в горизонтальном направлении. Это указывает на преобладание трещин северо-западного простирания по сравнению с поперечными.

Ближе к северо-восточному крылу слои залегают моноклинально, падая на северо-восток, но породы здесь сильно перекристаллизованы и приобрели мраморовидность. Слои разделены на линзы трещинами с падением по азимуту 20° под углом 10° , которые пересекают поверхности наслоения. Второстепенное значение имеют трещины с падением на юго-восток 100° под углом 40° . В нижней части северо-восточного крыла Пономаревской антиклинали данная пачка отсутствует и известняки третьей пачки непосредственно контактируют с серыми известняками пятой пачки.

Пятая пачка сложена в основном толстослоистыми серыми известняками. При переходе от юго-западного крыла к своду они рассечены сбросами с дециметровой амплитудой по трещинам с преимущественным наклоном на северо-восток по азимуту 50 и 20° под углом 40 – 50° . Рядом со сбросами много тонких жилок сходного направления. В месте перехода от свода к северо-восточному крылу преобладают трещины примерно того же направления с падением на северо-восток 60° под углом 60° , а также наклонные на юго-запад по азимуту 260° под углом 65° . В одном тонкослоистом прослое отмечен кливаж, с наклоном на северо-запад 310° под углом 30° .

Поле напряжений. Напряженное состояние рассмотренных пачек в юго-западном крыле должно было характеризоваться преимущественно пологим направлением оси наибольшего сжатия (σ_3) и крутым положением оси наименьшего сжатия (σ_1). Только такое положение осей согласуется с описанной трещиноватостью.

В северо-восточном крыле положение осей напряжений было сходным (см. фиг. 80). Отсутствие второй и четвертой пачек на северо-восточном крыле хорошо согласуется с предположенным направлением осей напряжений, так как тогда выжимание этих менее вязких пачек из крыла антиклинали становится обязательным.

Вблизи осевой поверхности констатируется чередование участков с различным напряженным состоянием. В первой, третьей и пятой пачках, особенно в их верхних слоях, приближенных к выпуклой поверхности каждой пачки, ось наибольшего сжатия (σ_3), основываясь на сбросах, следует полагать вертикальной. Ось наименьшего сжатия (σ_1) направлена горизонтально на северо-восток. Во второй и четвертой пачках, судя по кливажу и появлению дополнительных складок, наибольшее сжатие (ось σ_3) было горизонтальным, а ось наименьшего сжатия направлена вертикально. Горстообразная приподнятость некоторых участков свода в первой и третьей пачках показывает, что на эти пачки в своде оказывалось вертикальное давление снизу вверх со стороны второй и четвертой пачек.

Кроме основного поля напряжений с северо-восточным простиранием плоскости осей σ_1 и σ_3 , были отмечены признаки иных положений осей напряжений. Они связаны с трещинами поперечного простирания (по отношению к оси складки), наклонными на северо-запад и юго-восток (см. фиг. 82). Эти напряженные состояния осложняли основное поле в течение некоторых промежутков времени. Их появление легко объяснить неравно-

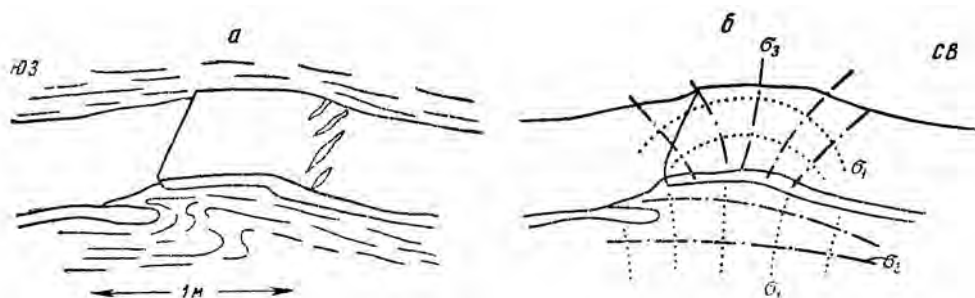
мерностью общего сжатия вкрест простирания складки. Оно должно было вызывать частичное перетекание материала не только по восстанию, но и по простиранию слоев.

Восстановленное распределение напряжений в ядре Пономаревской антиклинали хорошо согласуется с определенным выше напряженным состоянием ее юго-западного крыла. В целом это поле напоминает поле Джамантасского участка тем, что оба указывают на сжатие слоев в почти горизонтальном направлении с северо-востока или с юго-запада (см. фиг. 81).

Причины возникновения Пономаревской антиклинали трудно установить с такой же уверенностью, как для Джамантасской. Возможно они сходные, так как обе антиклинали находятся в юго-западном крыле Коксайской синклинали недалеко одна от другой. К срезанному северо-западному концу Пономаревской складки из ядра Булакбетской антиклинали второго порядка подходят разрывы, так же как подходят другие разрывы к срезанному окончанию Джамантасской складки.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ НА КОКБАСТАУ-БУЛАКБЕТСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Дополнительная складчатость в пределах Кокбастау-Булакбетской антиклинали развита слабо. В пределах Кожабекской структурной седловины (см. фиг. 49, участок VIII) выявлено несколько мелких складок. Они представляют собой раздувы мощности одного полого залегающего пласта, которые чередуются с участками слабого развития будинажа и мелких

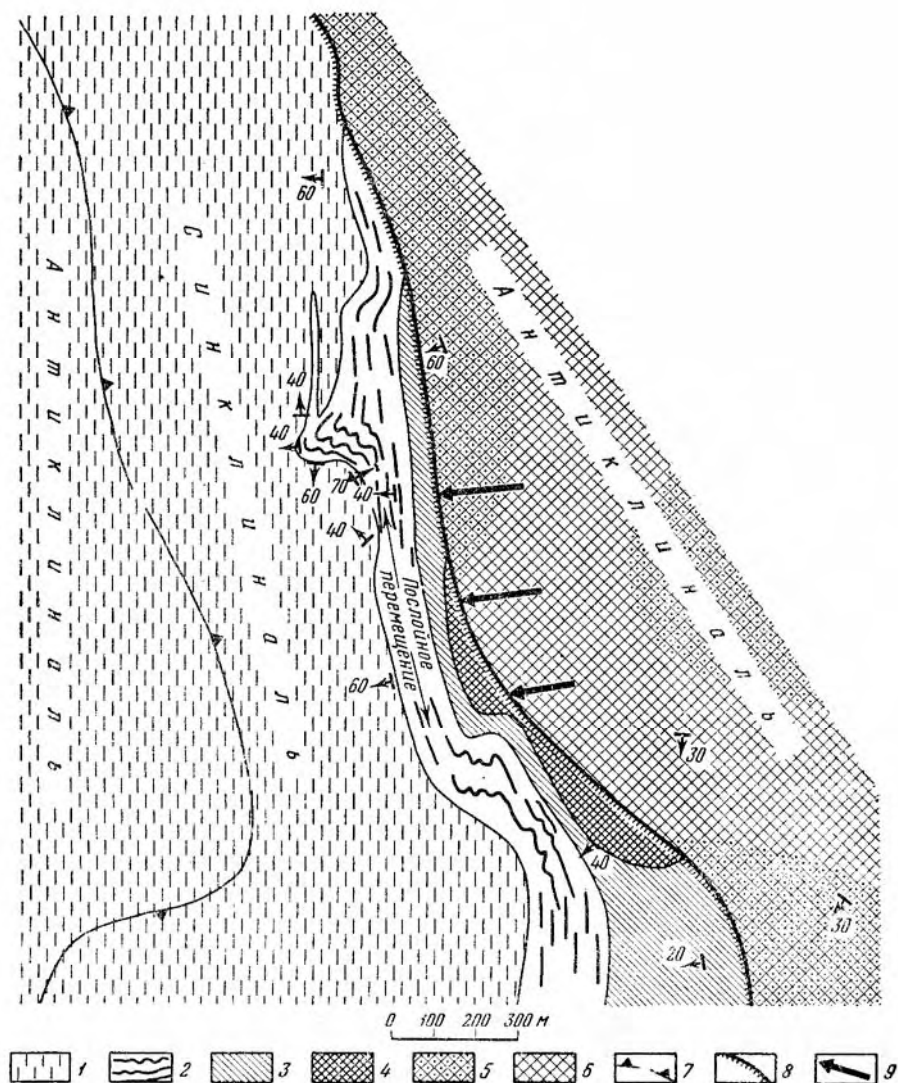


Фиг. 83. Пример дополнительной складки поперечного изгиба в вертикальном обнажении (а) и ее интерпретация (б)

сбросов. Несколько складок имеют коробчатую форму. На их крыльях встречаются сбросы или кулисообразные ряды трещин отрыва. Положение таких трещин свидетельствует о том, что наибольшие сжимающие напряжения (σ_3) были в пределах складки направлены веерообразно и в общем поперек пласта. Следовательно, силы, создавшие складку, действовали поперек слоя снизу вверх (фиг. 83). Под данным пластом в тонкослоистых породах на фиг. 83 видна опрокинутая складка, частично внедрившаяся между слоями. Местами видно сильное увеличение мощности тонкослоистых пород. Поэтому ясно, что в тонкослоистых породах наибольшее сжатие было направлено вдоль слоистости. Таким образом, складка, вызванная продольным сжатием в тонкослоистых известково-доломитных породах, своим ростом создала поперечное давление на вышележащий пласт, который образовал складку с иным распределением напряжений. Такие же складки, только на фоне общего вертикального залегания, были описаны в Байджансайской синклинали (см. фиг 50).

Другой участок развития мелкой складчатости (см. фиг. 49, VII) находится на юго-западном крыле Булакбетской антиклинали, которое отделено

крупным вертикальным разрывом от ядра антиклинали, сложенного нижним палеозоем. Этот разрыв проходит восточнее участка распространения мелкой складчатости. Общее залегание слоев характеризуется падением



Фиг. 84. Геологические условия формирования мелкой складчатости, развитой на восточном уступе плато Малого Куруджайяу:

1 – массивные турнейские известняки; 2 – тонкослоистые турнейские доломиты; 3 – массивные фаменские известняки; 4 – фаменские доломиты; 5 – кембрийские песчаники и конгломераты; 6 – кембрийские известняки и сланцы; 7 – стратозиогипса; 8 – разрыв; 9 – предполагаемое давление

на запад под углом в 40–60° (фиг. 84). Западнее разрыва обнажаются массивные и толстослоистые известняки, залегающие в основании нижнего турне. На севере участка к разрыву подходят средне- и тонкослоистые черные доломиты, а также серые известняки более высокой части разреза нижнего турне. На фоне общего простирания пород с севера на юг они в пределах участка дважды испытывают резкое коленообразное изменение простирания, отклоняясь к востоку. В местах коленообразных изгибов простирание становится широтным; тонкослоистые доломиты здесь

сильно перемяты в мелкие дисгармоничные складки. Шарниры складок совпадают с линией общего падения слоев. Амплитуда складок доходит до 10 м, но обычно она около 0,5 м. С удалением от мест широтного простирания складчатость становится менее интенсивной, а затем дисгармоничные складки вообще перестают встречаться.

Характерно, что за пределами отрезков с широтным простиранием складчатость прослеживается дальше там, где слои расположены ближе к ядру Булакбетской антиклинали. Наибольший участок распространения складчатости достигает размеров 150×300 м.

Восточнее разрыва, около участка развития мелких складок, в нижнем палеозое четко выделяется местное поднятие в форме структурного носа. Рост этого поднятия должен был приводить к повышению сжатия слоев в соседних карбонатных толщах среднего палеозоя. По-видимому, это и явилось причиной отжимания материала тонкослоистых пачек в стороны от структурного носа. Поэтому рядом со структурным носом в местах с обычным давлением в породах возникли дополнительные складки.

Условия, в которых возникли мелкие складки с крутопадающими шарнирами, аналогичны описанным выше условиям в Байджансайской синклинали, где распространены складки с вертикальными шарнирами. В обоих случаях мелкая складчатость приурочена к тонкослоистым пачкам и к местам коленообразных изгибов простирания при общем крутом падении слоистой толщи. В обоих случаях она является результатом перетекания материала вдоль слоистости по направлению простирания от мест большего сжатия к местам меньшего сжатия слоев.

Третий участок с мелкой дополнительной складчатостью находится на юго-восточном периклинальном окончании Булакбетской антиклинали. Он описан под названием Южно-Дарбазинской антиклинали (см. фиг. 49, участок VI). Здесь в нескольких местах на своде внутри тонко- и среднеслоистых известняков нижнего турне развита мелкая складчатость. Выше и ниже лежащие слои толстослоистых и массивных известняков не образуют таких дополнительных складок. Ниже, при рассмотрении механизма формирования Булакбетской антиклинали, будет показано, что участки возникновения складок представляют собой местные осложнения общего поля напряжений. Возникновение этих складок легко объяснить незначительным перетеканием материала тонко- и среднеслоистых известняков вследствие неравномерности давления на своде Булакбетской антиклинали (см. фиг. 108, а).

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ ВНУТРИ КЫЗЫЛСАНСКО-БОЗБУТАКСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

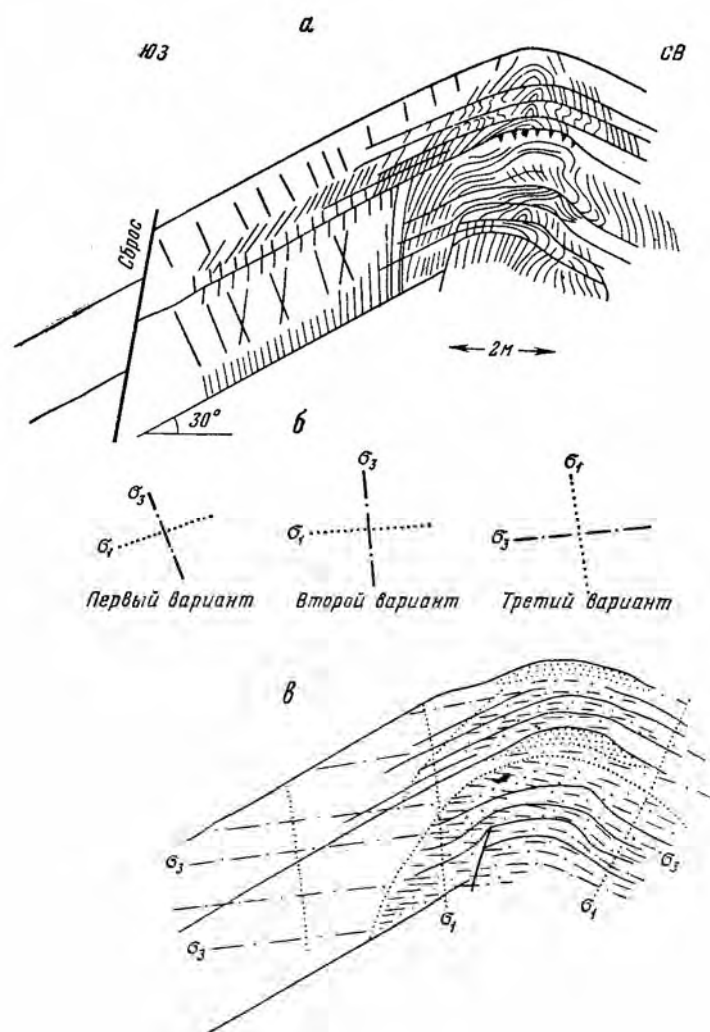
Кызылсанско-Бозбутацкая синклиналь слабо осложнена дополнительными складками. Их больше всего в той части Кызылсанской синклинали, где она сильно сужается и осложняется Джиландинской антиклиналью (см. фиг. 49, участок X). Юго-восточнее последней внутри синклинали много крупных разрывов, затрудняющих изучение складок.

Северо-восточное крыло Кызылсанской синклинали

Северо-западнее Джиландинской антиклинали отчетливо видна дополнительная антиклинальная складка, тянущаяся в северо-западном направлении.

Морфология складки. Дополнительная антиклиналь пересечена поперек долиной р. Кожабек, на склонах которой хорошо видно строение этой складки. Наиболее хорошо обнаженная часть антиклинали (правый склон долины) образована двумя пачками известково-доломитных пород кызылсанской фации фаменского яруса. Мощность нижней пачки 2 м,

верхней 1,5 м. Верхние части пачек слагаются серыми, более известковыми среднеслоистыми породами. Нижние части пачек состоят из тонких слоев с повышенной доломитностью. Во всех породах содержится значительная примесь алевроитового материала. Складка имеет плоские крылья, симметрично наклоненные под углом 30° на юго-запад ($210-230^\circ$) и на северо-восток. Свод антиклинали узкий, он представляет собой резкий изгиб слоев. Складка открытая – угол при вершине 120° (фиг. 85, а).



Фиг. 85. Схема трещиноватости и кливажа в дополнительной складке, осложняющей Кызылсанскую синклинали и их интерпретация:

а – вертикальное обнажение, простираение трещин и кливажа параллельно оси складки; б – возможные варианты положения осей напряжений в юго-западном крыле складки; в – предполагаемые траектории главных нормальных напряжений (третий вариант) на первой стадии развития складки; уплотненное расположение осей – на участках усиленного сжатия, точечный крап – на участках ослабленного сжатия

Юго-западное крыло антиклинали рядом со сводом в нижней части нижней пачки рассечено густой системой трещин (примерно через 1 см) с падением на северо-восток 30° под углом 80° и с падением на северо-запад 300° под углом 70° . В этих трещинах видны тонкие карбонатные

прожилки, В средней и верхней частях нижней пачки много жил кальцита, заполняющих трещины с падением на северо-восток 10° под углом 70° и на северо-запад от 265 до 330° под углом $60-80^\circ$. Реже сходные по морфологии трещины имеют падение на юго-запад 210° под углом 85° . В средней части пачки отмечены один сброс с амплитудой 2 м по трещине с падением 340° под углом 50° и крупная трещина с падением на запад 270° под углом 60° . В верхней части пачки слоистость становится тоньше и число трещин возрастает за счет трещин, имеющих падение на юго-запад 200° под углом 80° и 330° под углом 55° .

В нижней части верхней пачки тонкие слои имеют разную мощность. В них неравномерно развит кливаж. В одних слоях он вертикальный с простиранием $0-350^\circ$, наблюдается через $5-10$ см. Здесь же через $10-30$ см проходят вертикальные трещины с простиранием 290° , пересекающие все слои нижней части верхней пачки. В других слоях поверхности кливажа расположены через $1-1,5$ см и имеют наклон на юго-запад 240° под углом $50-60^\circ$. Их пересекают вертикальные трещины с простиранием 210 и 290° . В последних залегают тонкие карбонатные жилки, которые моложе кливажа. По кливажу жил нет.

В верхней части верхней пачки много крупных трещин, заполненных карбонатными жилами мощностью $5-15$ см. На расстоянии 10 м вдоль слоя было отмечено 24 жилы. Отношение мощности жил к междужильным промежуткам $1 : 4$ и даже $1 : 3$. Жилы падают на северо-восток $0-10^\circ$ под углом $60-70^\circ$. Здесь же проходит сброс на 1 м по трещине с падением 210° под углом 80° . На верхней поверхности пачки через $10-50$ см видны тонкие волосявидные вертикальные карбонатные жилки с простиранием 310 и 255° .

Непосредственно рядом со сводом верхняя поверхность пласта разделена на угловатые глыбы размером от 20×30 до 50×75 см. Трещины, ограничивающие глыбы, упираются одна в другую, создавая рисунок, напоминающий каменную кладку. Преобладают трещины северо-западного ($300, 340^\circ$) и юго-западного простирания с падением 330° под углом 60° , а также с падением 120° под углом 80° .

Перечисленные трещины можно разделить по отношению к оси складки на две группы: продольные и поперечные. Продольные состоят из круто наклонных на юго-запад и вертикальных, которые по отношению к пласту наклонены в сторону его падения, и из трещин, падающих на северо-восток и почти перпендикулярных к пластам.

Обращают на себя внимание крупные почти перпендикулярные к пласту трещины, заполненные наибольшими жилами. Возможно они являются отрывами. Однако подобные жилы имеются и в трещинах иного направления, поэтому, вероятно, все трещины (включая кливаж) появились как сколовые, а затем были раскрыты и многие из них заполнились карбонатами.

Замок антиклинали образуют те же две пачки. В нижней части нижней пачки в тонких слоях наблюдается сильный кливаж (через 1 см) с падением 240° под углом 70° , а также слабее развитый кливаж по азимуту 240° под углом 10° . По поверхностям кливажа основного направления смещения часто достигают $1-5$ см, изредка 10 см. Около шарнира складки наблюдается сбросовое (выдвиговое) смещение ступенями по отдельным поверхностям с общей амплитудой 40 см. В одном прослое (с большей примесью терригенного материала) видна сильная разлинзованность в горизонтальном направлении. Поверхности, разделяющие линзы, волнистые, сливающиеся одна с другой, расположены через $3-6$ см. Кливаж в этом прослое выражен слабо.

На месте шарнира складки нижние слои по поверхностям кливажа подняты в виде горста на $0,5$ м. В верхнем из поднятых слоев кливаж искривлен наподобие стулообразной складки; в средних он имеет форму антиклинали; в нижнем – следует двум направлениям, одно из которых напоминает антиклиналь, а другое близко к моноклинали (см. фиг. 85).

Такие сложные формы залегания кливажа сочетаются с простым залеганием ясно прослеживающихся слоев. Возможно, что искривления кливажа отражают изменения поля напряжений в слоях и не являются результатом деформации первоначально плоских поверхностей.

В средней и верхней частях нижней пачки в 5 м юго-западнее шарнира антиклинали появляется четкий кливаж с падением плоскостей по азимуту 205° под углом 80° и по азимуту 270° под углом 80° . Слабо выражены волнистые горизонтальные трещины. В 2 м от шарнира встречен кливаж только одного первого направления и более пологий с падением на юго-запад 215° под углом 65° . На самом шарнире кливаж сложно искривлен в виде сундучной антиклинали внутри слоев, слабее изменяющих свою форму. В верхней части верхнего слоя данной пачки кливаж ослабевает; кроме него наблюдаются вертикальные трещины, заполненные карбонатными жилами мощностью до 3 см с простиранием на северо-запад 310° , а также на северо-восток. Трещины короткие, быстро затухающие по простиранию, скорее всего они являются отрывами. Эти жилы пересекаются и однообразно смещаются редкими поверхностями кливажа.

Замок складки в нижних слоях верхней пачки интересен тем, что в нем кливаж вновь усиливается. Юго-западнее шарнира основная плоскость кливажа наклонена на юго-запад 220° под углом 40° (слои падают на юго-запад 215° под углом 20°). Вверх по разрезу верхней пачки кливаж становится круче и распадается на два направления с падением на юго-запад 215° под углом 60° и на 215° под углом 80° . В отдельных прослоях кливаж четко следует одному направлению с падением по азимуту 215° под углом 70° . Между нижней и средней частями пачки в двух слоях кливаж образует резкие изгибы, которые не сопровождаются изменениями формы слоев.

В наиболее высоких слоях верхней пачки кливаж появляется ближе к шарниру, чем в нижних. В сечении верхней пачки осевой поверхностью складки кливаж регистрируется во всех слоях. Он образует здесь как бы антиклиналь с более крутым падением по сравнению с крыльями действительной складки. При переходе к северо-восточному крылу кливаж вертикален с простиранием 310° .

На поверхности свода верхней пачки кливаж выражен очень слабо. Здесь проходят четкие редкие трещины с падением на юго-восток 120° под углом 70° и сбросовым смещением порядка 1 см. В верхних и средних слоях пачки в 2 м к северо-востоку от осевой поверхности кливаж исчезает, сохраняясь лишь в ее нижних слоях.

Северо-восточное крыло антиклинали обнажено хуже. В средней и верхней частях нижней пачки здесь виден кливаж, образующий плоские плиты толщиной 1–2 см с падением на северо-восток 20° под углом 70° . Кроме него распространены трещины отрыва, заполненные карбонатными жилами мощностью до 3 см. Они полого наклонены на северо-запад 330° под углом 10° . Некоторые жилы смещены трещинами, параллельными кливажу, на 20 см, как по сбросам.

Таким образом, трещины и их разновидность – кливаж расположены по всей складке вдоль траекторий, имеющих форму антиклинали, но с более крутыми крыльями, чем антиклиналь в слоях. Поэтому кливаж можно назвать обратным веерообразным. Во всех случаях смещения слоев по этим трещинам оказалось, что относительно подняты крылья, ближайšie к осевой поверхности, причем смещение имеет сбросовый характер.

Кливаж и обычные трещины распространены весьма неравномерно. Число кливажных трещин максимально около осевой поверхности, где они развиты во всех слоях. Кроме того, кливаж преимущественно развит в нижней части каждой пачки. С удалением от осевой поверхности антиклинали он прежде всего исчезает в верхних и средних частях каждой пачки.

В удалении от шарнира в средних и верхних частях пачек, там, где нет кливажа, возникли наиболее крупные карбонатные жилы, указывающие

на значительное растяжение и удлинение вдоль слоистости, достигающее местами до 20–25 %.

На данном примере отчетливо видно, что отдельные пачки слоев испытывают не только общую для всей складки деформацию, но и самостоятельные деформации. Весьма интересны упоминавшиеся данные о кливаже, имеющем в отдельных участках простирание поперек оси складки.

Поле напряжений. Напряженное состояние дополнительной антиклинали восстанавливается не однозначно, возможны три варианта.

Первый вариант в пределах хорошо обнаженного юго-западного крыла жилы с северо-восточным падением возник по отрывам. При этом ось наибольшего сжатия σ_3 будет почти перпендикулярной к слоистости, а ось наибольшего растяжения почти параллельна ей.

Второй вариант основан на использовании немногочисленных сбросовых смещений по трещинам и поверхностям кливажа. При этом в замке складки ось наибольшего сжатия σ_3 вертикальна, а ось наибольшего растяжения σ_1 горизонтальна. Если считать, что жилы заполнили трещины скальвания, обе оси напряжений следует повернуть по часовой стрелке на 20–25° по сравнению с первым вариантом.

В обоих вариантах, различие между которыми невелико, направление оси наибольшего сжатия скорее перпендикулярно, чем параллельно слоистости, т. е. ось σ_3 наклонена на северо-восток, а ось σ_1 на юго-запад (см. фиг. 85). Эти варианты вызывают возражения. Необычно сочетание кливажа, крупных отрывов и раскрытых трещин скальвания, заполненных жилами.

Последние свидетельствуют о значительном растяжении, тогда как кливаж принято связывать с условиями высокого всестороннего сжатия. Трудно объяснить возникновение шарнирной формы складки, если наибольшее сжатие везде было почти перпендикулярно слоистости. Непонятна и обратная веерообразность кливажа; необычны большие амплитуды смещений по поверхностям кливажа (дециметры).

Третий вариант связан с предположением о различных условиях, времени и причинах появления кливажа и раскрытия трещин, заполнившихся жилами. Сбросовые смещения по поверхностям кливажа надо отнести ко времени более позднему, по сравнению с возникновением кливажа, и можно объединить их с процессом раскрытия трещин.

На первой стадии надо предполагать возникновение складки шарнирной формы и связанного с ней кливажа с обратным веерообразным расположением. В участках, где кливаж не развивался, в это время возникали трещины сходного с ним направления. Все эти явления представляют собой, вероятно, следствие одной причины – сжатия с северо-востока на юго-запад (или наоборот) в направлении, близком к горизонтальному.

Напряженное состояние внутри каждой пачки слоев при развитии складки в таких условиях должно определяться сочетанием следующих усилий:

1) продольное сжатие в основном передается вдоль пачки слоев и поэтому ось σ_3 параллельна слоистости;

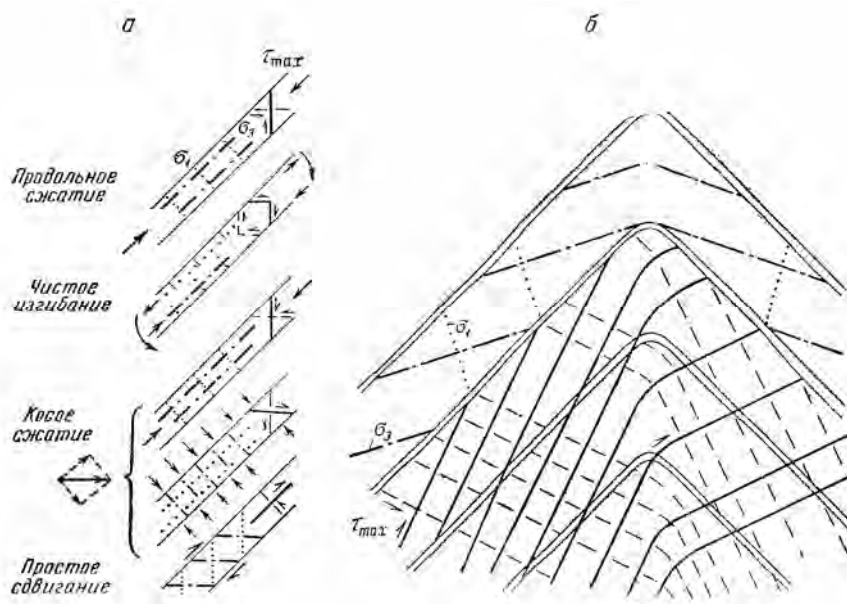
2) возникающие при чистом изгибании пласта напряжения наибольшего сжатия параллельны слоистости около вогнутой поверхности пачки, здесь происходит суммирование двух одинаково направленных сжатий. Около выпуклой поверхности пачки изгибание сопровождается параллельным слоистости растяжением, которое должно ослаблять основное общее продольное сжатие. Отсюда понятно большее развитие трещин и кливажа около подошвы каждой пачки, чем около кровли;

3) общее сжатие может создавать не только продольные усилия в пачках слоев, но и усилия, направленные наискось и действующие на поверхность каждой пачки. Их можно разложить на нормальную и касательную составляющие;

4) благодаря проскальзыванию слоя по слою, обычному при формировании складок, касательная составляющая может дополнительно усиливаться.

Взятая отдельно, касательная составляющая определила бы направление оси наибольшего сжатия σ_3 под углом 45° к слоистости, а нормальная составляющая вызвала бы перпендикулярность той же оси относительно слоистости.

При развитии складки под действием продольных усилий одновременно действуют четыре фактора, поэтому направление оси σ_3 получается в результате суммирования всех перечисленных векторов. Так как одни векторы параллельны слоистости, а другие направлены наискось и даже перпендикулярны к ней, то в итоге главное напряжение наибольшего сжатия в крыле растущей складки должно быть направлено наискось к слоистости и иметь меньший наклон по сравнению с ней (фиг. 86).



Фиг. 86. Схема траекторий главных напряжений в антиклинальной складке продольного сжатия:

а – схемы одновременно действующих усилий и свойственных им траекторий главных напряжений; *б* – суммарный результат действия всех усилий

Траектории максимальных касательных напряжений двух направлений в такой антиклинальной складке могут иметь форму нормального веера, расходящегося вверх, или форму обратного веера, расходящегося вниз (см. фиг. 86). В замке складки продольные усилия совпадают по направлению с общим сжатием, а касательные усилия равны нулю. Поэтому ось наибольшего сжатия σ_3 перпендикулярна осевой поверхности, а траектории максимальных касательных напряжений наклонены положе, чем в крыльях складки. Это создает условия для антиклиналеобразного искривления траекторий наибольших сжимающих напряжений σ_3 . Образованная ими «антиклиналь» более пологая и с меньшей амплитудой, чем действительная антиклиналь в слоях. Траектории одного из направлений максимальных касательных напряжений также имеют форму, напоминающую антиклиналь, но только более крутую, чем антиклиналь в слоях. Эти траектории обладают обратным веерообразным расположением.

Таким образом, обратное веерообразное расположение трещин скалывания и кливажа с антиклиналеобразным залеганием их вблизи осевой поверхности легко связать с развитием складки под действием продольных горизонтальных сжимающих усилий, направленных вкрест ее простирания. Трещины скалывания и кливаж располагаются в направлениях, близких к траекториям максимальных касательных напряжений. Пока неясно, почему

в данном случае сильнее проявились сколы, следующие траекториям с обратным веерообразным расположением, тогда как в литературе чаще отмечается кливаж с прямым веерообразным расположением.

Шарнирную форму антиклинали следует объяснять сочетанием двух причин. Во-первых, при изгибе под действием продольных усилий касательные напряжения достигают наибольшей величины в месте с наибольшей кривизной, т. е. в замке складки около ее осевой поверхности. Во-вторых, вязкость горных пород, как было показано в главе 20, экспоненциально падает с подъемом касательных напряжений. Значит, в замке складки вязкость пород может быть сильно понижена. Если это так, то скорость деформации материала в замке складки должна быть много больше, чем на крыльях и в замке будет происходить как бы переламывание пластов. Это явление известно в технике и называется образованием «пластического шарнира». Таким образом, широко распространенная в складках шарнирность формы в условиях продольного сжатия является показателем того, что здесь действовали такие напряжения, при которых сильно проявилась зависимость вязкости горных пород от интенсивности касательных напряжений.

На второй стадии, согласно третьему варианту следует предполагать, что ось наибольшего сжатия была почти перпендикулярна к слоистости в уже сформировавшейся антиклинали, т. е. поле напряжений было таким же, как по первому варианту. На этой стадии складка подвергалась растяжению вдоль слоистости. Трещины, возникшие до этого при ином поле напряжений, обновлялись, по ним возникали сбросовые смещения, многие трещины раскрывались и заполнялись карбонатными жилами. Следовательно, намечаются две стадии развития складки с относящимися к ним двумя полями напряжений, а также две причины роста складки: 1) примерно горизонтальное сжатие, направленное вдоль слоев; 2) давление, почти нормальное к рассматриваемым пачкам, действовавшее на крылья и замок складки со стороны ее ядра.

Из-за плохой обнаженности ядро не удалось детально изучить. На его месте были обнаружены редкие выходы сильно перемятых тонкослоистых карбонатных пород. Вероятно, эти породы на второй стадии нагнетались в ядро антиклинали, давили на ее свод и крылья и, поднимая, растягивали их. Возможно, продольные усилия повторно слабо действовали и после второй стадии, так как были отмечены случаи пересечения карбонатных жил трещинами, параллельными кливажу. Обе непосредственные причины развития антиклинали, вероятно, являются следствиями вертикальных движений трех крупных складок второго порядка – Булакбетской и Акбетской антиклиналей и разделяющей их Кызылсанской синклинали. Каждая из этих складок двигалась не в одном направлении, а то вверх, то вниз, что было предположено во второй части и будет дополнительно обосновано в главах 31 и 32. Именно эти изменения знака движений в общей форме могут быть привлечены для объяснения сложности истории рассмотренной антиклинали.

Третий, более сложный вариант подкрепляется также данными по другим складкам, которые будут приведены ниже. Три варианта дают объяснение и интерпретацию трещин и кливажа, простирание которых параллельно оси складки. Трещины с поперечным простиранием предположительно связываются с неравномерностью усилий и деформаций вдоль простирания складки.

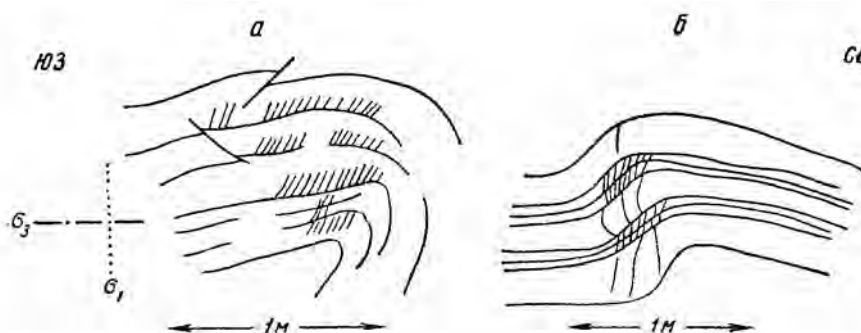
Северо-восточнее рассмотренной антиклинали, вдоль границы Кызылсанской синклинали с Кожабекской структурной седловиной проходит узкая дополнительная синклиналь с различными мелкими деформациями и разрывами. Она будет описана при рассмотрении механизма образования Булакбетской антиклинали.

В середине северо-восточного крыла Кызылсанской синклинали было обнаружено также несколько дополнительных складок рядом со сложной зоной разрывов, которая тянется между Симбайсайской и Кокбастауской

антиклиналями. Среди них наиболее интересна одна лежачая антиклиналь (Гзовский, 1959; фиг. 39, б, профиль В¹), внутри которой сильно развит кливаж, приблизительно параллельный осевой поверхности.

Юго-западное крыло Кызылсанской синклинали

На юго-западном крыле Кызылсанской синклинали имеется группа простых дополнительных складок небольшой величины, образованных в средне- и тонкослоистых известняках кызылсанской фации фаменского яруса. Амплитуда одних измеряется метрами, других – дециметрами. Шарниры складок горизонтальные, простирание северо-западное, согласное с общим простиранием слоев, полого падающих на северо-восток $0-30^\circ$ под углом $15-30^\circ$. Эти складки были описаны М. С. Пичугиным, который не смог отметить регулярных изменений мощности в их пределах. Замки в большинстве случаев не шарнирные и с однообразной кривизной. Вблизи осевых поверхностей складок внутри отдельных прослоев, преимущественно около их подошвы, появляется кливаж (фиг. 87).



Фиг. 87. Расположение кливажа и трещин в дополнительных складках внутри Кызылсанской синклинали (вертикальные обозначения) и их интерпретация (по М. С. Пичугину)

Отдельные более крупные трещины относятся к сколам и расположены в пространстве сходно с кливажем. Смещения по ним указывают на то, что наибольшее сжатие было направлено вдоль слоистости. Таким образом, в этих простых складках в чистом виде проявлены соотношения, предположенные для предыдущей антиклинали со сложной историей формирования. Преимущественное развитие кливажа около подошвы каждого слоя и вблизи осевой поверхности складки объясняется тем, что в условиях продольного сжатия именно в этих местах касательные напряжения достигают наибольшей величины.

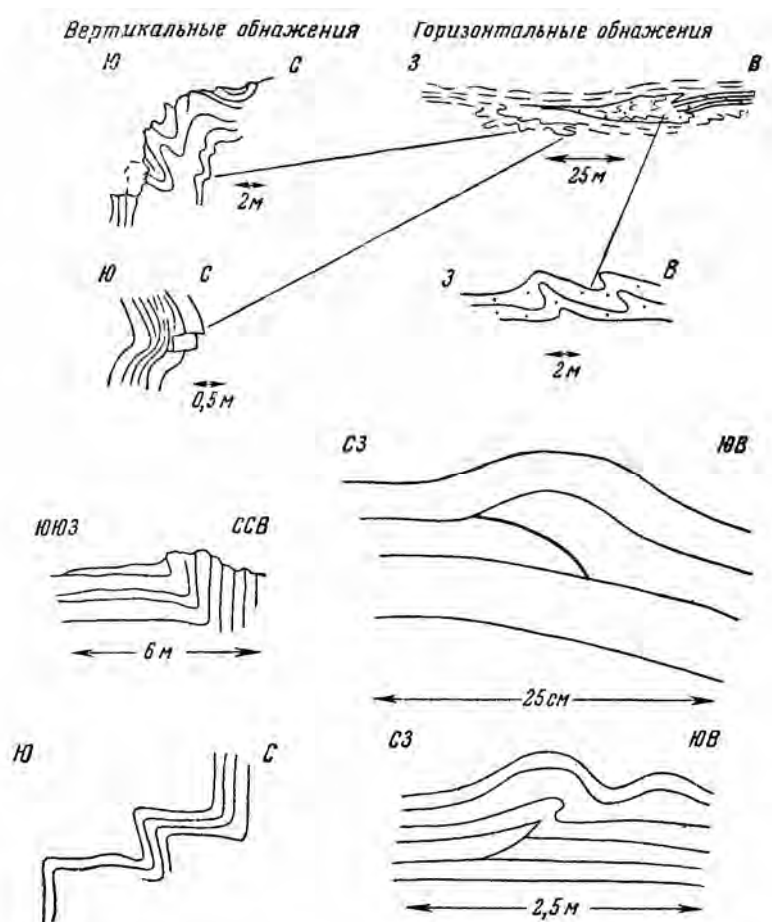
В некоторых складках отчетливо видны искривления трещин, пересекающих отдельные слои. Такие же искривления неоднократно были отмечены выше. Их скорее всего следует связывать с тем, что касательные напряжения одного знака около вогнутой поверхности подошвы в сжимаемой при изгибе части слоя имеют одно направление, а около выпуклой поверхности кровли в растягиваемой части слоя – другое (см. фиг. 86), т. е. искривление появляется как результат растягивающих напряжений, возникающих около кровли, тогда как около подошвы их нет. Причины возникновения последних дополнительных складок несомненно местные, так как рядом с ними юго-западное крыло Кызылсанской синклинали приобретает крутое, местами опрокинутое залегание, что связано с поднятием ядра Акбетской антиклинали. В узкой зоне перехода от Кызылсанской синклинали к Акбетской антиклинали много крупных продольных разрывов.

* * *

Во внешних частях Бозбутацкой синклинали, являющейся продолжением Кызылсанской к юго-востоку, на фоне крутого залегания крыльев, в нескольких местах имеются мелкие дополнительные складки. Одни из них имеют горизонтальные шарниры, другие – вертикальные. Никаких новых типов соотношений между мелкими и крупными складками и разрывами на этих примерах не было установлено.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ В ПОРОДАХ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Дополнительная складчатость в породах нижнего палеозоя развивалась при каледонском и герцинском складкообразовании, поэтому строение ее сложное, а восстановление напряженных состояний затруднено и менее надежно.



Фиг. 88. Дополнительные складки в карбонатных породах нижнего палеозоя

В ее строении очень много общего со строением дополнительных складок в породах среднего палеозоя. В нижнем палеозое также можно видеть раздувы мощности отдельных слоев, сопровождающиеся сколами по кривым поверхностям. Другие складки в нижнем палеозое, наоборот, почти не имеют заметных изменений мощности слоев; многие из них шарнирной формы

(фиг. 88). При прослеживании многочисленных мелких складок в соседних пачках слоев было отмечено такое же шахматное расположение пучков складок, как и в турнейских отложениях Коксайской синклинали.

Таким образом, понимание механизма дополнительной складчатости в нижнепалеозойских породах значительно облегчится, если будут выяснены основные закономерности более простого развития складок в среднепалеозойских отложениях.

ВЫВОДЫ

1. Приведенное описание дополнительной складчатости содержит ее объективную характеристику в пределах Байджансайского антиклинория. Благодаря детальному изучению всей площади, а не отдельных выходов или линий профилей, определяется относительное значение складок разных типов.

Установлено, что дополнительная складчатость распространена неповсеместно и весьма неравномерно. Она существует лишь на небольшой части площади антиклинория (около 10%) – на отдельных участках, разделенных пространством, где такой складчатости нет. Если допустить, что в местах, где сейчас средний палеозой уже размыт, участки со складчатостью занимали такую же долю площади, как и в областях современных выходов среднего палеозоя, то мы получим, что дополнительная складчатость была примерно на 20% площади антиклинория. Эту величину надо считать верхним пределом, так как известно, что на размытых сводах антиклиналей второго порядка дополнительная складчатость менее распространена, чем на их сохранившихся крыльях и в синклиналях.

Дополнительная складчатость захватывает лишь часть слоев стратиграфического разреза – прежде всего тонкослоистые пачки различного состава. Следовательно, *дополнительную складчатость надо рассматривать как местное явление, возникающее в силу причин, не действовавших на всей площади антиклинория.* Данную складчатость нельзя использовать для выявления какой-либо общей для всего антиклинория деформации, например горизонтального сжатия или сдвига.

Дополнительная складчатость преимущественно формировалась в юго-восточной и средней частях антиклинория, на северо-западе ее почти нет. Отмечено, что и основная складчатость на северо-западе развита менее полно и в значительной мере заменена горстами и грабенами. Таким образом, большая хрупкость северо-западной части антиклинория проявилась не только в крупных, но и в дополнительных деформациях.

2. В результате проведенных полевых работ крупные складки первого и второго порядка изучены так же полно, как и мелкая дополнительная складчатость. Для каждого участка известны общие структурные условия развития мелкой складчатости. Поэтому для всех мест, где имеется такая складчатость, можно конкретно указать наиболее вероятную причину ее появления. Формирование мелких складок вследствие гравитационного оползания исключено, так как это противоречило бы широкому распространению складок с вертикальными шарнирами и шарнирами, параллельными линии общего падения слоев. Однако складчатость не доказывает и горизонтальных сдвигов по разрывам внутри антиклинория и на его границах, так как преимущественное значение имеют складки с горизонтальными шарнирами, а складки с вертикальными шарнирами в каждом месте находят конкретное и более простое объяснение.

Дополнительная складчатость распространена в местах с наиболее интенсивными деформациями в крупных складках второго и первого порядка и наибольшим развитием крупных разрывов. *Главными причинами появления дополнительных складок являлись: изменения знака перемещения по длительно развивавшимся зонам разрывов и неравномерность давления в разных частях крупных складок.*

Тонкослоистые, наименее вязкие породы выдавливались из мест большего сжатия и смещались в сторону меньшего сжатия, где образовывались мелкие складки. Области выжимания появлялись на сводах крупных антиклиналей около их осей (Мынчабырская), около осей структурных носов (Булакбетская антиклиналь), в местах сужения синклиналей (Байджансайская). Смещение материала из областей выжимания происходило чаще всего в направлении падения или восстания слоев и вызывало появление складок с горизонтальными шарнирами. В других, более редких случаях материал отжимался вдоль простирания слоев, и тогда возникали складки с шарнирами, параллельными линии общего падения. При вертикальном залегании слоев шарниры складок оказывались вертикальными.

Наконец, отмечены еще более редкие случаи смещения материала наискось к падению или простиранию слоев, приводившие к образованию складок с наклоненными наискось шарнирами (Джамантасская антиклиналь). Изменения знака вертикальных перемещений по зонам разрывов считаются причиной возникновения ряда наиболее крупных дополнительных складок (Джамантасской, Пономаревской). Факт изменения знака перемещений по разрывам устанавливается независимо от дополнительной складчатости (см. главу 32).

Таким образом, для объяснения дополнительной складчатости не требуется введения никаких предположений о горизонтальном сжатии или о деформации простого сдвига всего участка земной коры, занятого Байджансайским антиклинорием. Имеющихся данных о крупных складках и разрывах достаточно для объяснения дополнительной мелкой складчатости. Она явилась реакцией слоистых толщ на выявленные независимо от нее вертикальные перемещения отдельных крупных складок и на знакопеременные вертикальные перемещения по крупным, длительно развивавшимся зонам разрывов. Этот вывод совпадает с высказанным ранее представлением В. В. Белоусова (1956) о причинах образования складчатости в геосинклинальных областях и с мнением Н. И. Николаева относительно складчатости Каратау.

3. Развитие дополнительной складчатости происходило в верхнем палеозое после окончания осадконакопления и до появления ряда крупных разрывов, создавших горстообразное строение крупных антиклиналей и грабенообразную структуру синклиналей. В осадках – в фациях и первичных мощностях – нигде не обнаружено признаков роста дополнительных складок. Разрывы, образующие горсты и грабены, срезают дополнительные складки. Следовательно, *дополнительная складчатость формировалась в течение одной или нескольких фаз одновременно с интенсивным ростом крупных основных складок первого и второго порядков.*

4. Почти для всех дополнительных складок Байджансайского антиклинория удалось установить направление создавших их активных усилий. Лишь небольшую часть складок в отдельных пластах внутри Байджансайской синклинали и на Булакбетской антиклинали образовали усилия, направленные поперек слоистости. *Подавляющее большинство дополнительных складок сформировалось под действием сжимающих усилий вдоль слоистости с небольшими отклонениями от этого основного направления.* Усилия эти проявлялись лишь на небольших участках, как следствие вертикальных движений крупных складок и вертикальных перемещений по разрывам.

5. В дополнительных складках с большей или меньшей точностью можно установить поля напряжений, сопровождавшие их рост. В редких складках, возникших под действием поперечных усилий, траектории наибольших из сжимающих напряжений σ_3 располагаются в виде веера поперек слоистости. Наибольшее число разрывов отмечено на крыльях таких складок (см. фиг. 50, д; 83). Данный тип механизма образования складок был назван поперечным изгибом (Гзовский, 1954в).

В большинстве складок, возникших при продольных к слоистости сжимающих усилиях, траектории наибольших из сжимающих напряжений почти продольны к слоистости. По-видимому, в антиклиналях они расположены антиклиналеобразно, с несколько меньшей кривизной по сравнению со слоями. В синклиналях они расположены синклиналеобразно (см. фиг. 79, 81, 85). Ось наименьшего сжатия (σ_1) почти перпендикулярна к слоям, вместе с осью σ_3 она лежит в плоскости, нормальной к шарниру складки. Средняя ось σ_2 совпадает с шарниром складки. Наибольшее число разрывов и области преимущественного развития кливажа отмечены не на крыльях, а вблизи осевой поверхности. Этот механизм предлагается обобщенно называть продольным сжатием. У него отчетливо выделяются два разных вида, существенно отличающиеся и легко распознаваемые по ряду признаков.

Один вид был назван продольным расплющиванием (Гзвский, 1954а). *Складки продольного расплющивания формируются путем увеличения мощности слоев.* Каждая складка – это раздув мощности. Этот вид распространен наиболее широко.

Другой вид был назван продольным изгибом (Гзовский, 1954а). *Складки продольного изгиба образуются путем изгибания слоев без существенного изменения их мощности.* Большая часть сечения каждого слоя в таких складках испытывает сжатие, которое максимально около вогнутой поверхности слоя. Около его выпуклой поверхности возможно слабое растяжение, а в замке складки – отделение слоя от слоя. Такие складки имеют ограниченное распространение.

6. Два указанных механизма образования складок продольного сжатия были описаны в чистом виде. Однако часто встречаются сложные деформации слоев, сочетающие в себе элементы разных механизмов.

а) в ряде случаев, особенно в Байджансайской синклинали, было установлено, что в складках продольного расплющивания после значительного их развития происходило изменение напряжений и направления деформаций. Сжатие, перпендикулярное общему направлению слоистости, по мере роста складок увеличивалось и переставало быть наименьшим. Поэтому наименьшим становилось сжатие, которое действовало вдоль шарнира и сначала соответствовало среднему из трех главных нормальных напряжений (σ_2). Материал слоев перемещался вдоль шарниров ранее возникших складок, при этом возникали системы трещин скалывания и отрыва, соответствующие новому полю напряжений. Так можно объяснить происхождение многих систем трещин с простиранием, поперечным к осям складок с горизонтальными шарнирами;

б) в крыле Джамантасской антиклинали были обнаружены мелкие складки, испытывавшие сначала продольное расплющивание, а затем продольный изгиб;

в) на примере дополнительных складок Кызылсанской синклинали было установлено, что имеются складки, в которых одни и те же пачки слоев сначала развивались преимущественно путем продольного изгиба, а затем испытывали поперечное изгибание из-за того, что ядра этих складок расширялись при нагнетании в них нового материала. Внутри ядра при этом происходило продольное расплющивание;

г) развитие ряда складок прекращалось на некоторой стадии, при этом индивидуальные особенности деформирования отдельных слоев исчезали и начиналась общая деформация всей складки как единого однородного тела. На этой стадии во многих складках возникал кливаж. Если оси главных напряжений и деформаций оказывались при этом приблизительно параллельны слоистости в одном крыле и перпендикулярны к ней в другом, то происходил геометрический эффект уменьшения мощности слоев в одном крыле и ее увеличения – в другом. Прекращение развития дополнительных скла-

док и начало общей однородной деформации на крыле Джамантасской антиклинали было объяснено общим поворотом слоистости на крыле крупной складки (по отношению к направлению внешних активных усилий);

д) в Пономаревской антиклинали, как и в ряде других складок, было обнаружено чередование слоев, испытывавших продольное изгибание и продольное расплющивание. В этой складке продольно расплющивавшиеся слои оказывали давление на замки в продольно изогнутых слоях;

е) пласты, испытывавшие поперечный изгиб, в Байджансайской синклинали и Булакбетской антиклинали деформировались подстилающими их слоями, в которых росли складки продольного расплющивания. Некоторые складки продольного расплющивания во внешних частях переходили в складки поперечного изгиба.

Следовательно, для многих дополнительных складок констатируется смешанный механизм формирования, сочетающий в себе элементы разных механизмов, сменяющие друг друга в пространстве или во времени. Эти переходы от одного механизма к другому или изменение направлений некоторых из осей главных напряжений происходили при постоянном направлении внешних активных усилий. Поэтому *многие осложнения поля напряжений надо считать свойственными соответствующим стадиям механизма формирования складки*. Они вполне аналогичны описанным в главе 21 коренным изменениям поля напряжений внутри образца, например кубика, который однообразно сжимают на прессе (см. фиг. 20, и).

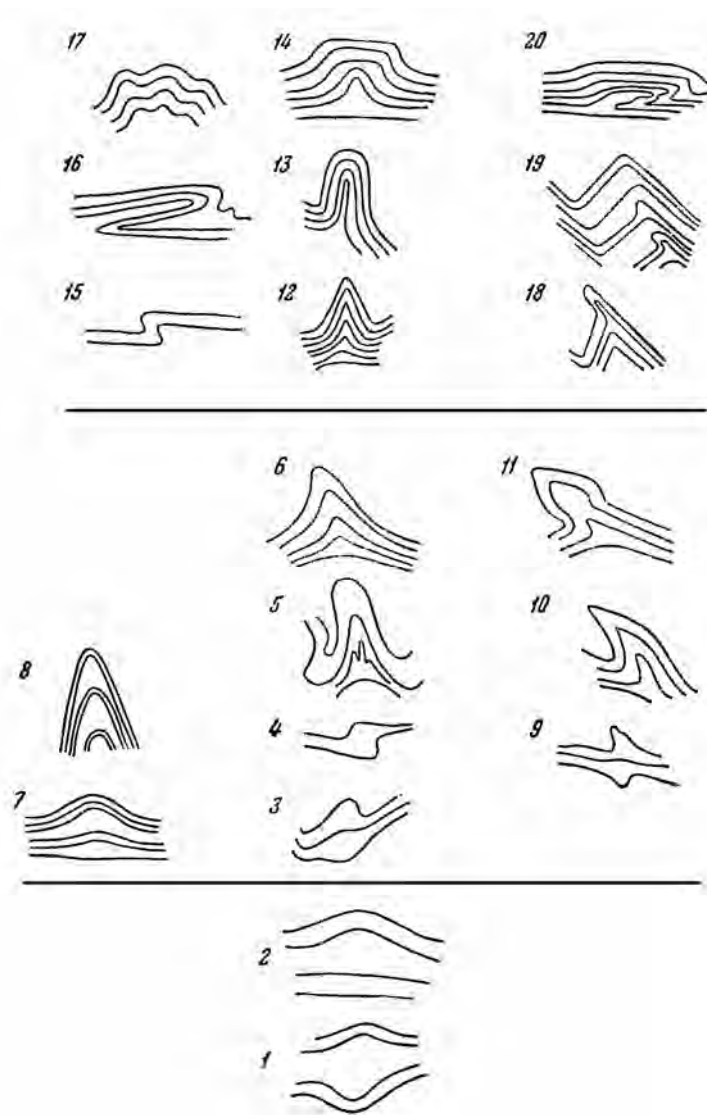
7. *Выделение различных механизмов формирования складок имеет значение для поисков и разведки гидротермальных рудных месторождений*, так как трещины и следующие по ним жильные тела располагаются в таких складках не одинаково. На примерах отдельных складок в Байджансайской синклинали (см. фиг. 55) и северо-восточного крыла Мынчабырской антиклинали видна связь согласных седловидных рудных тел со складками, в развитии которых существенную роль играл продольный изгиб. Такие же сочетания были описаны В. А. Невским (1948) для сурьмяно-ртутных рудных полей Хайдаркана. Они выявляются и на некоторых крупных зарубежных месторождениях, например Бендиго в Австралии (Крейтер, 1956б). В складках продольного расплющивания трудно ожидать такие же рудные тела. В них, по-видимому, должны формироваться секущие жилы, сосредоточенные внутри складки вблизи от осевой поверхности.

8. При детальном описании дополнительных складок было упомянуто много морфологических разновидностей. Основные двадцать показаны на фиг. 89, где для сокращения места даны только антиклинали (возможные положения шарнира рисунок не отражает).

Разновидности 1 и 2 возникают путем продольного расплющивания, т. е. местного увеличения мощности слоев. Они имеют округлую форму сводов. Первая разновидность является антиклиналью по кровле и синклиналью по подошве деформированного пласта.

Далее сгруппированы морфологические разновидности, при формировании которых проявились как элементы продольного расплющивания, так и элементы продольного изгиба. В разновидностях 3, 4, 5 и 6 сначала, вероятно, преобладали изменения мощности, а затем большую роль играл изгиб, однако возможна и обратная последовательность во времени. Для выяснения этого вопроса необходимо исследовать модели. Разновидность 6 называется килевидной. В примерах 7 и 8 видно чередование деформаций с преобладанием элементов то одного, то другого механизма не во времени, а в пространстве. Складки, отмеченные цифрами 9, 10 и 11, считаются результатом искажения первоначальной формы вследствие изменившихся условий формирования слоев. Разновидность 9 можно назвать крестообразной, условия ее возникновения не ясны. Складка 10,

называемая клювовидной, возникает, вероятно, при усложнении процесса наложением деформации простого сдвига (см. стр. 237). Разновидность 11, названная ланцетовидной, создается при сжатии складки в направлении, перпендикулярном осевой поверхности.



Фиг. 89. Морфологические разновидности дополнительных складок продольного сжатия в Байджансайском антиклинории. Пояснение в тексте

Остальные складки в основном возникали путем продольного изгиба. Для одних (12, 15) характерны узкие острые замки, которые были объяснены как результат возникновения пластического шарнира (см. стр. 266). Разновидность 12 называют шарнирной складкой. Многие коленообразные складки типа 15, имеют вертикальные шарниры. Складки этого типа отмечаемые на фоне вертикального залегания, называют стулообразными, при горизонтальном общем залегании слоев они похожи на флексуры. Однако складки типа 15 образовались под действием продольного сжатия, что в принципе

отличает их от флексур, создаваемых усилиями, поперечными к слоистости. Другие складки (13, 17) имеют округлые замки, при отсутствии заметных изменений мощности слоев в замке. Разновидность 13 называется изоклиной, а 17 – близка к параллельной (концентричной или цилиндрической).

Особый интерес представляют коробчатые (сундучные) складки 14, возникшие при продольном сжатии слоев. Отнесение их к складкам с существенной ролью продольного изгиба предположительно. Проверка возможности их образования вследствие продольного сжатия возможна на моделях.

Наконец, последние три разновидности предположительно связываются с искажением формы предыдущих складок при изменении условий деформирования, например, при изменении направления внешних сил по отношению к складкам. Сжатие, перпендикулярное к одному из крыльев складки, считается причиной возникновения λ -образной формы (18) и регулярного изменения мощности от крыла к крылу (19). Сжатие, перпендикулярное слоистости, возможно, является причиной превращения коробчатых складок в складки типа 20.

Таким образом, *дополнительные складки имеют весьма разнообразную форму. Объяснение причин возникновения складок разной формы разработано еще недостаточно.*

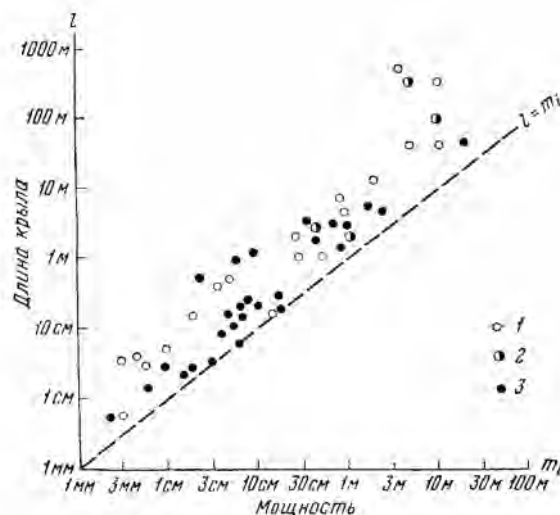
На фиг. 89 примеры складок расположены в последовательности постепенного изменения их формы. Вероятно, этой последовательности соответствуют количественные изменения тех факторов, которые определяют механизм и морфологию образующейся складки. По одним только полевым данным нельзя точно установить, какие именно факторы определили морфологию складок в каждом конкретном случае. При переходе от участка с одной морфологией складок к участку с другой морфологией обычно констатируются изменения нескольких факторов.

Так, например, замена крупной изоклиной складки продольного изгиба в ядре Джамантасской антиклинали на более мелкую и разнообразную складчатость, преимущественно продольного расплющивания, в расположенной южнее синклинали, можно связывать как с уменьшением мощности слоев, так и с изменениями литологического состава. В первом месте складки образованы в фаменских среднеслоистых однородных известняках и доломитах, во втором – в нижнетурнейских тонкослоистых алевролитистых и глинистых известняках.

На примере обнажений, изображенных на фиг. 73,б и 76, а, видно, что складки продольного изгиба и продольного расплющивания могут быть образованы одна рядом с другой в одном слое. Ведущую роль при этом могло играть лишь изменение давления, перпендикулярного пласту. Появление у складок продольного изгиба шарнирной формы объяснялось возникновением в пласте пластического шарнира (см. стр. 266). Возможно, что такой шарнир появляется при определенном сочетании скорости деформации пласта с его вязкостными свойствами. Точно установить это с помощью одних полевых геологических данных невозможно. На все перечисленные вопросы можно было бы ответить при наличии теории образования складок с формулами, количественно выражающими физические условия, необходимые для возникновения складок каждого морфологического типа. Эмпирическое обоснование такой теории должно включать не только данные полевых наблюдений, но и результаты испытания моделей в контролируемых условиях.

9. Величина дополнительных складок, упомянутых при детальном описании, весьма разнообразна. Амплитуда от нескольких миллиметров до 500 м. С вопросом о величине их тесно связан вопрос о числе складок, так как одна и та же величина деформации укорочения вдоль слоистости может быть достигнута как путем образования одной крупной складки, так и в результате возникновения многих мелких складок.

Для ряда участков Байджансайского антиклинория были установлены разные величины преобладающих размеров складок. Все наиболее крупные складки имеют горизонтальные шарниры и являются одиночными. Мелкие складки встречаются группами. Все складки с вертикальными шарнирами имеют амплитуду не больше первых десятков метров, обычно она меньше. По-видимому, формирование складок с вертикальными шарнирами по сравнению со складками с горизонтальными шарнирами происходит при большем всестороннем сжатии и при большем давлении, перпендикулярном слоистости. Поэтому *предполагается, что с ростом всестороннего сжатия величина складок уменьшается, а число их увеличивается.*



Фиг. 90. Сопоставление величины складок продольного сжатия (длины крыла l) с наименьшей мощностью слоев, способных к индивидуальному деформированию (m_i):

1 – продольный изгиб; 2 – смешанный механизм; 3 – продольное распушивание

10. Причины образования складок разной величины нельзя рассматривать, не проанализировав влияние мощности. Прежде всего имеет значение общая мощность деформируемой толщи.

Например, в юго-восточной части Байджансайской синклинали были описаны дисгармоничные складки внутри отдельных пачек тонкослоистых глинистых известняков и песчаников, залегающих среди мощных толщ массивных известняков. Амплитуда складок не может быть больше мощности каждой пачки дисгармонично смятых слоев.

Ясно, что должна иметь значение мощность слоев, участвующих в образовании складки. Естественно предположить, что *чем меньше мощность литологически обособленных, слоев, способных, к индивидуальному деформированию (m_i), тем меньше должны быть складки.* Для проверки были обработаны данные по 50 наиболее изученным дополнительным складкам из разных частей Байджансайского антиклинория. В качестве размера, характеризующего величину складки, была принята длина крыла в плоскости, перпендикулярной к шарниру (l).

Данные измерений были нанесены на график в логарифмическом масштабе (фиг. 90), из которого видно, что мощность слоев действительно относится к числу факторов, влияющих на величину складки. Длина крыла нигде не оказалась меньше мощности. Она изредка равна, а чаще значительно превышает мощность. Согласованность длины крыла с мощностью не такая строгая, как может показаться с первого взгляда на фиг. 90, так как масштаб этого графика логарифмический.

Вдоль каждой ординаты точки разбросаны в пределах одного-полутора порядков, а для больших мощностей разброс доходит до двух порядков. Иными словами длина крыла меняется от близкой к мощности m_i до равной десяти – тридцати, а иногда и ста мощностям m_i . Поскольку в каждом участке величина складок меняется не так сильно и более упорядочена, надо думать, что, кроме мощности слоя, есть и другие факторы, существенно влияющие на величину складки.

яющие на величину складки. Вероятно, именно за их счет разброс точек на фиг. 90 столь велик.

Так, в настоящее время, опираясь на полевые данные, удастся начать перечень факторов, влияющих на величину и число складок. О количественной характеристике роли каждого фактора, опираясь только на эти данные, не приходится даже думать. Перспективы решения этого вопроса существенно изменятся, если обратится к испытаниям моделей.

11. На фиг. 90 линия, отражающая среднее положение точек, соответствующих складкам продольного изгиба, может быть проведена немного выше и левее средней линии для складок продольного расплющивания. Это показывает, что при прочих равных условиях *уменьшение мощности слоев благоприятствует возникновению продольного изгиба вместо продольного расплющивания.*

Из приведенных выводов следует, что *тип механизма, морфология, величина и число возникающих складок продольного сжатия не случайны, а определяются некоторыми, пока еще не выясненными закономерностями.* Имеют значение следующие факторы: литологические признаки пород (от которых зависят физико-механические свойства), общая мощность деформируемой толщи, мощность слоев, способных к индивидуальным деформациям, скорость деформации, величина и режим во времени внешних сил, действующих вдоль и поперек слоистости.

Складчатость является чувствительным индикатором физических условий в земной коре. Она сильно реагирует как на различные особенности тектонического поля напряжений, так и на специфику физико-механических свойств деформируемых толщ. Выяснение закономерностей, определяющих механизм, величину и число складок, надо считать одним из важнейших направлений дальнейшего изучения складок. В результате таких тектоно-физических исследований можно будет решать разнообразные задачи, относящиеся к двум группам. Первые задачи (прямые) будут заключаться в том, что по данным о литологии и общей, более крупной структуре района можно будет предвидеть механизм, морфологию, величину и примерное число относительно мелких дополнительных складок на глубине и в плохо обнаженных частях района. Решения таких задач представляют большой интерес при поисках, разведке и разработке месторождений полезных ископаемых. Вторые задачи (обратные) сведутся к тому, что по данным о строении складок и физико-механических свойствах слагающих их пород будут выясняться основные особенности напряжений, действовавших в земной коре во время формирования складок. Полученные выводы о напряженном состоянии коры будут полезны при решении многих крупных теоретических проблем геологии и геофизики.

Глава 30

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ СКЛАДОК ПРОДОЛЬНОГО РАСПЛЮЩИВАНИЯ И ПРОДОЛЬНОГО ИЗГИБА

В конце предыдущей главы и в заключении второй части перечислялся ряд вопросов, связанных с механизмом образования складок, которые в результате полевых наблюдений были разрешены недостаточно уверенно и полно, или вообще остались не решенными. В связи с этим проводились эксперименты с моделями, постепенно усложнявшиеся. В начале следовало проверить, может ли система внешних сил, предположенная в итоге полевых работ, вызвать появление складок. Затем на моделях выяснялось, чем определяются число, величина и место образования складок. В дальнейшем опыты проводились для выяснения того, что происходит внутри растущей складки и чем определяется тот или иной тип деформации слоев, наблюдаемый в итоге всего процесса. В соответствии с изменением задач экспериментов усложнялись и условия их проведения.

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ СКЛАДОК, ВЫЗВАННЫХ ПЕРЕКЕКАНИЕМ СЛОЕВ

Постановка задачи

В итоге рассмотрения участков развития складок с вертикальными шарнирами (например в Байджансайской синклинали) мы предположили, что силы, действующие перпендикулярно слоистой толще, вызывали раздавливание и удлинение слоев в направлении слоистости. В таких участках были описаны разлинзованность слоев (будинаж). Вследствие удлинения некоторые части слоев перемещались за пределы данных участков, называемых областями выжимания. Однако остальные части слоев, лежащие вне области выжимания, не могли не оказывать сопротивления такому перемещению. Поэтому считается, что рядом с областью выжимания находится область нагнетания, где происходит сгруживание части каждого слоя, равной по объему тому материалу, который выдавлен из области выжимания. Это сгруживание может выразиться либо в увеличении мощности слоя, либо в его изгибе. Таким образом, поперечные активные сжимающие усилия, действующие на одну часть слоя, считаются причиной появления продольных сжимающих усилий, создающих складки в другой части того же слоя. Эта схема вытекает из данных полевых наблюдений над частью дополнительных складок в Байджансайском анти-

клинории. Особенно наглядно такие соотношения видны на фиг. 75, *е*. Данная схема была предложена ранее В. В. Белоусовым (1947 *а, б*; 1948) для объяснения происхождения складок в геосинклинальных областях. Он считал, что она отражает весьма широко распространенные причины образования складок, и провел испытание ряда моделей.

Первые опыты автора были проведены в 1949 г. с целью убедиться в физической возможности деформаций по указанной схеме. Они подтвердили данные опытов В. В. Белоусова.

Условия проведения опытов

В Байджансайском антиклинории дополнительные складки развиты внутри тонкослоистых пачек карбонатных пород, разделяющих толщи массивных или толстослоистых известняков. Места, где эти толщи были тектонически сближены, явились областями выжимания (фиг. 91, *а*). Модели также состояли из трех частей: двух массивных пластов и разделяющей их тонкослоистой пачки. Множитель геометрического подобия C_l был порядка от 10^{-4} до 10^{-5} , множитель подобия времени C_t – порядка 10^{-12} ; множитель подобия ускорения силы тяжести $C_g = 1$; множитель подобия плотности C_ρ

Соответственно множитель подобия вязкости $C_\eta = 10^{-16}$. Если считать, что вязкость карбонатных пород порядка 10^{20} – 10^{21} , то в качестве основного эквивалентного материала можно использовать петролатум и вазелин (табл. 9).

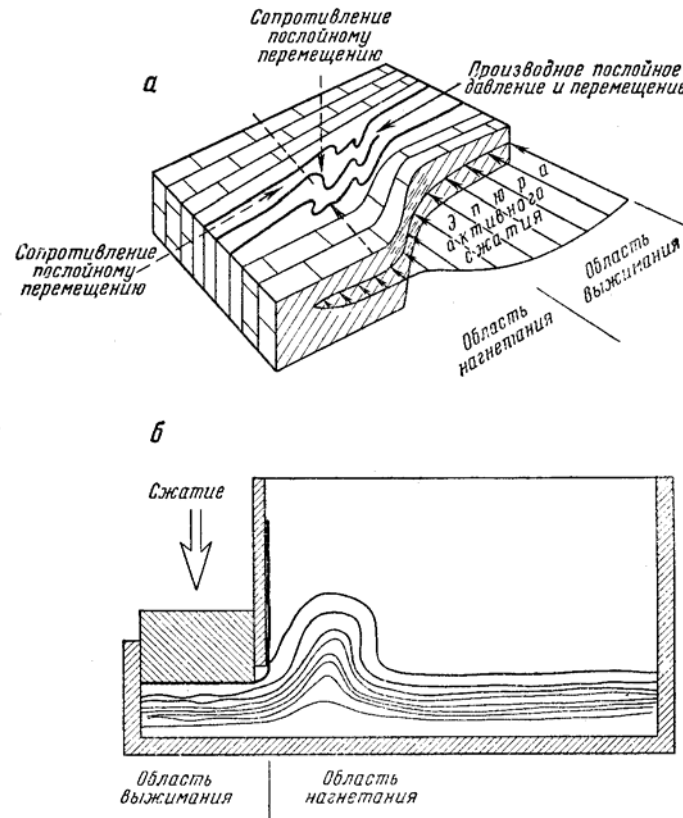
Опыт проводился следующим образом. В металлическую коробку с разборными стенками заливался слой расплавленного петролатума мощностью 3 см. После его затвердевания сверху заливались тонкие слои из того же петролатума мощностью 0,3–0,5 см, разделенные еще более тонкими прослоями из вазелина (0,1 см), который отличается от петролатума механическими свойствами и цветом. Потом снова создавался толстый слой из одного петролатума мощностью 3 см. После окончательного застывания модели коробку клали на бок так, чтобы слои располагались вертикально. Мощные пласты петролатума играли роль крыльев Байджансайской синклинали, сложенных массивными известняками, тонкие слои с прослоями вазелина изображали аксуранскую фацию чередования известняков, глинистых известняков и песчаников.

Давление сбоку на ограниченную площадь, перпендикулярную поверхности слоев, производилось поршнем пресса. Величина давления не регистрировалась. Свободная часть поверхности внешнего пласта соприкасалась с находившейся рядом с ней песчаной засыпкой. В процессе сжатия материал

Таблица 9

Условия подобия при моделировании складок продольного изгиба и продольного расплющивания

Множители подобия		Механические свойства				
выбраны независимо	вычислены по формулам	песчаников и известняков	модели по условиям подобия (теоретические)	модели из петролатума	модели из универсальной (пушечной) смазки	модели из технического вазелина
$C_t = 10^{-4}$	$C_p = 5 \cdot 10^{-5}$	$P_{1r} = 10^9 \text{ дин/см}^2$	$P_{1r} = 5 \cdot 10^4 \text{ дин/см}^2$	$P_{1r} = 10^5 \text{ дин/см}^2$		
$C_t = 2 \cdot 10^{-12}$	$C_r = 5 \cdot 10^{-5}$	$(\eta_{III})_0 = 10^{20} \div 10^{21} \text{ нз}$	$(\eta_{III})_0 = 10^4 \div 10^5 \text{ нз}$	$(\eta_{III})_0 = 10^5 \div 10^6 \text{ нз}$	$(\eta_{III})_0 = 10^5 \text{ нз}$	$(\eta_{III})_0 = 10^4 \text{ нз}$
$C_g = 1$	$C_\eta = 5 \cdot 10^{-16}$	$N \approx 0,02 \text{ см}^2 / \kappa\Gamma = 2 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2 / \kappa\Gamma$	$N \approx 2 \cdot 10^2 \text{ см}^2 / \kappa\Gamma = 4 \cdot 10^{-1} \text{ см}^2 / \kappa\Gamma$	$N = 10^{-1} \text{ см}^2 / \Gamma$	$N = 0,1 \div 0,5 \text{ см}^2 / \Gamma$	$N = 1,6 \div 22 \text{ см}^2 / \Gamma$
$C_\rho = \frac{1}{2}$	$C_N = 5 \cdot 10^4$					



Фиг. 91. Схема природных условий возникновения дополнительной складчатости (а) и прибора для ее моделирования (б)

отчасти выдавливался наверх, проникая между давящим поршнем и стенкой коробки. В основном же он выдавливался в горизонтальном направлении. После эксперимента коробка разбиралась и модель разрезалась горячим ножом. Получившаяся структура была видна на срезе.

Результаты опытов

В участке, подвергшемся сдавливанию, слои всегда были разлинзованными, а рядом, в области нагнетания, находились складки с вертикальными шарнирами и сдвиги, весьма близкие по морфологии к наблюдающимся в поле. Внешний мощный пласт имел только коленообразный изгиб простираения, наподобие имеющегося в крыле Байджансайской синклинали.

Таким образом, приведенное в предыдущей главе объяснение ряда дополнительных складок перемещением материала вдоль слоистости вследствие его выжимания из мест большего всестороннего сжатия не встречает возражения с физической точки зрения.

ВЫЯСНЕНИЕ ФАКТОРОВ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ МЕСТО ВОЗНИКНОВЕНИЯ, ВЕЛИЧИНУ И ЧИСЛО СКЛАДОК ПРОДОЛЬНОГО СЖАТИЯ

Постановка задачи

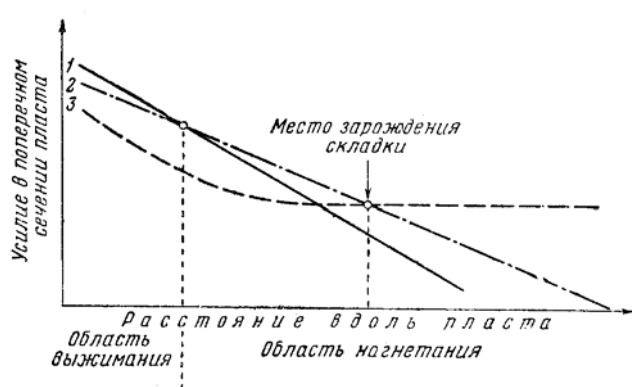
Геологи давно признают, что складки продольного сжатия в каждом месте распространения обладают определенной упорядоченностью. Складки незначительно отклоняются от средней величины, имеют сходную форму и ориентировку в пространстве и располагаются примерно на одинаковом расстоянии одна от другой. Как подчеркивалось в конце главы 29, несмотря на такую упорядоченность, в пределах небольшого по площади Байджансайского района величина складок продольного сжатия варьирует очень широко – от нескольких миллиметров до сотен метров, т. е. в пределах пяти десятичных порядков. Весьма разнообразны морфология и расположение в пространстве развитых здесь складок. В одних местах наблюдается всего лишь одна крупная складка, тогда как в других такое же сближение точек слоя достигнуто в результате возникновения многих более мелких складок. Закономерности, регулирующие величину, форму и порядок расположения складок, еще совершенно неизвестны. В данной работе эти вопросы ставятся впервые. В итоге полевых наблюдений было установлено, что существенное значение имеют свойства слоев, их мощность, а также общая мощность деформируемой толщи. Однако возможно наличие и других факторов, в первую очередь влияние давления, перпендикулярного слоистости.

В Байджансайском антиклинории было установлено, что дисгармоничная складчатость распространена неповсеместно и прослеживается лишь до некоторых точек на местности; затем она сразу исчезает. До сих пор в литературе совершенно не освещен вопрос о том, чем определяются точки образования отдельных складок и ширина всей зоны их распространения. Некоторые авторы считают, что складки образуются в местах неоднородностей, существовавших в слоях до деформации. Возможно там, где нарушены более прочные слои, может произойти накопление относительно подвижного материала. Иногда возникновение складки в слое, испытывавшем значительное внутреннее перемещение материала, объясняют тем, что поток материала встретил на своем пути какую-то «запруду» в виде неоднородности материала.

Привлечение случайностей для объяснения одной из самых важных причин образования складок, т. е. остановки послойного перемещения материала и его сгуживания в виде складки, очевидно, в принципе неправильно. Автор считает, что в процессе образования складок необходимо различать два противоположно действующих фактора: 1) градиент давлений, существующий в пласте породы, поддающейся значительной остаточной деформации, благодаря чему

создается активное продольное усилие, заставляющее породы перемещаться в сторону от области выжимания к области нагнетания; 2) разнообразные формы сопротивления перемещению материала пласта – сопротивление деформации внутри самого пласта, трение на поверхностях пласта, сопротивление со стороны удаленных частей пласта, в сторону которых происходит внутрислойное перемещение материала и т. д.

Суммарная сила сопротивления послойному перемещению материала, по-видимому, подобна силе трения покоя, т. е. ее величина должна возрастать до определенного предела вплоть до начала послойного перемещения, сохраняя равенство активному усилию, а направление должно быть противоположно последнему. Перемещение будет возможно, если давление в пласте



Фиг. 92. Схема факторов, определяющих место зарождения складки продольного сжатия:

1 – усилие, поперечное к пласту; 2 – сжимающее усилие вдоль пласта; 3 – сумма реактивных усилий, которая создает сопротивления началу перемещения вдоль пласта

и его градиент создадут в рассматриваемом поперечном сечении пласта такое активное продольное усилие, которое окажется больше, чем сумма всех видов сопротивления началу послойного перемещения в том же сечении. Величина активного усилия будет при этом равна сумме всех видов сопротивления при движении материала пласта с определенной скоростью. Очевидно, с удалением от места приложения наибольшего внешнего давления на пласт давление внутри пласта и градиент последнего будут в общем случае падать, подчиняясь той или иной закономерности. Наибольшая суммарная величина всех видов сопротивления началу послойного перемещения материала не должна при этом существенно изменяться. Возможно, вне области значительного сдавливания пород, там, где уменьшается всестороннее давление и падает вязкость всех пород, сопротивление окажется несколько меньшим. Во всяком случае в какой-то строго определенной точке неизбежно должно иметь место равенство силы, вызывающей послойное перемещение материала, – силе сопротивления этому перемещению. Еще дальше от места приложения наибольшего внешнего давления к пласту сила сопротивления началу послойного перемещения будет превышать активное усилие, стремящееся вызвать перемещение пласта.

Следовательно, послойное перемещение может происходить только в той части пласта, которая расположена между местом с наибольшей величиной деформирующего усилия и точкой равенства этого усилия сумме сил сопротивления

началу перемещения. В последней точке послойное перемещение материала должно прекращаться и нужно ожидать его сгруживания с образованием складок. Эта точка и есть «запруда», но определенная не случайной неоднородностью в пласте, а равенством двух противоположных величин: усилия, вызывающего послойное перемещение материала (в данной части пласта), и суммы сил возможного наибольшего сопротивления началу послойного перемещения материала (фиг. 92). Перемещение материала пласта до точки остановки, вероятно, происходит различным образом – либо пласт перемещается целиком, почти не изменяя своей внутренней структуры, либо внутри него происходит ламинарное течение, скорость которого меняется вдоль поперечного сечения пласта.

Первая задача опытов заключалась в том, чтобы проверить, существует ли строго определенная точка остановки послойного перемещения материала и зависит ли положение этой точки от случайных неоднородностей или от определенных условий опыта.

Мы предположили, что: 1) при поступлении в область нагнетания определенного объема материала он будет распространяться на разное расстояние, в зависимости от сопротивления перемещению – вдоль и перпендикулярно слоистости; 2) изменяя нагрузку на область нагнетания (давая разную мощность песчаной засыпки), можно регулировать распространение складок на большее или меньшее расстояние; 3) изменение площади, занятой складками, повлечет за собой изменение их высоты, а может быть, и числа. Вторая задача сводилась к тому, чтобы выяснить как давление, нормальное к слоистости в области нагнетания, влияет на морфологию, размеры и количество возникающих складок. До сих пор считалось, что на размеры и форму складок влияют литологические особенности пород – соотношения между свойствами и мощностями пород, переслаивающихся в пределах складок, и абсолютные значения мощности слоев. Влияние давления, перпендикулярного наслоению в области складкообразования, выяснено не было.

Третья задача – наблюдения над различными особенностями процесса формирования складок. Интересен вопрос о последовательности образования складок: появляются ли все они одновременно или нет. В последнем случае следует узнать, где зарождаются очередные складки: впереди или сзади ранее возникших.

Если внешняя деформирующая сила возрастает с течением времени, а сопротивление изменяется мало, то очередные складки могут развиваться впереди уже существующих («прогрессивное развитие складчатости»). Если же при малом росте активной силы во времени будет значительно увеличиваться сопротивление, очередные складки разовьются позади уже имеющихся («регрессивное развитие складчатости»). Очевидно, «прогрессивное развитие складчатости» может произойти благодаря падению сопротивления при почти постоянной величине силы, вызывающей послойное перемещение, а «регрессивное развитие складчатости» – из-за уменьшения активной силы, вызывающей перемещение, при почти постоянном сопротивлении.

Таким образом, при изменении отношения величины активного продольного усилия к сумме сил сопротивления в сторону относительного роста первого складчатость будет развиваться «прогрессивно», а при относительном росте последней – «регрессивно».

Расположение складок на определенном расстоянии одна от другой (их «ритмичность»), вероятно, можно объяснить тем, что в ходе деформации, по мере развития складки в определенной выше точке, сопротивление будет расти. Последнее зависит от вязкости деформируемых пород и от того, что перемещающийся материал должен, скапливаясь в участках нагнетания, увеличивать мощность пласта, а значит, раздвигать соседние пласты. Очевидно,

вязкость пород в каких-то пределах условий деформации можно считать постоянной, и сопротивление увеличению мощности должно изменяться по мере раздувания пласта. Вероятно, увеличению мощности, например на $\frac{1}{10}$ ее первоначальной величины, будет оказываться сопротивление, обусловленное свойствами только прилежащего пласта. При увеличении мощности в 10 раз сопротивление будет иным, так как это потребует перераспределения материала других лежащих поблизости слоев разного состава, структуры и свойств.

По мнению автора, сопротивление увеличению мощности пласта в результате послойного течения должно изменяться по мере роста складки. Можно представить случай уменьшения сопротивления, например, за счет денудации части поднимающихся слоев или вследствие образования разрывов. Однако ниже будет рассмотрено лишь влияние роста сопротивления дальнейшему развитию складки.

Вследствие непрерывного увеличения сопротивления, в конце концов, станет равным продольному активному усилию. При этом дальнейшее развитие складки прекратится. Место возможного продолжения деформации переместится в другой участок. Новая складка будет развиваться рядом со старой до тех пор, пока сопротивление вновь возрастет до величины, не допускающей дальнейшего роста складки. После этого точка образования складки снова сместится. Так можно подойти к объяснению одинакового размера складок, интервала между ними и поочередного появления их около первой образовавшейся складки. Однако до проведения опытов с моделями не было уверенности в правильности приведенного рассуждения. Испытания моделей проводились автором в 1951 и 1952 гг. совместно с В.С. Волковым.

Условия проведения опытов

Эксперименты ставились в соответствии с выводами, полученными при полевым изучении складок. При этом было принято следующее:

1. Складчатость приурочена к пачкам тонкослоистых пород пестрого состава, залегающих в виде прослоев среди гораздо более однообразно и мономинально падающих массивных известняков большой мощности.

2. Наиболее ярко складчатость проявляется в местах, непосредственно прилегающих к участкам, где массивные известняки (разделенные тонкослоистыми породами) оказываются сближенными. Складчатость развита в местах резкого расширения пространства между массивными известняками.

3. Складки образовались, вероятно, из-за того, что при сближении массивных известняков происходило расплющивание разделяющих их тонкослоистых пород, которые выдавливались в сторону и скапливались у края участка сближения массивных известняков (см. фиг. 91, а).

Для соблюдения в эксперименте данных условий образцы делались из трех частей. Нижняя и верхняя части образца изготавливались из менее деформируемого пластичного материала, в условиях опыта подобного массивным известнякам. Средняя часть образца была более тонкослоистой и состояла из двух разновидностей: одни слои – из того же материала, что и верхняя и нижняя части образца; другие слои – из более легко деформируемого материала (аналог мергелей и глинистых известняков).

Условия подобия приведены в табл. 9. Множители подобия вычислены по формулам (30)–(38) главы 24. В качестве материала для образцов брались темно-коричневое пушечное масло и белый вазелин. Вазелин слагал четыре–шесть тонких прослоев по 2–3 мм каждый, разделявших слои из пушечного масла мощностью по 4–6 мм. Эту пачку чередующихся прослоев сверху и снизу ограничивали более мощные (до 2 см) слои пушечного мас-

ла. Материал заливался в картонную форму. После заливки определенного объема расплава, необходимого для образования очередного слоя, образец охлаждался до полного затвердевания. Размеры образцов: длина 30–40 см, ширина 6,5 см, высота 4,5 см.

Опыты проводились в ящике с поршнем (см. фиг.91, б). Одна сторона ящика была сделана из плексигласа, что позволяло наблюдать процесс складкообразования и фиксировать отдельные его стадии, не прерывая опыта. Для того чтобы не было прилипания материала к плексигласу, последний смазывался глицерином. Во время закладки образца в ящик возникали небольшие деформации, создававшие первичную неоднородность образца.

Поршень опускался перпендикулярно к слоистости и раздавливал крайнюю часть образца длиной 10 см. Усилие передавалось на поршень от гидравлического пресса.

Всего было проведено три серии опытов:

1. Без дополнительной нагрузки на свободную часть образца, т. е. в области нагнетания, которая не испытывала непосредственного давления, поршня.

2. С дополнительной нагрузкой (засыпка песка) общим весом в 4 кг, создававшей давление в 22 Г/см^2 на свободную часть образца.

3. С дополнительной нагрузкой в 9 кг, создававшей давление 50 Г/см^2 на свободную часть образца.

Применявшийся способ нагрузки образцов в области нагнетания таков, что точные значения сопротивления песка подъему складки оставались неизвестными. Сопротивление зависело от взаимодействия соседних участков засыпки и от трения песка о стенки ящика, которое возрастало с увеличением мощности засыпки. Поэтому приведенные давления имеют значение лишь условных характеристик.

Для того чтобы выводы не зависели от случайных результатов, в каждой серии было проведено по 6–8 одинаковых опытов.

Во время каждого эксперимента регистрировались:

- а) размеры, характеризующие форму образца;
- б) объем материала, вытесненного из области выжимания и поступившего в область нагнетания;
- в) место образования складок и их характер;
- г) особенности процесса складкообразования.

Кроме того, складки фиксировались с помощью фотографического и рисовального аппаратов на всех стадиях опыта.

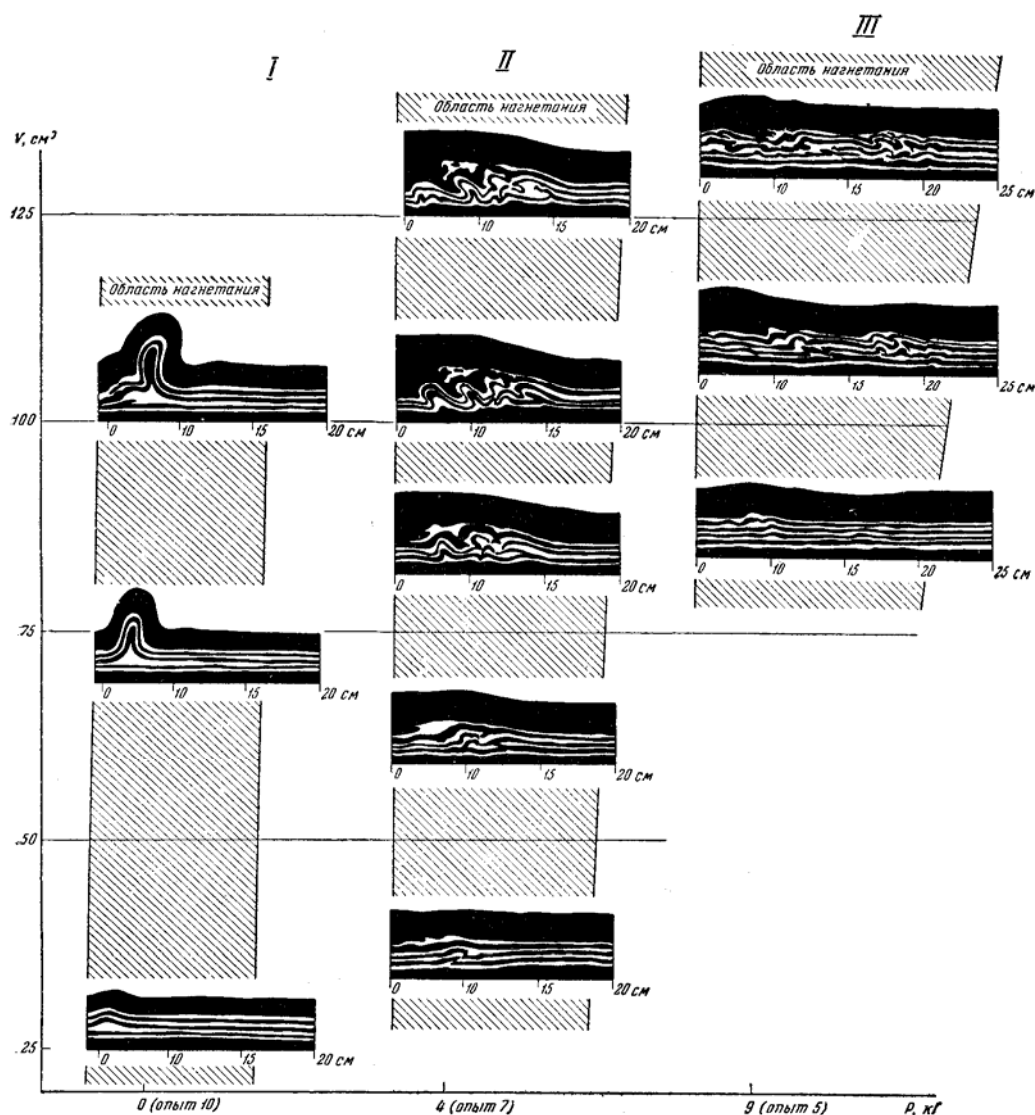
Полученные при опытах фактические данные записывались в журнал, в который помещались фотоснимки и зарисовки, затем по фотографиям производились измерения и выяснялись зависимости между объемом материала, вытесненного из области выжимания и следующими величинами:

- 1) длиной участка слоя, на котором возникали складки (L);
- 2) высотой наибольшего подъема кровли образца (H);
- 3) геометрической интенсивностью складчатости (J_g) – отношением длины изогнутого пласта к длине по прямой между краями области распространения складок;
- 4) числом антиклиналей (N_a);
- 5) наибольшей амплитудой складок (A_{\max}).

На основании вычислений составлялись соответствующие графики.

Результаты опытов

Первая серия опытов. Модели, имевшие свободную поверхность в области нагнетания, позволили выявить следующие закономерности (фиг. 93, л). Во время опытов было видно, как нанесенная на стекло смазка с пузырьками воздуха отжималась от того места, куда распространялось дав-



Фиг. 93. Схема зависимости складок в моделях от всестороннего давления (нагрузки P , перпендикулярной слоистости) в области нагнетания и от объема (V) поступившего в нее материала (по М. В. Гзовскому и В. С. Волкову):

I, II, III – серии опытов. Черные слои – пушечное масло, белые – вазелин. Заштрихована область нагнетания

ление со стороны области выжимания. По мере нагнетания все новых порций материала из области выжимания в область нагнетания отмечалось, что это давление быстро распространялось, постепенно усиливаясь, на расстояние около 15 см.

В начале опытов часто возникало пологое вздутие, обусловленное незначительным увеличением мощности всех слоев на протяжении первых 8–10 см от начала области нагнетания. Затем при нагнетании около 20–30 см³ материала происходило резкое увеличение мощности одного или двух прослоев вазелина, занимавших 1,5–2 см в длину в верхней или нижней части образца. В области выжимания те же слои оказывались силь-

нее уменьшенными в мощности, чем остальные. В каждом линзовидном раздуве мощность одного из слоев увеличивалась в 2–3 раза. Остальные слои, главным образом лежащие выше, приобретали кривизну и повторяли форму ближайшей поверхности линзовидного раздува. Мощности этих изогнувшихся слоев пушечного масла и вазелина почти не менялись. При возникновении не одной, а двух линз оказывалось, что слабо изогнутые рядом с ними слои образуют две-три пологие антиклинальные складки, разделенные синклиналями. Иногда в нижних слоях были видны одна-две мелкие резкие дисгармоничные складки с амплитудой менее 0,5 см. Изредка на этой первой стадии отмечалось скалывание некоторых слоев.

Последующая вторая стадия начиналась при нагнетании около 50 см³ материала. Происходило непрерывное воздымание всех слоев в одну крупную антиклиналь; мелкие антиклинали утрачивали свою индивидуальность. Поступающий из области выжимания материал подталкивал полого залегавшие части слоев к антиклинали и заставлял их приобретать крутое залегание, а затем подниматься вверх вместе со всем задним крылом складки (ближайшим к области выжимания). Сначала при пологом залегании слоев было видно, что складка не имела большой длины крыла. Она отличалась довольно крутым залеганием слоев при малой длине крыла. В дальнейшем заднее крыло наращивалось одновременно с увеличением его крутизны. В итоге оказывалось, что многие участки слоев, находившиеся раньше вне складки, оказывались в месте перегиба слоев в основании заднего крыла и попадали в область заднего крыла с почти плоским залеганием. Следовательно, слои сперва изгибались, а затем разгибались. Противоположное переднее крыло складки удлинялось благодаря тому, что складка в целом перемещалась от области выжимания и включала все новые первоначально горизонтально лежавшие перед ней участки слоев. Осевая поверхность продвигалась вперед на 2–3 см.

Благодаря такому механизму складка, достигнув закрытой изоклиальной формы, не прекращала своего развития, а продолжала подниматься вверх и включать в крылья все новые участки слоев. В итоге получалась одна почти прямая изоклиальная антиклиналь с округлым замком и мало заметными изменениями мощности всех слоев, кроме одного-двух нижних. В нижних слоях замок более острый (чем в верхних) и форма складки приближается к килевидной. Складка ни разу не располагалась дальше 3–6 см от начала области нагнетания, высота ее была около 3 см. Амплитуда складки в верхних слоях больше, чем в нижних. Иногда в конце этой стадии появлялись небольшие дополнительные дисгармоничные складки в нижних слоях. Один раз возник скол верхнего слоя, крутой внизу и пологий вверх.

В конце опыта при поступлении в область нагнетания около 100 см³ нового материала позади первой большой складки иногда зарождалась вторая крупная антиклиналь. На своде первой наблюдалось растяжение верхнего слоя, распадавшегося на отдельные куски.

Вторая серия опытов. При наличии в области нагнетания 4 кг песка поверх образца получились другие результаты (фиг. 93, Д). По выжиманию смазки из зазора между образцом и стеклом было видно, что давление распространялось на расстояние до 16 см, а затем до 20 см.

В начале опытов после нагнетания примерно 30 см³ материала отмечалось некоторое увеличение мощности образца в пределах области действия давления, линейно уменьшавшееся с удалением от области выжимания. Сначала зарождалась одна пологая складка с линзовидным раздувом мощности в одном из слоев вазелина. Затем, при нагнетании 60–70 см³ появлялись еще одна или две складки, чаще сзади, но иногда и впереди первой. Все складки были широкими и открытыми, они захватывали лишь два-три прослоя в середине образца, тогда как верхние слои над ними создавали единое поднятие, занимавшее всю область действия продольного давления. Наибольшее

увеличение мощности образца доходило до 6 см, причем постепенно этой предельной величины достигали все более удаленные от области выжимания участки в области нагнетания.

После нагнетания 100 см³ материала позади первых трех появлялась четвертая антиклиналь, а первые три при этой смещались вперед.

Все складки были дисгармоничны по отношению к верхнему и нижнему более мощным слоям. Форма складок близка к синусоидальной. Значительные изменения мощности были в слоях вазелина, пограничных с верхним и нижним слоями пушечного масла, не участвовавшими в складках.

Ширина и форма антиклиналей близки к ширине и форме синклиналей. Амплитуда складок в конце опыта превышала 1 см. Складки распространялись не более, чем на 15 см от края области выжимания.

В нескольких моделях перед началом опыта делалась широкая зияющая прорезь (4 мм), нарушавшая весь образец. Предполагалось, что такая неоднородность может существенно изменить ход и результаты эксперимента. В одних образцах прорезь делалась на расстоянии 18 см от края области выжимания, т. е. за пределами области передачи давления. Эта прорезь не влияла на ход и результаты экспериментов и до конца оставалась открытой. В других случаях прорезь делалась на расстоянии 10 см, т. е. почти на краю области распространения давления в целых образцах. Около нее несколько искажалась форма одной передней складки – она становилась близкой к коробчатой; все другие результаты не изменялись. Наконец, прорезь, сделанная внутри области складкообразования на расстоянии 4 см от края области выжимания, в ходе опыта зажималась и перекрывалась продвигавшимися через нее слоями. В итоге возникали такие же четыре антиклинали, какие наблюдались и при отсутствии прорези.

Следовательно, даже крупные неоднородности модели в виде нарушений сплошности слоев не оказывают решающего влияния на место возникновения, величину, форму и число развивающихся складок.

Третья серия опытов. На модели в области складкообразования насыпалось по 9 кг песка (фиг. 93, III). Давление в них распространялось сперва на 10–15, а затем на 20–25 см от границы областей выжимания и нагнетания. В результате поступления 130 см³ материала образец в целом увеличивал мощность на 6 см в области нагнетания, возле ее границы с областью выжимания. С удалением от границы нарастание мощности уменьшалось и доходило до нуля на расстоянии около 20 см.

В начале эксперимента происходило незначительное увеличение мощности всех слоев, не сопровождавшееся развитием складок. Только после нагнетания 30–40 см³ материала, в пределах первых 3–5 см от границы области выжимания, появлялись линзовидные раздувы мощности слоев вазелина, часто килевидной формы. Они отмечались в двух-трех прослоях и по форме могли быть приняты за будинаж.

После нагнетания 80–90 см³ такие раздувы мощности появлялись на значительном расстоянии впереди первых раздувов (в 14–16 см от края области выжимания). Было видно, что слои перемещались впереди складок. В это время на месте первых раздувов уже фиксировались складки, включавшие почти все или все тонкие слои модели. Наибольшие изменения мощности были видны в верхнем и нижнем слоях вазелина. В слоях пушечного масла изменения мощности не столь значительны и приурочены преимущественно к замкам складок. Многие складки имели форму, близкую к шарнирной. В тонких слоях были видны небольшие сколы, создававшие чешуйчатую структуру.

Наконец, после нагнетания 110–130 см³ материала насчитывалось примерно семь антиклиналей с амплитудой до 0,5–0,7 см. Новые складки появлялись главным образом впереди, а также в промежутках между более ранними складками. С удалением от области выжимания амплитуда складок в общем уменьшалась. Ширина антиклиналей во многих местах была боль-

ше их амплитуды. Складки были низкие, открытые, иногда коробчатые. У складок поздней стадии отчетливо проявлялась угловатость формы. Мелкие дополнительные осложнения придавали отдельным складкам лямбдаобразную форму. Резкие изменения мощности наблюдались в слоях вазелина и пушечного масла. Из-за перемещений по сколам, рассекавшим отдельные слои, происходило сдваивание некоторых из них. Иногда резко увеличивались мощности слоев в горизонтальных крыльях и уменьшались в вертикальных, ориентированных поперек активного продольного сжатия. Складки распространялись на расстоянии 17–20 см от края области выжимания.

В конце эксперимента многие участки со складчатой внутренней структурой целиком перемещались от области выжимания; деформации внутри них почти не развивались. Даже в участках сдваивания (из-за надвигов вдоль слоистости) некоторые слои сохраняли плоскую форму.

В некоторых моделях были сделаны зияющие сквозные прорезы на расстоянии 8 см от области выжимания. Во время опыта слои закрывали прорез, и складки развивались впереди нее в пределах той области, которая подвергалась смятию в остальных опытах.

Выводы. В результате экспериментов выяснилось, что складки возникают всегда в определенных местах области нагнетания, вблизи от области выжимания. Каждая модель во время опытов отчетливо разделялась на три части. Первая часть соответствовала области выжимания; в ней не было складок, развивался будинаж, а затем происходило разлинзовывание слоев. Вторая часть являлась областью нагнетания, в ней формировались складки. Третья – не деформировалась и не испытывала влияния тех процессов, которые происходили в первых двух частях.

Таким образом, качественно подтвердилась правильность схемы, изображенной на фиг. 92. Как количественно изменяются различные виды давления внутри слоев, пока не выяснено. Продольное давление распространилось несколько дальше складок.

Специально создававшиеся большие нарушения сплошности образца и случайные изгибы слоев, возникавшие при установке модели до начала опыта, не оказывали существенного влияния на результаты опытов.

Достоверно установлено, что увеличение давления перпендикулярно слоистости в области нагнетания увеличивает длину зоны развития складок, при определенном объеме нагнетенного в нее материала (фиг. 94). Установлено, что новые складки могут появляться впереди и сзади уже существующих, а также между ними.

Опыты подтвердили предположение, что существует зависимость величины, числа и морфологии складок от давления, перпендикулярного слоистости в области нагнетания. С увеличением этого давления число складок возрастает, их амплитуда уменьшается (фиг. 95). В опытах без нагрузки песком при нагнетании до 130 см³ получалась одна крупная складка, иногда рядом с ней начинала расти вторая. Эти складки полностью развивались до изоклинальных с простой, слабо осложненной формой, при округлых замках в верхних слоях. Мощности большинства слоев изменялись слабо. В опытах с небольшой нагрузкой песком (4 кГ) при том же нагнетенном объеме возникало уже три-четыре антиклинальных складки синусоидальной закрытой формы и меньшей величины. В опытах с наибольшей нагрузкой песком (9 кГ) нагнетание такого же объема вызывало образование семи еще более мелких антиклиналей угловатой формы, приближающейся к коробчатой. Многие складки открытые, некоторые – усложненной лямбдаобразной формы.

На моделях можно было проследить, что угловатость и своеобразие форм складок развивались одновременно с многочисленными внутрислойными сколами и надвигами вдоль слоистости. Иными словами, складки форми-

ровались одновременно со многими мелкими разрывами. Под большой нагрузкой слои вели себя как более хрупкий материал. Это объясняется тем, что создавшееся всестороннее давление сильнее повышало вязкость пушечного масла, чем его прочность на скалывание.

Геометрическая интенсивность складок (отношение расстояния вдоль слоя к расстоянию по прямой) при одинаковом нагнетанном объеме уменьшается с ростом нагрузки в области нагнетания. Чем больше нагрузка,

тем слабее увеличивается интенсивность по мере нагнетания новых порций материала (см. фиг. 95). Таким образом, давление в области нагнетания ослабляет геометрическое выражение складчатости. Оказывается, что одна крупная простая изоклиальная складка является показателем более интенсивного складкообразования, чем семь мелких, имеющих усложненную форму.

Опыты позволяют наметить ряд стадий в процессе складкообразования.

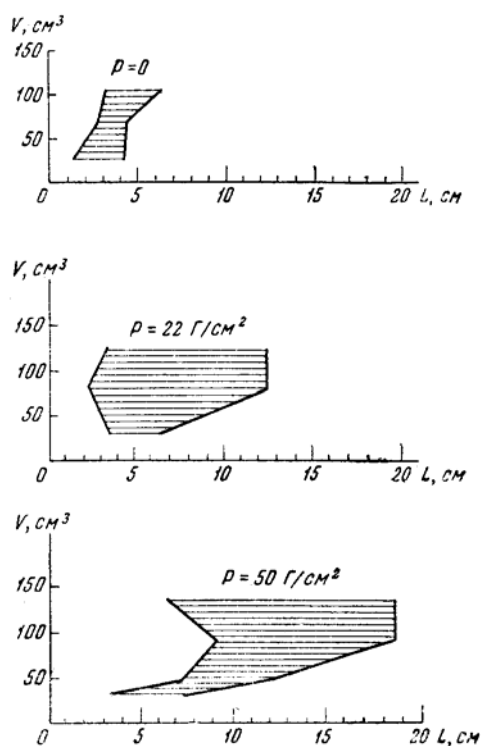
Первая стадия характеризуется слабым увеличением мощности всех слоев в области нагнетания.

Вторая стадия интересна возникновением линзовидных раздувов мощности в отдельных слоях, в которых перемещение материала происходит быстрее. Эти раздувы, внешне похожие на буди-наж, возникли в условиях сжатия, продольного к слоистости. Соседние с раздувами слои при этом изгибаются, возможно, под действием давления со стороны раздувов (это еще не доказано).

Третья стадия состоит в увеличении складок, включающих много слоев. Впервые удалось заметить на моделях, что такие складки могут, после того как стали закрытыми изоклиальными, продолжать расти, увеличивая свои размеры, но не изменяя форму. Подъем складки происходит за счет вовлечения в нее все новых участков слоев, находившихся ранее вне складки. Эта стадия полностью проявлялась лишь в опытах без нагрузки песком, или при слабой нагрузке. Было отмечено, что слои могут в ходе развития складки сперва изгибаться, а затем разгибаться. В опытах с большой нагрузкой развитие в начале третьей стадии принимало другой характер и поэтому выделяется еще одна стадия.

Четвертая стадия заключалась в появлении угловатости формы складки, ее приближении к коробчатой, в возникновении лямбдаобразных осложнений, чешуйчатой структуры и тектонического сдвигания слоев.

Влияние нагрузки в области нагнетания сказывалось также в том, что при малой нагрузке или ее отсутствии, новая складка возникала лишь после того, как предыдущая развивалась почти полностью и приобретала закрытую изоклиальную форму. При большой нагрузке новые складки возникали в то время, когда предыдущие еще слабо развились. Поэтому

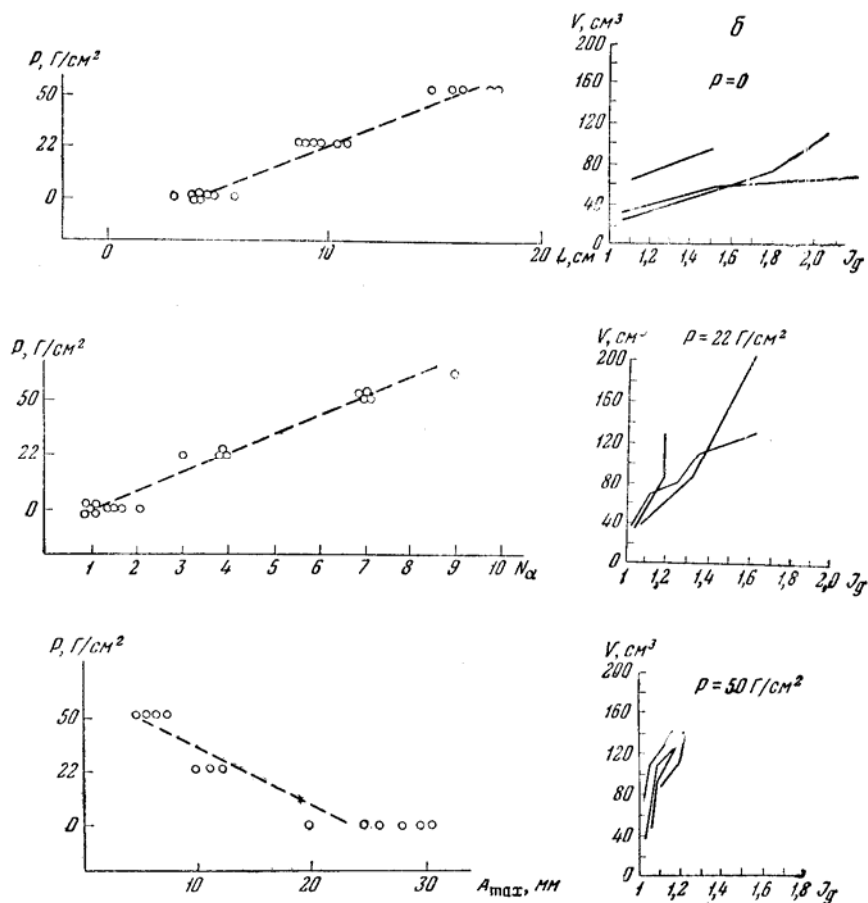


Фиг. 94. Графики зависимости положения зоны складчатости от объема нагнетанного материала (V), при разной нагрузке (по М. В. Гзовскому и В. С. Волкову)

тутую изоклиальную форму. При большой нагрузке новые складки возникали в то время, когда предыдущие еще слабо развились. Поэтому

много складок разрасталось одновременно, лишь с незначительным запаздыванием одна относительно другой.

Перечисленные выводы дают возможность по морфологии складок, наблюдающихся в одной толще, узнавать, где давление, перпендикулярное



Фиг. 95. Результаты испытания моделей из пушечного масла и вазелина (по М. В. Гзовскому и В. С. Волкову)

a – графики влияния нагрузки P в области нагнетания (при нагнетенном объеме материала 130 см³) на положение переднего края складчатости L , число антиклиналей N_a и наибольшую амплитуду складки A_{max} ; $б$ – кривые изменения геометрической интенсивности складчатости I_g в зависимости от объема нагнетенного материала V и нагрузки P

слоистости, было сильнее и где слабее. Например, в синклинали, расположенной юго-западнее Джамантасской антиклинали, и в юго-западном крыле последней были описаны различные по морфологии дополнительные складки. Не повторяя сказанного о них на стр. 237–248, можно, опираясь на сделанные выводы, предположить, что наибольшее давление, перпендикулярное слоистости, было в юго-западном крыле Джамантасской антиклинали. Несколько слабее оно было в западной (узкой) части синклинали и еще слабее в ее восточной (широкой) части.

Примеры чешуйчатой структуры и сдвигания слоев, испытывавших смятие в складки одновременно с развитием мелких разрывов внутри отдельных слоев, были описаны в юго-восточной части Байджансайской синклинали. Этот участок по ряду других признаков считался местом с повышен-

ным всесторонним сжатием слоев (см. стр. 230). Морфология описанных здесь мелких складок благодаря проведенным экспериментам может считаться еще одним доказательством данного заключения.

Описанные опыты показали, что слои при образовании складки могут деформироваться различным образом: они или увеличивают мощность, или изгибаются, почти не изменяя мощности. Эти две формы поведения слоя давно известны, но их роль в складкообразовании понимается по-разному. Еще Б. Виллис (Willis, 1893; 1934), а затем и другие считали, что ведущим в механизме образования складки является изгибание менее текучих (т. е. более вязких) слоев под действием продольного сжатия. Считалось, что это изгибание определяло величину и форму всей складки в целом. Наиболее текучие слои, как думали, пассивно перетекают (как бы всасываются) в места с пониженным давлением, возникающие в замках складок. В. В. Белоусов (1947а) и И. В. Кириллова (1949) наблюдали в обнажениях складок такие соотношения между слоями, которые привели их к мысли, что активную роль в образовании складки играют наиболее текучие слои, в которых материал ламинарно течет вдоль слоистости и образует раздувы мощности. Эти раздувы, а не изгибы слоев считались ими основой образования складок.

В рассмотренных опытах было видно, что действительно раздувы мощности наиболее текучих слоев возникали в первую очередь. Это как бы подтверждает представления В. В. Белоусова и И. В. Кирилловой. Однако при дальнейшем развитии складок не было ясно видно ни увеличения раздувов, ни того, что именно они определяют деформации остальных слоев. Создавалось впечатление, что в дальнейшем продольные сжимающие усилия в основном действовали вдоль менее текучих слоев. Такая неопределенность объяснялась тем, что каждый опыт одновременно воспроизводил два сложных процесса: 1) раздавливание и удлинение слоев в области выжимания; 2) образование складок в области нагнетания. Первый процесс качественно изменялся с течением времени: сначала деформировались и выжимались в область нагнетания менее вязкие слои; после того, как они оказывались выдавленными до предела, деформации начинали развиваться преимущественно в более вязких слоях. Значит то, что в области нагнетания на месте будущих складок в первую очередь наблюдалось возникновение раздувов мощности менее вязких слоев, может быть не характерно для механизма складкообразования, как такового. Возможно, это вызывается последовательностью деформаций в области выжимания и отражает лишь своеобразное изменение во времени продольных сил, создающих складку.

Вот почему данные опыты нам представляются недостаточными для решения вопроса о том, какие слои играют ведущую роль в складкообразовании – более вязкие или менее вязкие. Для этого необходимы более простые опыты.

Описанные эксперименты, как и полевые наблюдения, показали, что складки весьма чутко реагируют на изменение условий их возникновения. Поэтому возможно, что, кроме регистрировавшихся или регулировавшихся в опытах факторов (вязкость, мощность слоев, нагрузка в области нагнетания, объем нагнетенного материала), на развитие складок могут существенно влиять и другие факторы – температура, величина давления в области выжимания, скорость выжимания, общая мощность толщи и т. д. Кроме того, потребовались данные о развитии деформаций внутри слоев. Поэтому автором и И. М. Кузнецовой была начата большая работа по детальному изучению на моделях механизма образования складок продольного сжатия в простых условиях, с регистрацией всех факторов, могущих влиять на складкообразование.

**ВЫЯСНЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
ВОЗНИКНОВЕНИЯ СКЛАДОВ ПРОДОЛЬНОГО ИЗГИБА
И ПРОДОЛЬНОГО РАСПЛЮЩИВАНИЯ**

**Постановка задачи
и теоретическое обоснование опытов**

При полевых исследованиях в Байджансайском районе и при моделировании было отмечено существование двух типов простейших складок, возникающих в одном или нескольких слоях под действием продольного сжатия. В одних складках около осевой поверхности видно сильное увеличение мощности слоев. Одного этого достаточно для того, чтобы слои залегали в форме складки. Такие нарушения было предложено называть складками продольного расплющивания (Гзовский, 1954а).

В других складках не заметно изменения мощности слоев. В их образовании существенную роль играл изгиб слоев. Поскольку изгиб может возникать при действии различных систем сил, а в данном случае он вызывается продольным сжатием слоев, такие складки были названы (Гзовский, 1954а) складками продольного изгиба.

Эти две разных реакции слоя на продольное сжатие могут проявляться в разных местах одного и того же слоя. Иногда они наблюдаются в одном месте. Тогда следует говорить о складках смешанного типа, т. е. со сложным механизмом деформации.

Два обсуждаемых типа деформации слоя отмечаются геологами уже давно, однако их значение в образовании складок понимается различно. Еще в XIX в. моделировавшие складки Добрэ (Daubrèe, 1879) и Виллис (Willis, 1893) считали механизм, называемый нами продольным изгибом, основным в формировании складок. Они считали, что слои горных пород изгибаются так же, как упругие листы (металла, бумаги, фанеры и т. д.), сжимаемые продольной силой. В дальнейшем одни геологи понимали это как аналогию между упругими деформациями листов и пластическими деформациями слоев. Другие считали, что образование складок заключается в упругом изгибании слоев.

Возможно, что при развитии складок в толщах, включающих слои из разного материала, главная роль принадлежит слоям, наиболее сопротивляющимся деформации (т. е. с наибольшей вязкостью). От их деформации зависят и величина, и форма складок, поэтому такие слои называют «компетентными». Менее сопротивляющиеся деформации слои, приспособляющиеся к складке в компетентных слоях и значительно увеличивающие свою мощность около осевой поверхности складки, называют «некомпетентными».

Значительно позднее В. В. Белоусов (1947а, 1948) с сотрудниками выдвинул противоположную концепцию. Ожидалось, что основную роль в развитии складок играют наименее сопротивляющиеся деформации слои. Главным в их деформации считалось не продольное изгибание, а внутрислойное перераспределение материала. Подчеркивая, что ведущим в складкообразовании является пластическое, а не упругое деформирование слоев, эти исследователи поставили под вопрос возможность продольного изгибания. Они считали его связанным с упругой деформацией слоев. Фактической основой для этого мнения были данные по ряду небольших складок.

Спустя более 10 лет после выступления В. В. Белоусова, было установлено, что складки продольного изгиба существуют, хотя, конечно, они формировались путем пластического деформирования слоев. Такие складки были описаны не только в Байджансайском антиклинории, но и в других районах Средней Азии (Невский, 1949), в Кузбассе (Белицкий, 1960),

в Донбассе и в других районах. Однако В. В. Белоусов оказался прав в том, что самостоятельно существуют складки, образовавшиеся без участия продольного изгиба. Такие складки, называемые нами складками продольного расплющивания, распространены, может быть, даже шире, чем складки продольного изгиба.

Принципиальное значение имеет то, что складки продольного изгиба и продольного расплющивания были описаны в Байджансайском антиклинории рядом в одних и тех же слоях (см. фиг. 73, б; 76, а). Это доказывает, что возникновение продольного изгиба или продольного расплющивания определяется не только механическими свойствами слоя, как думали, разделяя слои на «компетентные» и «некомпетентные». Решающим надо считать сочетание свойств с системой сил, действующих на слой. Те сочетания, при которых образуются складки продольного изгиба, нужно называть физическими условиями возникновения продольного изгиба, или сокращенно – физическими условиями продольного изгиба. Аналогично должно быть введено понятие и о физических условиях продольного расплющивания. Задача дальнейшего исследования заключалась в выяснении этих условий. Вначале они были выведены автором теоретически, а затем совместно с И. М. Кузнецовой была проведена экспериментальная проверка этих условий на моделях.

Физикам-экспериментаторам хорошо известно, что при одностороннем сжатии на прессе образцов из одного и того же материала можно наблюдать два принципиально различных способа их деформации. В образцах, длина которых не намного больше ширины, при сжатии параллельно длинной стороне происходит только укорочение. Образец остается прямым. В других образцах, длина которых более чем в 5 раз превышает их ширину, при продольном сжатии небольшой силой также происходит укорочение. Но при действии достаточно большой силы образец не укорачивается, а быстро и сильно изгибается. Такое резкое изменение формы называется продольным изгибом и относится к обширной группе физических явлений, объединенных под названием потеря устойчивости. В данном случае происходит потеря устойчивости у прямой формы образца, которая заменяется изогнутой.

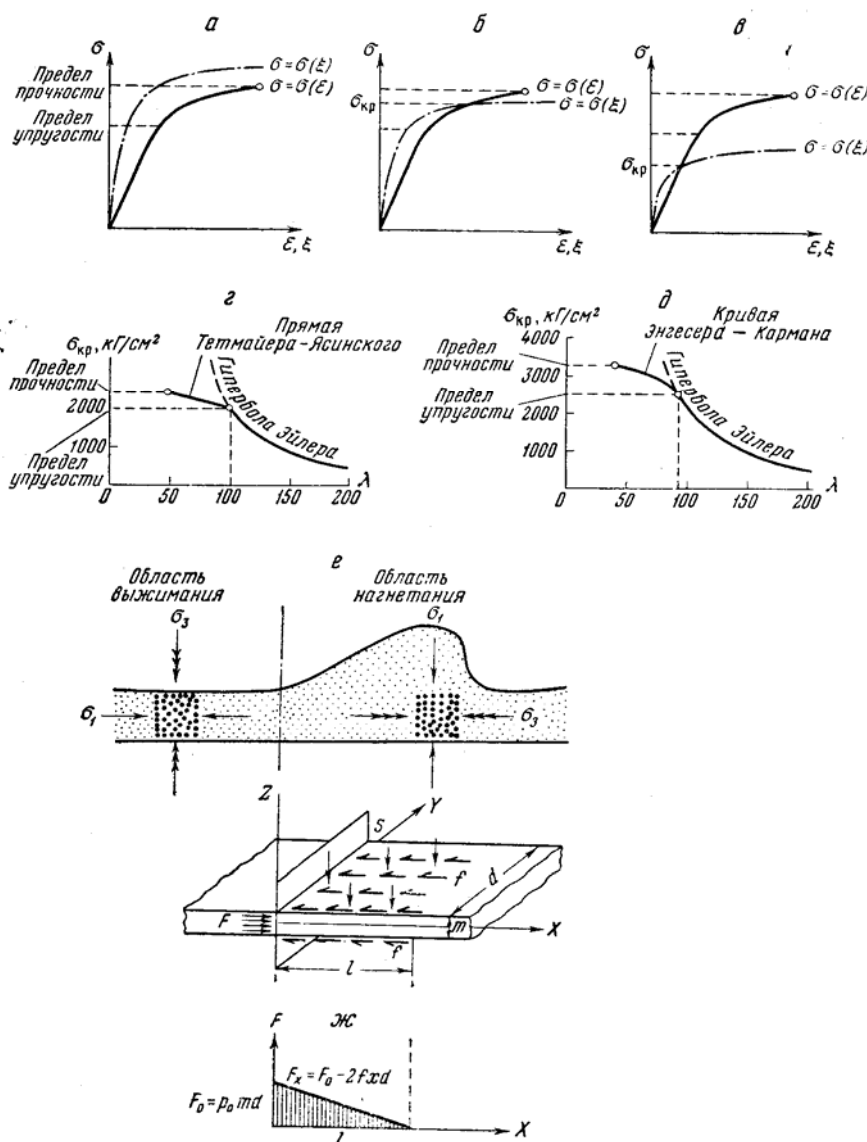
Теорию продольного изгиба еще в 1744 г. начал разрабатывать Л. Эйлер, но лишь с конца XIX в. она приобрела практическое значение в связи со строительством железнодорожных мостов и других сооружений и конструкций, включающих длинные и тонкие элементы, испытывающие продольное сжатие. С тех пор проведено много теоретических и экспериментальных исследований, продолжающихся и в настоящее время (Баушингер, Тетмайер, Ясинский, Энгессер, Карман, Динник, Власов, Ильюшин, Ржаницын и др.). Теория продольного изгиба в большем или меньшем объеме содержится в любом учебнике сопротивления материалов. Она разработана для упругих и упруго-пластических деформаций (т. е. для упругого последствия) тел, имеющих форму стержней, пластин или оболочек и определенные, заранее заданные, размеры.

Продольный изгиб стержней, пластинок и оболочек происходит в плоскости с наименьшей жесткостью EJ . Плоско деформирующуюся часть слоя в виде длинной полосы, тянущейся в направлении действия сжимающей силы и имеющей постоянную ширину, можно считать «стержнем» с высокой, и поэтому не существенной для изгиба, жесткостью в плоскости слоя. Наименьшую жесткость EJ такая полоса имеет в плоскости, перпендикулярной слоистости. Если исследуемая часть слоя в виде полосы имеет мощность m и ширину d , то момент инерции J сечения, перпендикулярного плоскости слоя (Беляев, 1953), равен

$$J = \frac{m^3 d}{12}. \quad (1)$$

Потеря устойчивости формы полосы может быть объяснена следующим образом.

Рассмотрим мысленно выделенную часть слоя в форме полосы длиной l , мощностью t и шириной d . Под действием продольного сжатия концы по-



Фиг. 96. Схемы, поясняющие теорию продольного изгиба:

$a, б, в$ – кривые потери устойчивости; $z, д$ – кривые зависимости критических напряжений ($\sigma_{кр}$) для стали от гибкости стержня λ ; $е$ – распределение внешних сил, приложенных к пласту перед потерей устойчивости; $ж$ – эпюра продольных усилий в поперечных сечениях пласта

лосы сближаются вследствие упругой и пластической деформаций продольного расплющивания. Однако такое же по величине сближение концов полосы может быть осуществлено и в результате ее изгиба. Продольная сила, необходимая для сближения концов полосы в результате двух различных деформаций – продольного расплющивания и продольного изгиба, изменяется по разным закономерностям.

Если относительную величину сближения концов полосы, полученную в течение определенного времени путем продольного расплющивания, обозначать ε , а путем продольного изгиба ξ , то зависимость от них величины продольной силы σ , отнесенной к единице площади поперечного сечения, можно отразить графиками, изображенными на фиг. 96.

При продольном расплющивании полосы постепенное увеличение ε требует прямо пропорционального роста σ . Коэффициент пропорциональности равен модулю Юнга, умноженному на некоторый постоянный множитель, величина которого зависит от длительности действия напряжений. Эта закономерность нарушается в пределах некоторого интервала ε и σ , соответствующего «пределу упругости» $\sigma_{\text{пр.упр}}$, при котором вязкость материала начинает заметно понижаться. Дальнейшее увеличение ε достигается при все замедляющемся росте σ . Кривая $\sigma = \sigma(\varepsilon)$ завершается пределом прочности при данной длительности действия напряжений ($\sigma_{\text{пр.упр}}$).

При продольном изгибе полосы и малом сближении ее концов (ξ) стрела изгиба весьма мала. Для создания момента, необходимого для такого изгиба, требуется значительное напряжение σ .

При весьма малых сближениях напряжения σ , необходимые для достижения ξ , больше чем σ , требуемые для получения такой же величины ε . Поэтому кривая зависимости $\sigma = \sigma(\xi)$ идет сначала выше кривой $\sigma = \sigma(\varepsilon)$. Чем больше сближение концов, т. е. чем больше стрела изгиба, тем больший момент может быть создан одной и той же продольной внешней силой. Поэтому для все большего увеличения ξ , требуется не прямо пропорциональное, а намного меньшее нарастание σ . При значительном изгибе происходит даже снижение напряжений σ , необходимых для поддержания возрастающего изгиба. В итоге кривая $\sigma = \sigma(\xi)$ быстро выполаживается и может пересечь кривую $\sigma = \sigma(\varepsilon)$.

Ход кривой $\sigma = \sigma(\varepsilon)$ определяется лишь механическими свойствами материала полосы. В противоположность этому ход кривой $\sigma = \sigma(\xi)$ кроме того, зависит от гибкости полосы $\lambda = 2\sqrt{3} \frac{l}{m} \approx 3,5 \frac{l}{m}$, т. е. от соотношения между ее длиной l и мощностью слоя m . При малых λ , когда отношение длины полосы l к ее мощности m мало, кривая $\sigma = \sigma(\xi)$ не пересекает кривой $\sigma = \sigma(\varepsilon)$ так как последняя успевает прерваться пределом прочности (фиг. 96, а). В этих случаях любое сближение концов полосы путем изгиба требует большего напряжения, чем сближение путем продольного расплющивания. Так происходит, например, при сжатии образцов, длина которых l не больше чем в 3 раза превышает их мощность, когда соответственно $\lambda = 10$. Поэтому продольный изгиб вообще не наступает.

При несколько большей длине полосы по отношению к мощности, кривая $\sigma = \sigma(\xi)$ пересекает кривую $\sigma = \sigma(\varepsilon)$ между пределами упругости и прочности (фиг. 96, б). При постепенном увеличении сближения концов полосы, вплоть до точки пересечения кривых, одно и то же сближение достигается путем продольного расплющивания при меньшем напряжении, по сравнению с тем, которого требует продольный изгиб. Поэтому полоса не испытывает изгиба, а расплющивается, подвергаясь упругой и пластической деформациям. Прямая форма ее оси остается устойчивой. Но при сближениях, превышающих точку пересечения кривых, оказывается, что изгиб требует уже меньшей силы, нежели продольное расплющивание. Форма полосы, постепенно сжатой до этого продольным расплющиванием, оказывается теперь в неустойчивом равновесии. За счет упругой составляющей общей деформации полоса может выпнуться и приобрести небольшой изгиб, требующий для своего поддержания меньшей силы, чем продольное расплющивание. Небольшой эксцентриситет приложения силы, действующей на поперечное сечение пласта, или его незначительная начальная кривизна сильно облегчают возникновение продольного изгиба.

В дальнейшем сближение концов полосы осуществляется за счет все увеличивающегося изгиба.

В продольно сжимавшихся нами полосах из пластичных эквивалентных материалов (петролатума, пушечного масла, влажной глины) этот способ деформации осуществлялся при соотношениях длины к мощности полосы от 5 : 1 до 10 : 1, т. е. при гибкости от 17,5 до 35. В стержнях из строительной стали этот вариант имеет место при гибкостях от 40 до 100 (Динник, 1939).

Наконец, при еще большей длине по сравнению с мощностью (в стальных стержнях при гибкости больше 100) кривая $\sigma = \sigma(\xi)$ пересекает кривую $\sigma = \sigma(\varepsilon)$ ниже предела упругости, и тогда устойчивость равновесия формы образца, испытывавшего первоначальное продольное расплющивание, утрачивается при напряжениях ниже предела упругости (фиг. 9б, в).

Напряжение, соответствующее точке пересечения кривых $\sigma = \sigma(\xi)$ и $\sigma = \sigma(\varepsilon)$ называется критическим напряжением $\sigma_{кр}$. Установлено, что для каждого материала его величина является функцией гибкости λ . В интервале напряжений ниже предела упругости $\sigma_{кр}$ изменяется по гиперболе Эйлера согласно уравнению, выведенному на основании теории упругости:

$$\sigma_{кр} = \Pi \frac{EJ}{l^2 S} = \Pi \frac{E}{\lambda^2}, \quad (2)$$

где S – площадь поперечного сечения полосы. Это уравнение при экспериментальной проверке удовлетворяется с точностью до 1% (Динник, 1939), несмотря на то, что упругие деформации ниже предела упругости сопровождаются медленно развивающимися пластическими деформациями (ползучестью). Изменение краевых условий или формы пластинки оказывает влияние лишь на величину постоянного множителя Π .

Для рассматриваемой полосы, у которой

$$\lambda^2 = \frac{12l^2}{m^2}, \quad (3)$$

$$\sigma_{кр} = \frac{\Pi}{12} \cdot \frac{Em^2}{l^2}. \quad (4)$$

Выше предела упругости вязкость материала значительно снижается по мере роста напряжений. Из-за этого момент внутренних сил в сечении изгибаемого тела перестает возрастать при увеличении кривизны с прежним коэффициентом пропорциональности. Он возрастает намного медленнее кривизны. Поэтому для увеличения кривизны требуется все меньший прирост момента внешних сил. Практически уменьшение гибкости вызывает увеличение критических напряжений почти по линейной закономерности (фиг. 9б, д), отраженной в уравнении Тетмайера – Ясинского:

$$\sigma_{кр} = a - b\lambda. \quad (5)$$

В результате тщательного экспериментального изучения роста $\sigma_{кр}$ при уменьшении λ эмпирически были установлены зависимости типа квадратной параболы

$$\sigma_{кр} = P_f - C\lambda^2, \quad (6)$$

где P_f – пределы прочности или текучести; C – константа, обеспечивающая плавное сопряжение параболы с гиперболой Эйлера (кривая Энгессера – Кармана, фиг. 9б, д).

Имеются несколько иные кривые и связанные с ними теории (например, Ильюшин, 1948; Ржаницын, 1949), но все они отражают общую закономерность замедления роста $\sigma_{кр}$ выше предела упругости, по мере падения λ .

Следует отметить указание А. Н. Динника (1939) о том, что различия в способе закрепления концов стержня при напряжениях ниже предела

упругости изменяют коэффициент устойчивости Π не более чем в 4 раза. При напряжениях выше предела упругости этот коэффициент изменяется меньше. Например, при $\lambda = 50$ коэффициент Π изменяется не более чем в 1,3 раза.

От критических значений нормальных напряжений легко перейти к критической величине продольной силы, сжимающей полосу – $F_{кр}$. Для этого надо умножить напряжение на площадь поперечного сечения полосы, равную md . Так, например, из формулы (4) следует, что

$$F_{кр} = \frac{\Pi}{12} \cdot \frac{Em^3d}{l^2}. \quad (7)$$

Все выше сказанное касается вопроса о том, при какой критической силе или, иначе говоря, при каком критическом напряжении начинается продольное изгибание.

Количество и форма получающихся изгибов исследованы теоретически и экспериментально. Результаты исследований особенно важны при рассмотрении условий формирования складок разных морфологических типов. Обычно устойчива форма изгиба полосы в виде одной полуволны (арки). При небольшом подъеме полуволны (арки) по сравнению с ее длиной (пролетом) форма изгиба описывается уравнением синусоиды. Если полоса расположена в горизонтальной плоскости, на образование арки существенное влияние оказывает вес полосы, составляющей нагрузку на поднимающуюся арку. Каждая арка обладает устойчивым равновесием формы, если не превзойдена критическая нагрузка.

Если нагрузка на арку не постоянная, а зависит от высоты подъема арки, закономерности изгибания слоя меняются. Так, например, происходит, когда полоса изгибается в окружающей среде, в которой сопротивление изгибу полосы пропорционально высоте каждой арки. В этом случае оказывается, что одно и то же сближение концов полосы ξ может быть достигнуто различными путями, требующими для своего осуществления разных по величине продольных сил. Изгиб полосы в виде одной полуволны синусоиды (одной большой арки) требует большей продольной силы, нежели образование нескольких менее высоких и более коротких полуволн.

Изложенные общие представления имеют достаточное теоретическое обоснование и на протяжении ряда десятилетий проверялись практикой экспериментаторов и строителей. Они могут использоваться в тектонофизике в качестве вполне достоверных. Подробное изложение упомянутых вопросов можно найти в литературе по строительной механике и по теории упругости.

Учитывая существующую теорию продольного изгиба, для выяснения физических условий возникновения в земной коре и в моделях складок продольного изгиба, необходимо сделать следующие уточнения.

Во-первых, надо различать два случая образования складок продольного изгиба:

а) длительное и медленное деформирование слоев, при котором напряжения продольного сжатия не превосходят предела текучести пород. Благодаря длительности процесса в слоях развиваются остаточные деформации укорочения за счет ползучести. Но при достижении напряжениями критической величины становится возможным быстрое упругое изгибание слоев на незначительную величину (см. фиг. 9б, в). Появление небольшого искривления слоя принципиально изменяет условия дальнейшего развития всех деформаций. Обратного выпрямления слоя не может произойти. Поэтому продолжающееся продольное сжатие будет усиливать искривление и создавать складку продольного изгиба. При этом образуются пластические конечные деформации материала (наряду с ними будет небольшая упругая доля общей деформации);

б) продольное изгибание слоев под действием таких продольных сжимающих напряжений, которые даже до критического значения превышают предел текучести. Слои еще до изгибания деформируются пластически. При дости-

жении напряжениями продольного сжатия критической величины слой должен испытать пластический продольный изгиб. Этот случай также вполне вероятен в условиях земной коры и был исследован на моделях, которые описываются ниже (см. фиг. 96, б).

Для каждого из двух указанных случаев необходим самостоятельный вывод условий потери устойчивости.

Во - в т о р ы х, деформации слоев в земной коре происходят в условиях, отличающихся от условий изгибания стержней в машинах и строительных сооружениях.

Складки в земной коре обычно образованы многими слоями, деформировавшимися совместно. При смятии слоистой толщи в складки разные слои деформируются различно и вместе с тем сложно взаимодействуют друг с другом.

Ясно, что каждый слой, находясь внутри толщи, деформируется не так, как он деформировался бы, находясь изолированно вне ее. Поэтому высказывалось мнение, что теоретически рассматривать механизм образования складок и моделировать этот процесс на одном слое нельзя.

Моделирование складок в слоистой толще производилось на протяжении более чем столетия, однако количественные зависимости складок от различных факторов еще не известны. Произошло это потому, что, моделируя складки в слоистой толще, мы не в состоянии измерять силы взаимодействия между слоями и силы, действующие на каждый слой. Из-за незнания физических условий возникновения складок опыты на моделях нередко приводили к неожиданным результатам.

Так, например, в 1953 г. автор совместно с Е. И. Чертковой пытался воспроизвести складки гравитационного оползания в слоистом сиропе с различной вязкостью слоев, но никаких складок не получил.

Для успешного изучения физических условий возникновения различных складок необходимо не только моделировать складчатость в многослойных толщах, но и исследовать простейшие случаи, которые можно рассматривать и теоретически. Только идя от простого к сложному, можно объяснить результаты экспериментов на многослойных моделях, а от последних перейти к расшифровке сложных природных складок.

Простейшими природными складками являются деформации отдельных пластов или маломощных пачек внутри слоистой толщи. Много примеров таких простейших природных складок приведено в предыдущей главе. Моделируя такую простейшую складку или теоретически анализируя условия ее возникновения, необходимо заменить соответствующими системами сил взаимодействие данного пласта с соседними. Взаимодействие разных частей данного пласта, как образующих складку, так и находящихся вне ее, также должно заменяться системами сил, эквивалентными силам взаимодействия.

При изучении складки, состоящей из нескольких слоев, можно выделять из нее отдельный пласт и анализировать его деформации, если при этом создаются силы, равные силам взаимодействия между этим пластом и соседними с ним. Изучив влияние контролируемых сил на деформации отдельных пластов, легче понять поведение разных слоев в сложных складках.

Таким образом, изучение процесса образования складок в отдельных пластах не только допустимо, но и необходимо. Такое изучение является первой стадией рассмотрения механизма складкообразования. На последующих стадиях, при рассмотрении механизма образования складки в многослойной толще и при изучении не одной складки, а их комплексов, основное значение приобретают чисто эмпирические обобщения. Их теоретические объяснения будут в значительной мере вытекать из понимания деформаций одного пласта.

В - т р е т ь и х, деформирующийся в складку пласт отличается от рассматриваемого в технике стержня неопределенностью своей длины – он тянется далеко за пределы того места, где образуется складка. Из предыдущих

экспериментов ясно, что за длину полосы (стержня) надо принимать длину области нагнетания. Она определяется двумя факторами: величиной продольной сжимающей силы на задней границе области нагнетания и величиной касательных напряжений на поверхности пласта в пределах области нагнетания.

Согласно основному условию интересующей нас задачи продольная активная сила F действует вдоль пласта. Обозначим нормальное напряжение на поперечном сечении пласта p . Перемещения всего пласта в горизонтальном направлении не происходит, так как активная сила F уравнивается силами трения на верхней и нижней поверхностях пласта. Их величину, отнесенную к единице площади, обозначим f .

Сверху вниз на горизонтальный пласт действуют вертикальные силы, порожденные его весом и весом вышележащих пород. Снизу к пласту приложены направленные вверх силы, реактивные по отношению к силам, действующим сверху вниз. Вертикальные силы взаимно уравниваются и не создают поперечной к пласту равнодействующей, которая вызывала бы в нем изгибающий момент. Поперечные силы появляются в пласте лишь при его изгибании, когда он должен приподнимать или отжимать в стороны материал соседних с ним слоев. Эти поперечные силы, реактивны. Продольное изгибание слоя обуславливает уменьшение его давления на участок, прилежащий к вогнутой стороне изгиба. Геологические материалы показывают, что полости под изгибами образуются редко. Обычно в область с пониженным всесторонним давлением материал подтекает со стороны. Поэтому во время изгибания пласта давление на него снизу не равно нулю, а значит, изгибающийся пласт принимает на себя и уравнивает не все вертикальное давление со стороны вышележащих слоев, а лишь разность между давлениями, действующими на верхнюю и нижнюю поверхности пласта. Обозначим эту разность давлений на единицу площади s и будем называть ее реактивной нормальной нагрузкой.

При росте простейшей складки почти никогда не происходит подъема над ней всех вышележащих слоев, так как обычно габариты складки весьма малы по сравнению с расстоянием от нее до свободной поверхности земли. Подъем каждой складочки осуществляется постольку, поскольку материал ближайших к ней слоев отжимается в сторону. Реактивная нормальная нагрузка s намного меньше веса пород, залегающих над складкой. Величина ее по мере развития складки должна изменяться.

Таким образом, деформация пласта является результатом действия на него активной продольной силы F , реактивного продольного трения f на единицу площади и нормальной реактивной нагрузки интенсивностью s , приложенной с выпуклой стороны складки. Величина s может быть различной в разных частях складки. Нагрузка s появляется лишь после зарождения изгиба.

В такой форме могут рассматриваться условия в горизонтально-вертикально- и наклоннозалегающих пластах.

Остановимся на плоской деформации участка пласта в форме полосы мощностью m и шириной d под действием указанной системы сил (F, f, s) . Начало координат поместим в том поперечном сечении пласта, с которого начинается область нагнетания. Левее этого сечения находится либо масса, оказывающая давление на пласт, либо область выжимания, где активное усилие перпендикулярно пласту (фиг. 96, е).

Рассмотрим пласт только в области положительных значений x (фиг. 96, ж). Продольная сила F в начальном сечении, где $x = 0$, равна

$$F_0 = p_0 m d, \quad (8)$$

где p_0 – приведенное нормальное напряжение, т. е. превышение нормального напряжения в данном направлении над всесторонним сжатием.

В каждом более удаленном от области выжимания поперечном сечении продольная сила

$$F_x = p_x md, \quad (9)$$

где p_x – приведенное нормальное напряжение на данном сечении.

По условиям равновесия участка пласта, ограниченного сечениями $x = 0$ и $x > 0$.

$$p_x md - p_0 md + 2 fxd = 0. \quad (10)$$

Следовательно,

$$F_x = F_0 - 2 fxd. \quad (11)$$

При некоторой величине $x = l$ величина $2 fxd$ достигает равенства F_0 и тогда $F_x = 0$. Приравняв F_x нулю, находим

$$F_0 = 2 fld, \quad (12)$$

откуда

$$l = \frac{F_0}{2fd}. \quad (13)$$

Расстояние l определяет длину участка пласта, на котором сказывается воздействие F_0 , возникают силы трения и происходит деформация пласта. За пределами этого участка пласт не деформируется. Величина l является длиной полосы в условиях продольного изгиба. Из формулы (13) следует, что длина полосы – переменная величина, зависящая от сил трения между слоями и величины продольной активной сжимающей силы. Последнее приведет ниже к своеобразию условий возникновения продольного изгиба в слоях земной коры по сравнению с изгибом деталей в технике.

В четвертых, при разрастании складки слой изменяет расположение в пространстве относительно активной сжимающей силы; взаимодействие его с соседними слоями приводит к изменению величины действующих на него реактивных усилий. Следовательно, условия, существующие во время зарождения складки, нельзя считать сохраняющимися при ее дальнейшем развитии. Поэтому в дальнейшем будут иметься в виду лишь физические условия возникновения складок, а об их истории и окончательной форме по тем же формулам судить не следует.

* * *

Имея в виду перечисленные особенности зарождения складок продольного изгиба в земной коре, можно определить необходимые для этого физические условия, т. е. комбинации внешних сил и свойств деформируемого материала. Рассмотрим два случая.

Первый случай – критические напряжения ниже предела упругости. При действии продольных сжимающих напряжений постепенно возрастающих от нуля до величины, не превышающей предела упругости (предела текучести), рассматриваемая полоса сначала испытывает продольное сжатие, выражающееся в упругой деформации и ползучести. Обозначим относительную продольную деформацию возле каждого сечения ε_x . Величина упругой составляющей общей деформации в каждом сечении прямо пропорциональна p_x , а значит и просто x (см. фиг. 9б, в, е, ж).

Скорость ползучести ниже предела упругости в первом приближении может считаться также прямо пропорциональной p_x , т.е. x . При более точном рассмотрении вопроса надо считаться с постепенным понижением вязкости по мере подъема касательных напряжений, из-за чего увеличение скорости ползучести с уменьшением x должно происходить не по линейному закону, а быстрее.

При постепенном увеличении p_0 , в соответствии с (13), будет увеличиваться и l . Это может происходить до тех пор, пока p_0 и l не окажутся столь большими, что будут достигнуты критические соотношения и произойдет потеря устойчивости. Действующие при этом F_0 и p_0 , а также соответствующую им величину l будем называть критическими и обозначим $F_{кр}$, $p_{кр}$ и $l_{кр}$. Из уравнения (12) следует, что:

$$F_{кр} = 2fl_{кр}d. \quad (14)$$

Вместе с тем из теории продольной устойчивости полосы, нагруженной продольной равномерно распределенной нагрузкой интенсивностью $2f$ (при мощности m , ширине d и длине l), известно что критическая сила определяется уравнением Эйлера (4) и (7) в виде,

$$F_{кр} = \Pi \frac{EI}{l^2} = \Pi \frac{Em^3d}{12l^2}. \quad (15)$$

Коэффициент Π , в зависимости от способов закрепления стержня, может иметь величину от 18,5, при шарнирах на обоих концах полосы до 73,6 в случае жесткого закрепления концов (Динник, 1939). Следовательно, неизвестная для данного случая величина Π должна лежать в интервале между 18,5 и 73,6.

Необходимо учесть особенности изгиба пласта в геологических условиях.

1. Заданными являются f , E , m ; l в геологических условиях заранее не может быть определена, поэтому в одной формуле следует отразить зависимость критической силы $F_{кр}$ от всех перечисленных величин, кроме l . Для этого (14) и (15) разрешаются относительно l^2

$$l^2 = \frac{F_{кр.}^2}{4f^2d^2}; \quad (16)$$

$$l^2 = \frac{\Pi Em^3d}{12F_{кр.}}. \quad (17)$$

Сопоставляя эти выражения заключаем, что:

$$\frac{F_{кр.}^2}{4f^2d^2} = \frac{\Pi Em^3d}{12F_{кр.}} \quad (18)$$

или

$$F_{кр.}^3 = \frac{4\Pi Ef^2m^3d^3}{12}. \quad (19)$$

От этого выражения для критической силы легко перейти к выражению для критических продольных нормальных напряжений, зная, что

$$F_{кр} = p_{кр}md, \quad (20)$$

находим

$$p_{кр}^3m^3d^3 = \frac{4\Pi Ef^2m^3d^3}{12}. \quad (21)$$

После сокращения получаем

$$p_{кр} = R_1 E^{1/3} f^{2/3}. \quad (22)$$

Это первое условие зарождения продольного изгиба показывает, что критическое продольное приведенное нормальное напряжение $p_{кр}$ не зависит от мощности пласта. Оно пропорционально лишь $E^{1/3}$ и $f^{2/3}$, умноженным на некоторую неизвестную постоянную величину

$R_1 = \sqrt[3]{\frac{\Pi}{3}}$, которая должна быть заключена между 1,8 и 2,9. Этот коэффициент, вероятно, можно будет установить эмпирически в процессе экспериментов на упругих моделях.

Если рассматриваются пласты из одного и того же материала с постоянным E , то критические напряжения в них зависят только от силы трения f на контактах. Мощности пластов не имеют значения.

$F_{кр}$ прямо пропорциональна мощности пласта m и ширине d рассматриваемой части слоя.

Критическая сила

$$F_{кр} = p_{кр} md. \quad (23)$$

Подстановка (22) в (23) дает

$$F_{кр} = R_1 md E^{1/3} f^{2/3}. \quad (24)$$

2. Установленные выше критические приведенные напряжения создают в пласте касательные напряжения, максимальная величина которых равна:

$$\tau_{max} = \frac{p_{кр}}{2}. \quad (25)$$

Эти напряжения смогут поддерживаться в течение некоторого времени и приводить к зарождению продольного изгиба только в том случае, если они меньше условно-мгновенной прочности материала пласта на скалывание. Таким образом, второе условие зарождения продольного изгиба заключается в том, что критическое напряжение, определяемое уравнением, должно быть меньше удвоенной условно-мгновенной прочности материала на скалывание:

$$p_{кр} < 2P_{1r}. \quad (26)$$

3. Продольный изгиб может развиваться лишь в случае, если нормальная реактивная нагрузка s на поднимающуюся складку – полуволну не будет превышать критической нагрузки на возникающую арку. В противном случае арка теряет свою устойчивость или разрушается разрывами. Поскольку в данном случае речь идет об условиях зарождения складки, т. е. о малых величинах подъема отдельных ее частей, нагрузку s для упрощения можно принять одинаковой на всех частях складки. А. Н. Динник (1939) указывает следующую формулу для определения критической величины нагрузки $s_{кр}$ на единицу длины пролета арки шириной d :

$$ds_{кр} = A \frac{EJ}{l^3}. \quad (27)$$

Постоянный коэффициент A зависит от конструкции и формы арки. Для арок в форме синусоиды критические нагрузки не определены, и поэтому мы приведем данные по наиболее близким к ним по форме параболическим аркам. Для них при отношении высоты арки к ее пролету (т. е. к l), равном 0,1, величина A может изменяться от 60,7 у бесшарнирных арок до 22,5 у трехшарнирных арок.

В рассматриваемом случае

$$J = \frac{m^3 d}{12}, \quad (28)$$

поэтому

$$s_{кр} = A \frac{Em^3}{12l^3}. \quad (29)$$

Следовательно, при каждой реактивной нормальной нагрузке длина зарождающейся складки не может быть больше $l_{кр. max}$ (т. к. тогда $s = s_{кр}$)

$$l_{кр. max} = m^3 \sqrt{\frac{AE}{12s}}. \quad (30)$$

Из уравнений (14) и (15) следует, что $24fl^3 = \Pi E \cdot m^3$, поэтому длина складки продольного изгиба, возникающей при действии критических напряжений, является минимальной длиной $l_{мин}$, и равна

$$l_{кр. min} = \frac{1}{2} \sqrt[3]{\frac{\Pi}{3}} m^3 \sqrt{\frac{E}{f}}. \quad (31)$$

Из уравнений (30) и (31) приходим к выводу, что очевидное условие

$$l_{кр. min} < l_{кр. max}, \quad (32)$$

обязательное для зарождения продольного изгиба, равносильно условию

$$\frac{1}{2} \sqrt[3]{\frac{\Pi}{3}} \cdot m^3 \sqrt{\frac{E}{f}} < m^3 \sqrt{\frac{AE}{12s}}. \quad (33)$$

Возведя все неравенство в куб и произведя сокращения, находим, что

$$\frac{\Pi}{2f} < \frac{A}{s}, \quad (34)$$

где Π и A – постоянные коэффициенты. Вводим новую постоянную:

$$R_{III} = \frac{2A}{\Pi}, \quad (35)$$

используя которую преобразуем неравенство (34):

$$s < R_{III} f. \quad (36)$$

Данное неравенство представляет собой третье условие зарождения продольного изгиба. Коэффициент R_{III} определяется эмпирически. Он, вероятно, заключен между 0,6 и 6,6 (Динник, 1939).

Предельное значение $s = s_{кр}$:

$$s_{кр} = R_{III} f. \quad (37)$$

Поскольку продольное изгибание начинается при величине f , определяемой из (22), можно установить минимальную необходимую величину $p_{кр}$ при заданном s , введя постоянную $R_{IV} = R_I \cdot R_{III}^{-2/3}$.

Для того чтобы продольный изгиб мог возникнуть при данной нормальной реактивной нагрузке s , нужно, чтобы продольное сжимающее напряжение было больше определенной величины:

$$p_{кр} > R_{IV} E^{1/3} s^{2/3}. \quad (38)$$

При этом $p_{кр}$ не может быть больше $2P_{1r}$ (см. формулу (26)).

Итак, мы установили следующие три условия зарождения продольного изгиба:

$$\left. \begin{aligned} p &= p_{кр} = R_I E^{1/3} f^{2/3}; \\ p_{кр} &< 2P_{1r}; \\ p_{кр} &> R_{IV} E^{1/3} s^{2/3}. \end{aligned} \right\} \quad (39)$$

Только при одновременном удовлетворении всех условий, включающих три постоянных R_I , R_{IV} , P_{1r} , возможно зарождение складок продольного изгиба. В компактной форме эти условия можно записать в виде одного общего условия зарождения продольного изгиба следующим образом:

$$R_{IV}E^{1/3}s^{2/3} < R_I E^{1/3} f^{2/3} < 2P_{1r}. \quad (40)$$

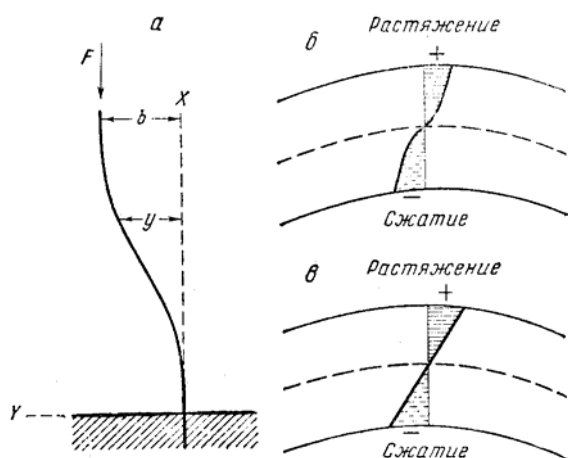
Крайние члены этой формулы представляют собой максимальные и минимальные величины продольных приведенных напряжений p_0 . Вероятные значения коэффициентов R_{IV} и R_I , подлежащих определению путем экспериментов, приведены в табл. 10.

Таблица 10

Вероятные значения постоянных коэффициентов

Величины	Π	A	$R_I = \sqrt{\frac{\Pi}{3}}$	$R_{III} = \frac{2A}{\Pi}$	$R_{IV} = R_I R_{III}^2$
Минимальные	18,5	22,5	1,8	0,6	0,5
Максимальные	73,6	60,7	2,9	6,6	41,4

Второй случай – критические напряжения выше предела упругости. При действии продольных сжимающих напряжений, превышающих предел упругости (предел текучести), внутри продольно изгибающейся полосы напряжения распределены не так, как при упругой деформации (см. фиг. 96, б). Величина напряжений пропорциональна скорости деформации, а не величине деформации, как это имеет место в упруго изгибаемой полосе. В связи с этим условия, выведенные для первого случая, нельзя распространить на второй. Автор не нашел в литературе вывода условий продольного изгиба для второго случая, поэтому предлагаются следующие приближенные условия. Их вывод похож на тот, который приводится для упругого изгиба, но в нем учтены только что отмеченные особенности пластического изгиба.



Фиг. 97. Схемы, поясняющие теорию продольного изгиба:

a – обозначения для формулы (42);
б – схема распределения нормальных напряжений в пластически изгибаемом пласте;
в – упрощенная схема распределения нормальных напряжений в пластически изгибаемом пласте, принятая при выводе формулы (51)

гружения силой F . Ось y совпадает с направлением изгиба полосы и перпендикулярна оси x (фиг. 97, *a*).

Рассматривается простейший исходный случай полосы с длиной l , с жестко закрепленным одним концом и свободным вторым. Вес полосы во внимание не принимается. Сжимающая продольная сила F приложена к свободному концу. Начало координат находится в точке закрепления полосы. Ось x совпадает с первоначальным положением полосы до ее нагружения силой F .

Рассматривается простейший исходный случай полосы с длиной l , с жестко закрепленным одним концом и свободным вторым. Вес полосы во внимание не принимается. Сжимающая продольная сила F приложена к свободному концу. Начало координат находится в точке закрепления полосы. Ось x совпадает с первоначальным положением полосы до ее нагружения силой F .

В качестве основного положения принимается, что при действии продольной силы ниже ее критического значения момент этой внешней силы (M_{ex}) в любом сечении меньше, чем момент внутренних сил (M_{in}), который возник бы в этом сечении при изгибе. По этой причине изгиба не происходит. Отличительная особенность критической силы $F_{кр}$ состоит в том, что создаваемый ею момент (M_{ex}) в любом сечении равен моменту (M_{in}), связанному с изгибом. Это исходное положение выражается равенством:

$$M_{ex} = M_{in}. \quad (41)$$

Данное выражение показывает на возможность возникновения изгиба с небольшой, но конечной величиной стрелы прогиба на незакрепленном конце полосы, обозначаемой буквой b . Момент внешней силы критической величины в сечении с координатой x равен:

$$M_{ex} = F_{кр} \cdot (b - y). \quad (42)$$

Переходим к определению момента внутренних сил M_{in} . Он равен сумме произведений всех нормальных сил, действующих на бесконечно малые площадки (составляющие данное поперечное сечение полосы) на расстояния от этих площадок до середины слоя. Иначе говоря,

$$M_{in} = \int_{-\frac{m}{2}}^{+\frac{m}{2}} z \sigma d dz. \quad (43)$$

где m – мощность полосы; z – расстояние от середины слоя (крайние значения $z = \pm \frac{m}{2}$); σ – нормальное напряжение; d – ширина рассматриваемой полосы; произведение $d \cdot dz$ равно площади элементарной площадки.

В данном случае, так же как при определении момента внутренних сил при упругом продольном изгибе, предполагается, что нейтральная поверхность проходит по середине мощности пласта. Это допущение сильно упрощает последующие выводы. В действительности нейтральная поверхность несколько смещена от середины пласта в сторону его выпуклой поверхности.

Теперь важно определить, как изменяются напряжения в пределах поперечного сечения полосы. В середине полосы у нейтральной поверхности их надо считать равными нулю. С удалением от нее они быстро увеличиваются до предела текучести, а затем постепенно должны нарастать, так как чем дальше от середины полосы, тем быстрее деформируются элементарные объемы материала (фиг. 97, б). Скорость деформации D можно принять прямо пропорциональной расстоянию от середины полосы z и величине кривизны нейтральной поверхности, лежащей в середине полосы $1/\rho$ (где ρ – радиус кривизны), разделенной на длительность деформации δ

$$D = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{z}{\delta}. \quad (44)$$

Считая максимальные касательные напряжения τ_{max} прямо пропорциональными скорости деформации D и вязкости η_{III}

$$\tau_{max} = \eta_{III} D, \quad (45)$$

находим, что

$$\tau_{max} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\eta_{III} z}{\delta}. \quad (46)$$

В действительности вязкость должна уменьшаться с ростом напряжений, т. е. с увеличением z , но пока это не учитывается. Пренебрегаем также тем, что напряжения вблизи от нейтральной поверхности в пределах упругой зоны возрастают хотя и линейно, но быстрее, чем это следует из последней формулы. Таким образом, принимается упрощенное представление о распределении напряжений, изображенное на фиг. 97, в. Наконец, для упрощения вывода и окончательной формулы не будут приниматься во внимание нормальные напряжения на площадках параллельных и перпендикулярных слоистости, а также параллельных длинной стороне полосы. Последнее допущение часто используется в курсах сопротивления материалов. Оно дает нам возможность считать, что нормальные напряжения (σ) на поперечном сечении полосы равны:

$$\sigma = 2\tau_{\max}. \quad (47)$$

Учитывая перечисленные упрощения и подставляя (46) в (47), получаем необходимое выражение, приближенно описывающее распределение нормальных напряжений в поперечном сечении полосы:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \frac{2\eta_{III}z}{\delta}. \quad (48)$$

Подставляем полученную формулу в выражение (43) для момента внутренних сил и выносим постоянные из-под знака интеграла:

$$M_{in} = \frac{2\eta_{III}d}{\rho\delta} \int_{-\frac{m}{2}}^{+\frac{m}{2}} z^2 dz. \quad (49)$$

Произведение этого интеграла на ширину рассматриваемой полосы d называется моментом инерции поперечного сечения J . Он равен

$$J = \frac{m^3 d}{12}, \quad (50)$$

следовательно,

$$M_{in} = \frac{\eta_{III}m^3 d}{6\rho\delta}. \quad (51)$$

Как известно из дифференциального исчисления, кривизна $1/\rho$ кривой $y = f(x)$ приближенно равна второй производной y'' (см. курсы сопротивления материалов, разделы об упругой линии балок), т. е.

$$\frac{1}{\rho} = y'', \quad (52)$$

из чего следует, что

$$M_{in} = \frac{\eta_{III}m^3 d}{6\delta} y''. \quad (53)$$

Это последнее выражение момента внутренних сил приравнивается согласно (41) моменту внешних сил. В итоге получается уравнение

$$\frac{\eta_{III}m^3 d}{6\delta} y'' + F_{кр}(y - b) = 0. \quad (54)$$

Произведение постоянных величин, стоящее перед y'' обозначим B .

К получившемуся уравнению

$$By'' + F_{кр}(y - b) = 0 \quad (55)$$

приходят также и при рассмотрении упругого продольного изгиба. Для определения критической силы $F_{кр}$ находится интеграл этого уравнения, равный

$$y = C_1 \cos nx + C_2 \sin nx + b, \quad (56)$$

где для краткости введено обозначение

$$n = \sqrt{\frac{F_{кр}}{B}}. \quad (57)$$

Учитывая граничные условия, находят значения C_1 и C_2 и приходят к следующему уравнению, определяющему критическую силу:

$$\cos nl = 0. \quad (58)$$

Из (57) и (58) следует, что минимальная величина критической силы

$$F_{кр} = \frac{\pi^2 B}{4 l^2}. \quad (59)$$

Раскрывая введенное выше значение B , получаем

$$F_{кр} = \frac{\pi^2}{24} \cdot \frac{\eta_{III} m^3 d}{l^2 \delta} = 0,4 \frac{\eta_{III} m^3 d}{l^2 \delta}. \quad (60)$$

В теории упругого продольного изгиба рассматривается много случаев различного закрепления концов стержня (полосы) и разных систем сил, вызывающих продольный изгиб. Во всех случаях получаются формулы, отличающиеся лишь величиной числового коэффициента. В упругих стержнях (Динник, 1939) он колеблется от 2,5 (свойственно рассмотренному случаю) до 73,6 (при жестко закрепленных обоих концах и действии на стержень распределенной касательной нагрузки).

Аналогичное влияние способа нагружения и закрепления концов полосы принимается и для рассматриваемого случая пластического изгиба. Поэтому в общем случае можно использовать формулу

$$F_{кр} = K \frac{\eta_{III} m^3 d}{l^2 \delta}. \quad (61)$$

Величина коэффициента K – определяется для каждого конкретного способа нагружения и закрепления пластически деформируемой полосы.

Последняя формула является основной и полностью отражает принятые выше отличия пластического изгиба полосы от упругого; в нее вошли также время и коэффициент вязкости (вместо модуля Юнга).

Теперь, как и в случае изгиба при напряжениях ниже предела упругости, надо учесть особенности изгибания пласта в геологических условиях.

1. Длина полосы не является заранее заданной и постоянной. Она зависит от величины сжимающей продольной силы и трения на поверхностях полосы. Зависимости (13) и (14) в равной мере справедливы как при упругом, так и при пластическом деформировании полосы. Подставляя в (61) выражение l , полученное из (14), имеем

$$F_{кр}^3 = 4K \frac{\eta_{III} m^3 f^2 d^3}{\delta}, \quad (62)$$

откуда вытекает первое условие возникновения пластичного продольного изгиба:

$$F_{кр} = K_1 \frac{\eta_{III}^{1/3} f^{2/3} m d}{\delta^{1/3}}, \quad (63)$$

где K_1 – коэффициент, равный $4K$.

Данное условие можно записать для критического продольного сжимающего напряжения, разделив $F_{кр}$ на величину поперечного сечения md

$$P_{кр} = K_1 \frac{\eta_{III}^{1/3} f^{2/3}}{\delta^{1/3}}. \quad (64)$$

2. Критическая величина продольных сжимающих напряжений может быть достигнута, и продольный изгиб произойдет лишь в том случае, если $P_{кр}$ меньше удвоенной длительной прочности материала на скалывание $P_{\delta\tau}$

$$P_{кр} < 2P_{\delta\tau}. \quad (65)$$

Это второе условие возникновения продольного изгиба. Если это условие не соблюдается, за время δ действия напряжений полоса окажется рассеченной разрывами сколового типа.

3. Нагрузка, распределенная перпендикулярно поверхности полосы s , должна быть меньше определенной критической величины $s_{кр}$, иначе складка продольного изгиба не сможет изогнуться в виде арки, способной выдержать эту нагрузку. Для упруго и пластически деформирующихся полос были получены формулы критических напряжений, отличающиеся числовыми коэффициентами, а также тем, что вместо стоящей в (22) для упругого изгиба величины модуля продольной упругости E в формуле (64) для пластичного изгиба фигурирует коэффициент вязкости η_{III} , деленный на длительность δ действия напряжений.

Поскольку для продольно изгибаемых упругих арок критическая нагрузка определяется формулой (29), по аналогии с формулами (22) и (64) надо ожидать, что для пластически деформируемых арок может быть выведена формула, близкая к (29):

$$s_{кр} = C \cdot \frac{m^3}{l^3} \cdot \frac{\eta_{III}}{\delta}, \quad (66)$$

где C – некоторый числовой коэффициент.

Тогда окажется, что длина изгибаемой в складку части слоя не может быть больше максимального значения l , вытекающего из последней формулы и соответствующего каждой величине нагрузки s :

$$l_{\max} = \sqrt[3]{C} \cdot m \cdot \sqrt[3]{\frac{\eta_{III}}{s \cdot \delta}}. \quad (67)$$

Кроме максимального значения l , существует минимальная возможная длина изгибающегося участка слоя. Вследствие того, что критическая сила при пластическом изгибе (формула 61) одновременно удовлетворяет указанным в формуле (14) условиям равновесия:

$$F_{кр} = 2fl_{кр}d,$$

можно считать (61) равной (14) и констатировать, что наименьшая длина составляет

$$l_{\min} = \sqrt[3]{\frac{K}{2}} \cdot m \cdot \sqrt[3]{\frac{\eta_{III}}{fd}}. \quad (68)$$

Продольный изгиб возможен лишь в том случае, если действительно существует различие между минимальной и максимальной длиной участка,

способного к продольному изгибу, т. е. если

$$l_{\min} < l_{\max}. \quad (69)$$

Поставив в последнее неравенство значения l_{\min} и l_{\max} из формул (67) и (68), произведя сокращения и преобразования, находим, что продольный изгиб возможен, если

$$s < K_{III} f. \quad (70)$$

Это третье условие возникновения пластичного продольного изгиба, в котором K_{III} обозначает коэффициент, требующий определения эмпирическим путем:

$$K_{III} = \frac{2C}{K}. \quad (71)$$

Три условия пластичного продольного изгиба выведены как приближенные. Если бы вывод был более точным, в первом условии (формула 64), возможно, отразилась бы слабая зависимость критического напряжения от мощности пласта.

Введенные в формулы величины измеряются в природных условиях весьма не точно, поэтому результаты теоретического рассмотрения можно признать достаточными.

* * *

Итак, при продольном сжатии пласта, пока напряжения p ниже предела упругости (текучести), продольный изгиб может возникнуть, если достаточно малы: равновесный модуль упругости (E), силы трения между слоями (f) и распределенное давление, перпендикулярное слою (s), а также если достаточно высока прочность породы на скалывание (P_r). Это записывается в виде трех условий, каждое из которых должно быть удовлетворено:

$$p > R_I E^{1/3} f^{2/3}; \quad (72)$$

$$p < 2P_r; \quad (73)$$

$$s < R_{III} f, \quad (74)$$

где R_I и R_{III} – безразмерные коэффициенты, величину которых надо определить эмпирическим путем. Предполагаемые диапазоны их величины приведены в табл. 10.

В случае продольного сжатия пласта напряжениями p , при которых τ_{\max} превышают предел текучести, продольный изгиб может возникнуть путем пластической деформации, если достаточно малы: коэффициент вязкости, соответствующий данным напряжениям (η_{III}), напряжение от трения на поверхности пласта (f) и распределенное давление, перпендикулярное слою (s), а также если достаточно велики длительность действия напряжений (∂) и соответствующая ей длительная прочность материала на скалывание ($P_{o\tau}$). Необходимые сочетания перечисленных факторов записываются в виде следующих условий, каждое из которых должно быть удовлетворено:

$$p > K_I \frac{\eta_{III}^{1/3} f^{2/3}}{\partial^{1/3}}; \quad (75)$$

$$p < 2P_{o\tau}; \quad (76)$$

$$s < K_{III} f, \quad (77)$$

где K_I и K_{III} – безразмерные коэффициенты, подлежащие определению эмпирическим путем.

Приведенные условия пластичного продольного изгиба являются гипотезой. Они указывают лишь на то, при каких комбинациях свойств пласта и действующих на него сил возможно появление складок продольного изгиба. Какую форму приобретут складки в результате развития – из этих условий, установить нельзя.

* * *

Задача большой экспериментальной работы, которая проводится И.М.Кузнецовой под руководством автора, заключается в проверке и уточнении перечисленных физических условий возникновения складок продольного изгиба в процессе пластического деформирования одного пласта. Эксперименты ведутся также для того, чтобы эмпирически установить, в какой мере условия, выведенные теоретически для одного пласта, можно распространять на зарождение складок продольного изгиба в многослойных толщах. Теоретически выведенные условия рассматриваются при этом как обоснованный перечень тех факторов, влияние которых необходимо изучить на моделях.

Описываемые в данной работе результаты экспериментов характеризуют главным образом зависимость продольного изгиба от мощности слоев (m) и напряжения сил трения между слоями (f) как в однослойных, так и в многослойных моделях. В меньшей степени характеризуется влияние вязкости (η_{III}) и давления, перпендикулярного слоистости (s).

Из первого условия следует, что при неизменных значениях силы F , вязкости η_{III} , ширины образца d и длительности действия напряжений ∂ , появление складок продольного изгиба должно определяться соотношением величин мощности m и коэффициента трения k_f , так как напряжение сил трения f на поверхности зависит от коэффициента трения k_f и произведения мощности m на объемный вес материала γ

$$f = k_f \gamma m. \quad (78)$$

Имея дело с образцами из одного и того же материала, можно подставить (78) в (63) и получить условие продольного изгиба

$$\left. \begin{aligned} F_{кр} &\geq K_I \frac{k_f^{2/3} \gamma^{2/3} \eta_{III}^{1/3} m^{5/3} d}{\partial^{1/3}}; \\ p &\geq K_I \frac{k_f^{2/3} \gamma^{2/3} \eta_{III}^{1/3} m^{2/3}}{\partial^{1/3}}. \end{aligned} \right\} \quad (79)$$

Обозначим постоянной величиной K_{II} произведение величин, сохраняемых неизменными в определенной серии экспериментов:

$$\frac{F \partial^{1/3}}{K_I \gamma^{2/3} \eta_{III}^{1/3} d} = K_{II}. \quad (80)$$

Вместо (79) получим условие возникновения продольного изгиба

$$k_f^{2/3} m^{5/3} \leq K_{II}. \quad (81)$$

Согласно этой формуле складки продольного изгиба могут быть получены в моделях вместо складок продольного расплющивания, если достаточно уменьшить коэффициент трения k_f или мощность слоя m . Это следовало проверить экспериментально.

Кроме того, ставилась задача эмпирически установить величину безразмерного коэффициента K_I из первого условия (63), входящего в (75) и (80).

Условия проведения опытов

Материалы моделей. Дополнительная складчатость в Байджансайском антиклинории распространена в тонко- и среднеслоистых известняках и песчаниках. Механические характеристики этих пород следующие: модули сдвига G_I и G_{II} порядка 10^{11} – 10^{12} дин/см²; величина коэффициента эффективной вязкости η_{III} (вязкость при пластической деформации) 10^{20} – 10^{21} нз; величина условно-мгновенной прочности на скалывание P_{1r} порядка 10^8 – 10^9 дин/см².

Свойства материала моделей были вычислены по условиям подобия, приведенным в третьей части книги (см. главу 24):

$$\begin{aligned} C_G &= C_\rho C_g C_l; \\ C_\eta &= C_\tau C_t; \\ C_G &= C_\tau = C_E = C_\sigma = C_P. \end{aligned} \quad (82)$$

В этих уравнениях: C_G – множитель подобия для модулей сдвига, C_E – то же для модулей упругости удлинений, C_τ и C_σ – множители подобия для касательных и нормальных напряжений, C_P – то же для прочности, C_ρ – для плотности, C_η – для вязкости, C_t – для времени, C_g – для ускорения силы тяжести, C_l – для расстояний. При заданных масштабах времени $C_t = 2 \cdot 10^{-12}$ (1 мин. опыта соответствует 1 млн. лет) и множителе геометрического подобия $C_l = 1 \cdot 10^4$ (или 1:10 000, т. е. 1 см модели соответствует 100 м) при $C_\rho = 0,5$, $C_g = 1$, эквивалентный материал согласно приведенным условиям подобия должен иметь следующие механические свойства: модули сдвига G_I и $G_{II} = 10^6 \div 10^8$ дин/см²; вязкость $\eta_{III} = 10^4 \div 10^5$ нз; условно-мгновенная прочность на скалывание $P_{1r} = 10^3 \div 10^5$ дин/см².

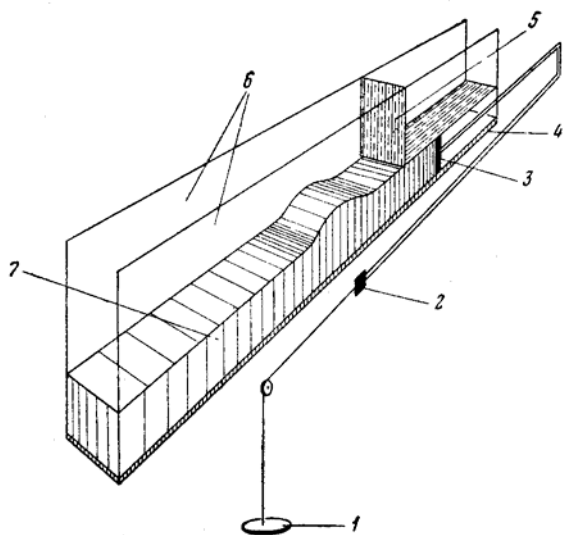
Примерно такими свойствами обладает бакинский петролатум при $t = 20^\circ$ ($G = 10^6$ дин/см²; $\eta_{III} = 10^5 \div 10^6$ нз; $P_{1r} = 10^5$ дин/см²). Он был выбран нами в качестве материала модели (см. табл. 9). Петролатум не только хорошо удовлетворяет условиям подобия, но и удобен в работе. Свойства его не меняются во времени в течение опыта. Из одной и той же порции петролатума можно изготовить ряд последовательно испытываемых моделей. На фиг. 35 приведена зависимость эффективной вязкости η_e от касательных напряжений τ при 20° С для нашего материала. На ней видно, что вязкость резко падает с увеличением касательных напряжений. Подобную столь же точную кривую для горных пород мы привести не можем, так как она еще не получена, но имеющаяся сводная диаграмма данных о зависимости вязкости горных пород от напряжения (см. фиг. 15) свидетельствует о том, что у горных пород существует качественно аналогичная зависимость. На фиг. 35 заштрихован тот диапазон значений вязкости, который (согласно диаграмме для горных пород) должен быть у материала моделей при выбранных нами величинах множителей подобия.

Так как в опытах нам следовало проверить влияние вязкости материала на процесс деформирования и тип получаемой складки, нужно было иметь материал и с другой вязкостью. Для этого был использован материал, представляющий собой смесь бакинского петролатума с маслом МК (1 часть петролатума и 10 частей масла МК). На фиг. 35 приведена зависимость эффективной вязкости η_{III} от величины касательных напряжений τ для смеси петролатума с маслом МК при $t = 20^\circ$ С. При равных напряжениях вязкость смеси почти на целый порядок ниже, чем чистого петролатума.

При изготовлении моделей в каждой из них все слои делались из одинакового материала. Слои отделялись друг от друга тонкими прослойками из другого вещества – влажной глины или наждачного порошка, чтобы

обеспечить определенный коэффициент трения между ними. Мощность прослойки не превышала 0,1 см.

Прибор для испытания моделей. Основу прибора составляет разборный ящик с четырьмя снимающимися стенками, две из которых прозрачные (сделаны из плексигласа). Давление на образец передавалось горизонтальнодвигающимся поршнем, соединенным с помощью троса и жестко скрепленных стальных стержней с площадкой для грузов (фиг. 98). Для предотвращения деформирования образца непосредственно около поршня в приборе был установлен фиксатор в форме угольника. Благодаря этому часть образца, образовавшая складку, сминалась под действием другой части образца, расположенной под фиксатором.



Фиг. 98. Схема установки для моделирования складок продольного сжатия под действием постоянной заданной силы:

1 – груз; 2 – тормоз; 3 – динамометр и поршень, давящий на модель; 4 – съемный пол, на котором лежит модель; 5 – фиксатор, создающий постоянную границу между областью всестороннего сжатия и областью нагнетания; 6 – стенки из органического стекла; 7 – модель

Для получения требуемой силы трения, действующей на подошву образца, между плоским основанием и образцом в приборе был сделан съемный пол, на который наносилось определенное вещество (в нашем случае наждак № 120 или влажная бентонитовая глина). Величина продольного усилия F , действующего на образец, была постоянна в течение всего опыта. Она создавалась гириями определенного веса. Кроме того, для контроля и учета трения в приборе, между образцом и поршнем находился пружинный динамометр. Обычно $F = 8 \text{ кг}$, иногда ее приходилось уменьшать до 4 кг, или увеличивать до 16 кг.

Результаты опытов

Изучение механизма складкообразования мы начали с процесса образования складки в одном слое при продольном сжатии. Затем перешли к испытаниям многослойных моделей. Эксперимент каждого типа проводился по несколько раз в идентичных условиях с целью исключения случайных ошибочных результатов. Благодаря хорошей воспроизводимости обычно было достаточно трех одинаковых опытов, дававших одни и те же результаты.

Однослойные модели

Влияние таких факторов, как коэффициент трения k_f и мощность слоя m , было целесообразно изучить на простейших однослойных образцах для того, чтобы исключить влияние слоистости. Эти опыты должны были экспериментально проверить формулы условий возникновения продольного изгиба (75) и (81), приведенные выше. Влияние вязкости материала на однослойных образцах нами исследовано не было, хотя оно представляет значительный интерес.

Были испытаны образцы из петролатума с мощностями 2, 4 и 6 см при двух различных коэффициентах трения между образцом и подстилающей поверхностью. Для получения $k_f = 0,64$ на подстилающую поверхность наносился тонкий слой бентонитовой глины (влажность глины 75–80%, эффективная вязкость $3 \cdot 10^3$ нз в диапазоне касательных напряжений 750–1500 дин/см²). Для получения $k_f = 1,94$ на подстилающую поверхность наносился влажный наждачный порошок № 120. Модели деформировались продольной силой (F) от 6 до 8 кг.

Влияние мощности слоя. При проведении опытов $k_f = 1,94$. В образцах с мощностью 2 см возникали складки продольного изгиба без увеличения мощности слоя при силе $F = 6$ кг. В образцах мощностью 4 см возникали деформации смешанного типа: при большой действующей силе ($F = 8$ кг) в них развивался продольный изгиб, сопровождавшийся образованием одной небольшой трещины скалывания, а при меньшей действующей силе ($F = 6$ кг) получалась складка продольного расплющивания с последующим ее скалыванием по одной трещине. При мощности образца 6 см и силе $F = 8$ кг образовывались складки продольного расплющивания с последующими сколами. Следовательно, чем меньше мощность слоя, тем скорее можно ожидать возникновения складки продольного изгиба.

Влияние коэффициента трения. При мощности слоя 2 см, при $k_f = 0,64$, $k_f = 1,94$ и силе $F = 6$ кг получалась только складка продольного изгиба. В образцах мощностью 6 см получалась складка продольного расплющивания с большим увеличением мощности при большем значении k_f . В образцах мощностью 4 см при $k_f = 0,64$ образовывалась складка продольного изгиба, а при $k_f = 1,94$ – складка продольного расплющивания. Таким образом, только за счет изменения величины k_f можно получить складку продольного изгиба или складку продольного расплющивания. Чем меньше величина k_f , тем вероятнее возникновение складки продольного изгиба, и наоборот, чем больше величина k_f , тем вероятнее возникновение складки продольного расплющивания.

Таблица 11

Результаты испытания однослойных моделей

Коэффициент трения	Мощность слоя, см		
	2	4	6
0,64	–	–	+
1,94	–	±	+

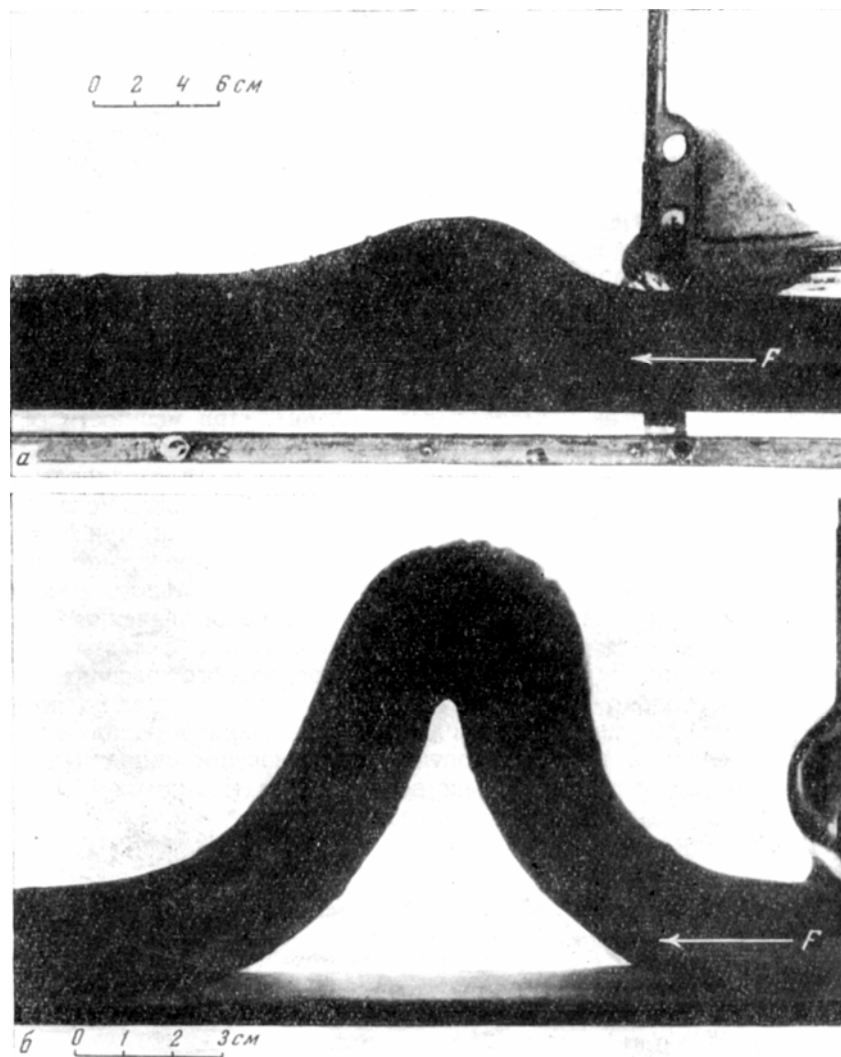
– продольный изгиб; + продольное расплющивание; ± деформация смешанного типа.

Итак, в одном слое возникновение складки продольного изгиба тем вероятнее, чем меньше его мощность, чем меньше величина коэффициента трения k_f о подстилающую поверхность и чем больше продольная сила, сжимающая образец (фиг. 99).

Результаты опытов сведены в табл. 11. Из нее следует, что при разных сочетаниях действовавших факторов имели место критические условия, при которых начиналось образование складок продольного изгиба вместо продольного расплющивания. Эти условия можно приближенно охарактеризовать следующими величинами:

1-й вариант: $d = 9,5$ см; $m = 4$ см; $k_f = 1,94$; $f = 6,97$ Г/см²; $F_{кр} = 7$ кг;
 $\delta = 7500$ сек;

2-й вариант: $d = 9,5$ см; $m = 4$ см; $k_f = 0,64$; $f = 2,30$ Г/см²; $F_{кр} = 6$ кг;
 $\delta = 5500$ сек.



Фиг. 99. Складки продольного расплющивания (а) и продольного изгиба (б) в однослойных моделях из петролатума (по М. В. Гзовскому и И. М. Кузнецовой)

Для варианта 1 вычисляется величина постоянной K_1 , входящая в формулу (75), равная $6,5 \cdot 10^3$, а для варианта 2 – равная $2,3 \cdot 10^3$. Ошибка при определении K_1 не превышает $\pm 10\%$. Поэтому можно принять, что K_1 в формуле (75) для однослойных моделей порядка 10^3 .

Многослойные модели

При продольном сжатии слоистого образца была исследована зависимость процесса образования складок от мощности отдельных слоев (при постоянной общей мощности образца) и величины сил трения между слоями. Приготавливались образцы мощностью 12 см с числом слоев 2, 3, 6, 12 и 24, с мощностями отдельных слоев соответственно 6, 4, 2, 1 и 0,5 см. Многослойные образцы были испытаны при $k_f = 0,64$ и $k_f = 1,94$.

На фиг. 100 приведена сводная схема результатов опытов с многослойными моделями; показано как изменяется морфология складки под влиянием различных факторов (η_{III} , m , k_f , s).

Влияние мощности слоя. Сопоставим результаты опытов при $k_f = 0,64$. Двуслойный образец (мощность слоя 6 см) образует складку продольного расплющивания, осложненную сколами. Нижний слой изгиба не имеет, верхний – имеет некоторый изгиб, обусловленный деформацией нижнего слоя (фиг. 100, А). В трехслойном образце (мощность слоя 4 см) образуется складка продольного изгиба с небольшим увеличением мощности двух нижних слоев (см. фиг. 100, Б). В ряде моделей возникали разрывы на нижней поверхности нижнего слоя. Шестислойный образец (мощность слоя 2 см) образует складку продольного изгиба и при этом ни в одном слое увеличения мощности не наблюдается (см. фиг. 100, В).

Влияние коэффициента трения. Разница коэффициента трения k_f между слоями вызывает заметные различия в результатах опытов. Так, в трехслойном образце при $k_f = 0,64$ образуется складка продольного изгиба с очень незначительным увеличением мощности двух нижних слоев (см. фиг. 100, Б), а при $k_f = 1,94$ – складка продольного расплющивания (см. фиг. 100, Г). Дальнейшее развитие складки осложняется сколом всех слоев.

В шестислойном образце при $k_f = 0,64$ возникает продольный изгиб и мощность слоев не увеличивается (см. фиг. 100, В); а в таком же образце при $k_f = 1,94$ образуется складка смешанного типа – изгиб только в верхних слоях, нижние слои сначала незначительно увеличивают мощность, потом скальваются (см. фиг. 100, Д).

В двенадцатислойном образце при $k_f = 1,94$ в двух нижних слоях очень незначительно увеличивается мощность.

Только в двадцатичетырехслойном образце при $k_f = 1,94$ получался продольный изгиб во всех слоях.

Следовательно, при равной действующей силе в многослойных образцах увеличение трения между слоями благоприятствует продольному расплющиванию и скальванию слоев и препятствует их продольному изгибанию.

Таблица 12

Результаты испытания многослойных моделей

Коэффициент трения	Мощность слоя, см				
	0,5	1	2	4	6
0,64	–	–	–	±	+
1,94	–	–	±	+	+

– продольный изгиб; + продольное расплющивание; ± деформация смешанного типа.

Из табл. 12 видно, что изменение мощности несколько сильнее влияет на условия продольного изгиба, чем коэффициент трения. Это хорошо согласуется с формулой (81). Из той же таблицы можно взять данные о критических вариантах сочетаний мощностей слоев и коэффициента трения. Для вычисления величины K_I напряжение сил трения f бралось равным значению его в нижнем слое. Если в нижнем слое возникает изгиб, то он будет образовываться и во всех вышележащих слоях. При $k_f = 0,64$ и мощности каждого слоя 2 см оказывается, что величина $K_I = 6,3 \cdot 10^3$, а при $k_f = 1,94$ и мощности слоя 0,5 см величина $K_I = 2,2 \cdot 10^3$.

Влияние вязкости материала слоев. Для исследования влияния вязкости материала на образование складок были испытаны шестислойные образцы с мощностью слоя 2 см, приготовленные из чистого петролатума и из смеси петролатума с маслом МК. Вязкость второго материала примерно

на порядок меньше вязкости чистого петролатума. В обоих случаях величина $k_f = 0,64$. В образцах из чистого петролатума с большей вязкостью возникала складка продольного изгиба (см. фиг 100, В). В образцах с меньшей вязкостью образовывалась складка продольного расплющивания с сильным увеличением мощности нижних слоев и более слабым – в верхних (см. фиг. 100, Е). Таким образом, уменьшение вязкости материала образца, при прочих равных условиях, вызывает образование складок продольного расплющивания.

Этот результат может показаться противоречащим формулам (75) и (79), в которые вязкость η_{III} входит в числитель так же как мощность m и коэффициент трения k_f в формулу (79). Однако влияние вязкости на условия возникновения продольного изгиба проявляется в нескольких формах, которые недостаточно полно передаются формулой (79). Уменьшение вязкости, возможно, существенно сказывается на величине коэффициента K_{III} из формулы (77), уменьшая его величину.

Проведенные эксперименты не дают представления, насколько полно формула (79) отражает влияние вязкости на условия продольного изгиба. Однако опыты полностью подтвердили, что вязкость относится к числу факторов первостепенного значения и, что ее повышение способствует появлению продольного изгиба.

Было испытано несколько моделей, состоящих из чередующихся слоев с различной вязкостью. В них наблюдалось, как перетекание материала и изменение мощности менее вязких слоев (из смеси петролатума с маслом МК) происходило одновременно с продольным изгибанием более вязких слоев из чистого петролатума (фиг. 100, Ж).

Влияние давления, перпендикулярного слоистости. Изучение влияния давления, перпендикулярного слоистости, еще не закончено. Давление на модель создавалось различными способами, чтобы воспроизвести разные режимы изменения давления по мере роста складки.

1. Давление не менялось с ростом складки, если модель нагружали вертикально стоявшими пластинами.

2. Давление на складку уменьшалось по мере ее подъема. Это достигалось тем, что выше модели в эластичную камеру наливалась вода, уровень которой сохранялся постоянным в течение опыта. Так воспроизводилось уменьшение давления на складку вследствие размыва и сноса части покрывающей ее толщи, поднявшейся выше уровня денудации или абразии.

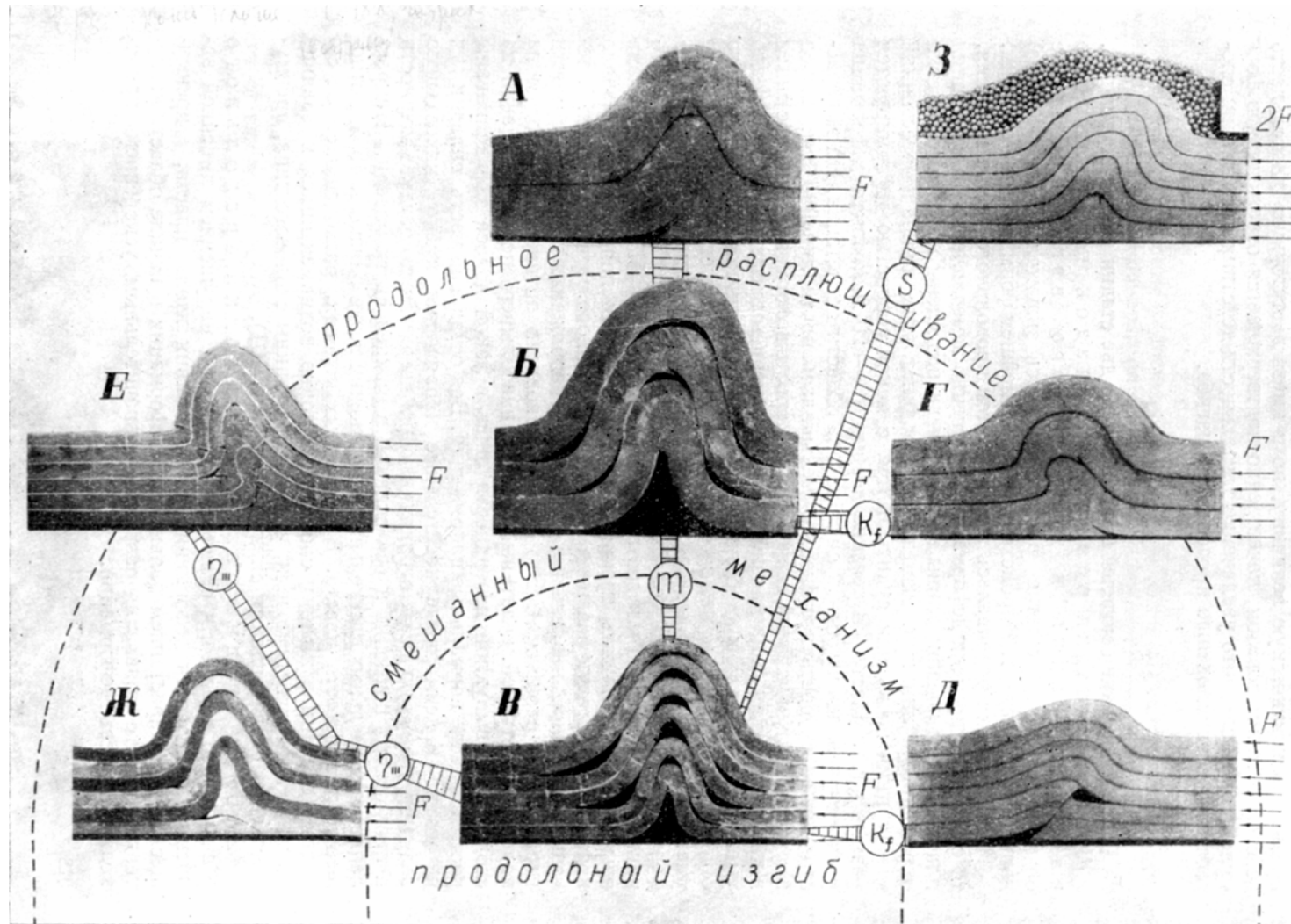
3. Модель покрывалась слоем дроби или стальных шариков, который лишь частично уменьшался в мощности над поднимающейся складкой. Ссыпавшаяся со складки часть слоя дроби скапливалась рядом с ней и вызывала местное увеличение давления. Такое явление возможно при накоплении продуктов размыва природной складки вблизи от нее.

Возможны и другие режимы изменения нагрузки, которые на данных моделях не исследовались.

Во всех перечисленных случаях нагрузка перед началом роста складки была одинаковой и равной весу модели. Она составляла 12,6 кГ. Прежней продольной силы $F = 8$ кГ при такой нагрузке оказывалось недостаточно для образования складки и она была доведена до 16 кГ.

Во всех опытах, независимо от режима изменения нагрузки, получалась только одна складка. Вместо продольного изгиба (который возникал при отсутствии нагрузки) получались складки продольного расплющивания. В верхних слоях эти складки имели широкие плоские своды, что приближало форму складок к коробчатой (см. фиг. 100, З).

Таким образом, увеличение давления, перпендикулярного слоистости, несомненно препятствует возникновению продольного изгиба. Вместе с тем оно вызывает изменение формы складок, отмеченное и в предыдущей серии экспериментов, проведенных в менее строгих условиях (см. стр. 287).



Фиг. 100. Схема влияния различных факторов на механизм образования складок в моделях вследствие продольного сжатия (по М. В. Гзовскому и И. М. Кузнецовой)

Продольный изгиб вместо продольного расплющивания происходит, если достаточно уменьшена мощность слоев m (А, Б, В), или уменьшен коэффициент трения μ (Б, Г и В, Д) или увеличена вязкость η (В, Ж, Е), или уменьшено давление S , перпендикулярное слоистости (В, З). Общая мощность модели и величина продольного активного сжимающего усилия F постоянны, за исключением модели З

Влияние длительности действия продольной сжимающей силы.

Во всех опытах, закончившихся образованием складок продольного изгиба, можно было отметить, что в течение некоторого времени образец испытывал продольное расплющивание. Только спустя 9–12 мин после начала действия продольной сжимающей силы начиналось продольное изгибание слоев.

Было отмечено, что в определенном диапазоне мощности слоев вместо продольного расплющивания можно получить явление продольного изгиба, если достаточно долго сохранять действие активной продольной сжимающей силы. Значит, сила должна не только достигать или превышать критическую величину, но и иметь достаточную длительность действия. Таким образом, качественно подтверждается отраженная в формуле (75) мысль, что увеличение длительности действия напряжений способствует возникновению продольного изгиба.

ВЫВОДЫ

При исследовании моделей было отмечено две стадии развития складок.

Первая стадия развития складок продольного расплющивания и продольного изгиба. В начале опыта продольное сжатие распространялось значительно (в 2–3 раза) дальше того места, где происходило в дальнейшем формирование складки.

Если складка развивалась и далее путем продольного расплющивания, то с течением времени деформация постепенно замедлялась. До испытания пласты в направлении длины моделей были разделены на равные участки окрашенными линиями. Изменения координат этих линий и расстояний между ними позволяли судить о том, с какой скоростью деформируются разные части пласта. В течение первых 10 – 20 мин опыта деформация распространялась на 50–60 см от начала области нагнетания. На этом расстоянии ее скорость постепенно уменьшалась почти линейно (см. вывод формулы (13) для условий равновесия). Скорость деформации в начале опыта в каждом сечении была максимальной. С течением времени она постепенно уменьшалась. Это можно объяснить тем, что площадь каждого поперечного сечения модели возрастает за счет продольного расплющивания и в итоге уменьшается напряжение. Снижение напряжения уменьшает скорость деформации. Несмотря на то, что напряжение становилось слабее, его величина в ряде моделей была достаточной, чтобы через 1–1,5 час после начала опыта стали возникать трещины скалывания. Их появление означало конец первой стадии развития складки продольного расплющивания. В течение этой стадии наибольшие сжимающие напряжения направлены почти параллельно слоистости. Это было установлено оптическим методом на моделях из студней желатины. В месте наибольшего подъема складки на своде около выпуклой поверхности лишь в узкой полосе зафиксированы растягивающие нормальные напряжения. Вся остальная часть складки их не имеет. Максимальные касательные напряжения имеют наибольшую величину в двух полосах, ограничивающих сверху место раздува мощности и проходящих наклонно к оси складки в нижней части модели. Направление максимальных касательных напряжений везде близко к 45° по отношению к плоскости пласта. В указанных полосах, расходящихся от середины складки в нижних слоях и наклонно поднимающихся к границе свода на поверхности модели, возникали трещины сколового типа, преимущественно развивавшиеся снизу вверх (фиг. 101).

Вторая стадия развития складки продольного расплющивания отличается от первой нарушением линейной зависимости скорости деформации от расстояния вдоль пласта, преимущественным нарастанием дальнейшей деформации в начале области нагнетания, в месте появления разрывов, и значительным ускорением происходящих здесь деформаций.

Появление разрывов приводит к уменьшению истинной площади поперечного сечения пласта и вследствие этого к усилению напряжений в тех местах, где пласт еще сохранил сплошность. С этим надо связывать наблюдавшееся резкое ускорение деформации на участках пласта, где появлялись разрывы. Такое ускорение происходило лишь в начале области нагнетания.

Вторая стадия развития складки продольного изгиба проявляется в случае потери устойчивости. Она отличается иным развитием деформации и напряжений. В течение всего эксперимента скорость сближения соседних поперечных сечений пласта не замедлялась. Она была близка к постоянной. Каждый слой, изгибаясь, деформировался таким образом, что около осевых поверхностей складок происходило отделение слоя от соседних с образованием полостей. Наличие последних на моделях не противоречит геологическим наблюдениям, несмотря на то, что в природе полости непосредственно не наблюдаются. Это объясняется тем, что, хотя полости и возникают, они заполняются либо минеральными телами гидротермального происхождения, либо раздробленным материалом пород, либо материалом менее вязких прослоев. Если в модели чередуются менее вязкие слои с более вязкими, то пустот не получается, так как они заполняются менее вязким материалом (см. фиг. 100, Ж). В крыльях складок соседние слои проскальзывают один относительно другого. Это видно по смещениям меток на слоях.

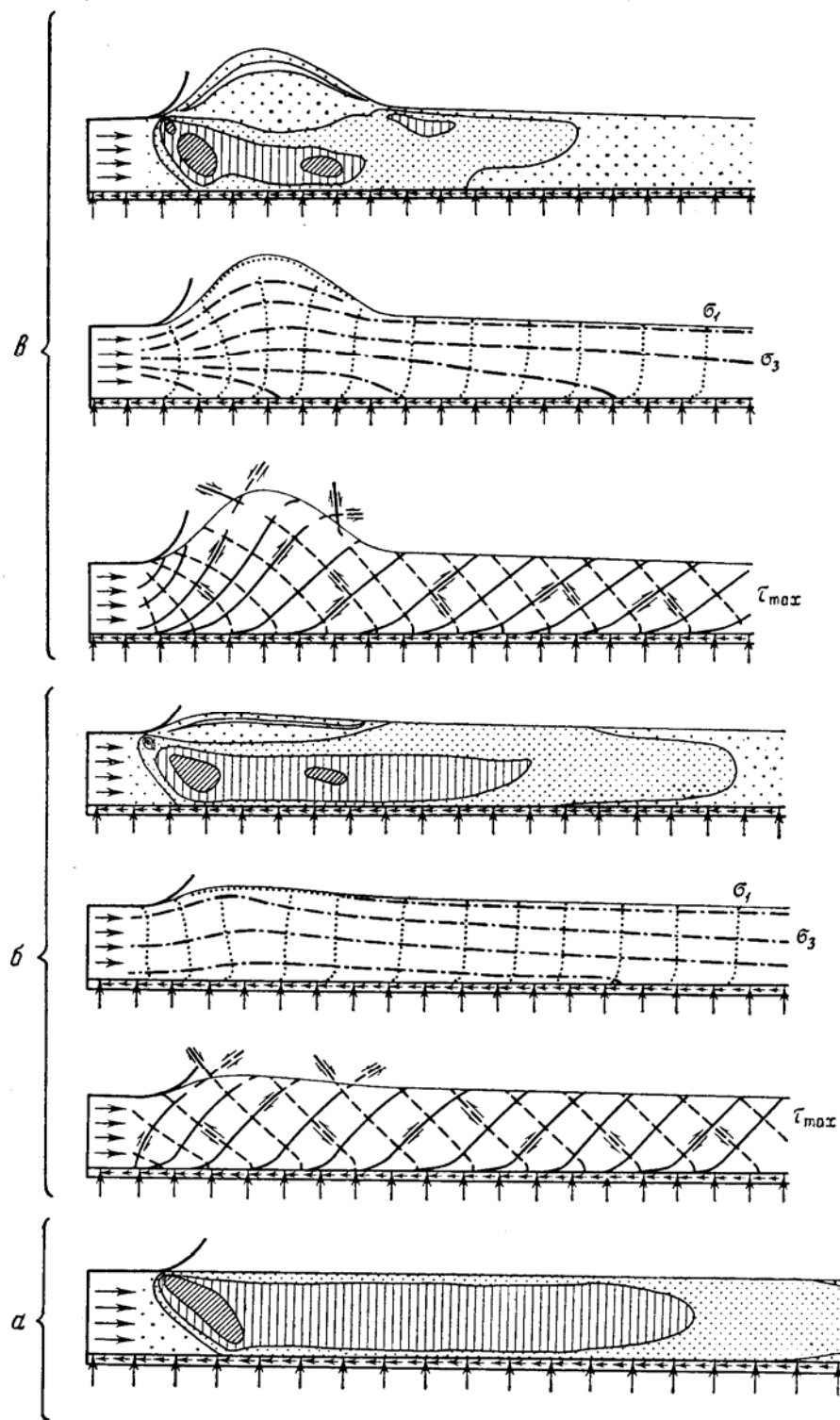
В каждом слое на небольшом расстоянии от его выпуклой поверхности видны признаки продольного растяжения, выраженные в поперечном (т. е. вдоль оси складки) уменьшении ширины модели. В большей части сечения каждого слоя происходило поперечное увеличение размеров, свидетельствовавшее о напряжениях сжатия вдоль слоистости. Около вогнутой поверхности каждого слоя в месте его наибольшей кривизны появлялись первые разрывы сколового типа. Они всегда располагались так, что указывали на продольное сжатие слоя. Около выпуклых частей слоев развивались отрывы.

Таким образом, ясно, что наибольшие сжимающие напряжения действуют в моделях складок продольного изгиба по направлению, близкому к слоистости. Их траектории должны искривляться примерно так же, как изогнуты слои. Только около осевых поверхностей складок у выпуклой поверхности слоев возможно местное растяжение вдоль слоистости (см. фиг. 100, Б). Эта характеристика напряженного состояния складок продольного изгиба совпадает с тем представлением о распределении напряжений, которое было сформулировано в предыдущей главе на основе данных о природных складках.

На моделях, как и в природе, наблюдались различные складки смешанного механизма, возникавшие при переходных условиях, близких к критическим. В одних продольный изгиб наступил очень поздно, после того как успели оформиться уже отчетливые складки продольного расплющивания. В других – продольный изгиб происходил лишь в верхних слоях, тогда как в нижних были только продольное расплющивание и скалывание (см. фиг. 100, Д). В третьих складках слои, испытывавшие продольный изгиб, чередовались со слоями, в которых его не происходило, так как вязкость последних была недостаточно высока. Так устанавливается возможность сложных взаимоотношений между продольным расплющиванием и продольным изгибанием, которые могут сменять друг друга как в пространстве, так и во времени.

Проведение опытов в более строгих условиях (по сравнению с описанными на стр. 280 – 291) подтвердило многие ранее сделанные выводы. Число, место, величина и морфология складок, возникающих в однотипных условиях, оказались одинаковыми. Вместе с тем нужно сделать ряд новых выводов.

Опыты подтвердили возможность образования продольного изгиба при пластической деформации. Они явились иллюстрацией того, что геологи



Фиг. 101. Схемы распределения напряжений в моделях складок продольного расплющивания, сделанных из студня желатины (по М. В. Гзовскому и О. М. Альповой).

Поля напряжений: *a* – в плоском слое; *b* – в слабо деформированном слое; *v* – в сильно деформированном слое. Условные обозначения см. на фиг. 40 и 122

ошибаются, когда считают складки продольного изгиба созданными в результате упругой деформации.

Результаты испытаний однослойных образцов в первом приближении подтвердили теоретические положения о физических условиях возникновения складок продольного изгиба и продольного расплющивания. Вычисленное значение коэффициента K_1 из формулы (75) оказалось порядка 10^3 .

Результаты опытов с многослойными образцами позволяют распространить теоретические положения, выведенные для одного слоя на многослойные образцы. Эффективное значение K_1 из формулы (75) оказалось для них также порядка 10^3 .

Опыты показали, что появлению складок продольного изгиба способствуют: уменьшение мощности слоев, уменьшение трения между слоями, увеличение вязкости слоев, уменьшение давления, перпендикулярного к слоистости, а также увеличение продольной активной деформирующей силы и длительности ее действия.

Складки продольного изгиба, требующие для своего возникновения более специфических условий, чем складки продольного расплющивания, соответственно должны быть меньше распространены. По-видимому, это имеет место в природе.

Из экспериментов следует, что существенным условием возникновения полостей между слоями при продольном изгибе следует считать однородность состава слоистости толщи, сминаемой в складки.

Морфология полученных складок довольно однообразна. Преобладают синусоидообразные формы, переходящие в изоклиналную. В случае действия нагрузки, перпендикулярной к слоистости, складки становились коробчатыми.

Складки продольного изгиба, несмотря на постоянство мощности отдельных слоев, надо относить к числу подобных, а не параллельных. Из-за появления полостей между слоями расстояние между кровлями соседних слоев около осевой поверхности складки больше, чем на ее крыльях.

Складки продольного расплющивания также относятся к подобным. Они осложняются более крупными разрывами, зарождающимися около подошвы деформирующейся толщи вблизи оси складки. Разрывы разрастаются наклонно снизу вверх и достигают верхних слоев на крыле складки.

При деформации под действием силы заданной величины в складках продольного изгиба скорость деформации слоев равномерна во времени. В складках продольного расплющивания скорость деформации постепенно уменьшается с течением времени, но после возникновения разрывов сильно возрастает.

Напряженное состояние слоев в складках продольного изгиба и продольного расплющивания в общем характеризуется тем, что траектории наибольших из главных сжимающих напряжений близки по направлению к слоистости и имеют совпадающие со складками искривления (см. фиг. 101). Такое же направление траекторий было восстановлено и в природных складках продольного сжатия. При продольном изгибе отмечается больше (чем при продольном расплющивании) областей с растяжением параллельно слоистости вблизи осевой поверхности складки в местах с наибольшим искривлением выпуклых поверхностей слоев. Расположение мелких разрывов в природных складках продольного изгиба и расплющивания и в их моделях сходно и вместе с тем соответствует приведенным представлениям о поле напряжений.

Полученные выводы могут быть использованы при поисках и разведке рудных месторождений, связанных со складками рассмотренных типов. В складках продольного расплющивания преобладают секущие рудные жильные тела. В складках продольного изгиба часто появляются согласные седловидные рудные тела, расположенные около осевых поверхностей

складок. Такие тела были обнаружены в Аксуранской синклинали и на северо-восточном крыле Мынчабырской антиклинали (см. фиг. 55).

Имея представление о фациальных изменениях стратиграфического разреза на флангах уже известных месторождений, например, зная об увеличении мощности слоев, выклинивании маловязких прослоев, увеличении глинистости пород, снижающей вязкость, можно заранее предвидеть вероятные изменения в характере складок. При этом нужно ожидать исчезновения складок продольного изгиба, появления вместо них складок продольного расплющивания и соответствующего изменения структуры рудного поля. Следовательно, потребуется изменение методики разведки и подсчета запасов.

Результаты экспериментов могут быть использованы также для решения обратной задачи, т. е. для суждения об изменениях величины сил, действовавших в земной коре. Если при переходе от одного участка к другому наблюдается такая смена типов складок, которая не соответствует особенностям вещественного состава и слоистости деформированных пород, то объяснение этому надо искать в изменениях величины продольных к слоистости активных усилий или нагрузки, перпендикулярной к слоистости.

Наконец, на примере проведенных опытов можно убедиться в том, что механизм развития складки определяется комбинацией многих факторов. Поэтому сходные изменения в механизме формирования складок могут происходить под воздействием различных факторов. Для того чтобы уметь правильно интерпретировать складки и узнавать, какой именно фактор привел к наблюдаемым изменениям в характере складок, необходимо детально изучить каждый механизм. Нужно тонко исследовать специфику реакции складок на действие каждого фактора, существенного для их формирования. Например, на фиг. 100, Б, Г и В, Д видно, что, когда складки продольного изгиба заменяются складками продольного расплющивания, вследствие увеличения трения между слоями в нижних слоях появляются разрывы. Когда это же происходит из-за увеличения давления перпендикулярного слоистости, у складок появляется коробчатая форма (см. фиг. 100, В, З). Ясно, что метод моделирования имеет исключительно важное значение для такого рода исследований.

III. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ КРУПНЫХ СКЛАДОК ПОПЕРЕЧНЫЙ ИЗГИБ

Морфология основных крупных складок, образующих Байджансайский антиклинорий, была описана в третьей части данной работы. Рассмотрение морфологии, проведенное так, как это обычно делается при тектонических исследованиях, привело автора к выводу об отсутствии покровно-сдвиговой структуры и склонило к тому, что формирование крупных складок, по-видимому, правильнее связывать с вертикальными перемещениями пластичных глыб в нижнепалеозойском и протерозойском основании, нежели объяснять его общим горизонтальным сжатием данной части земной коры (см. главы 10, 12, 13, 14). Однако окончательное суждение можно будет высказать только после рассмотрения деталей структуры и сопоставления их с крупными складками. Очень важно распространить на крупные складки те же методы, которые были использованы при анализе условий и причин возникновения мелких дополнительных складок. Это необходимо потому, что были установлены причины и механизм формирования мелких складок (главы 29–30), существенно отличающиеся от причин, предполагавшихся для основных крупных складок (глава 14). Кроме того, в предыдущих главах было установлено, что складки коробчатой формы (которая типична для крупных складок) могут формироваться при продольном к слоистости сжатии.

В главе 31 будут рассмотрены особенности трещиноватости и расположения крупных разрывов, связанных с основными складками; кроме того, ранее описанные дополнительные складки будут увязаны с основными. В главе 32 дается описание исследований, выполненных на моделях.

Глава 31

**РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВОГО ИЗУЧЕНИЯ ДЕТАЛЕЙ
СТРУКТУРЫ И РАЗРЫВОВ,
СВЯЗАННЫХ С ОСНОВНЫМИ КРУПНЫМИ СКЛАДКАМИ**

АКСУРАНСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

Дополнительная складчатость и отчасти трещиноватость пород Аксуранской синклинали были охарактеризованы в главе 29.

По дополнительным складкам Аксуранской синклинали было выявлено однообразное северо-восточное направление расположенных почти горизонтально осей наибольшего сжатия (σ_3). В большей части синклинали промежуточная ось напряжений (σ_2) оказалась горизонтальной.

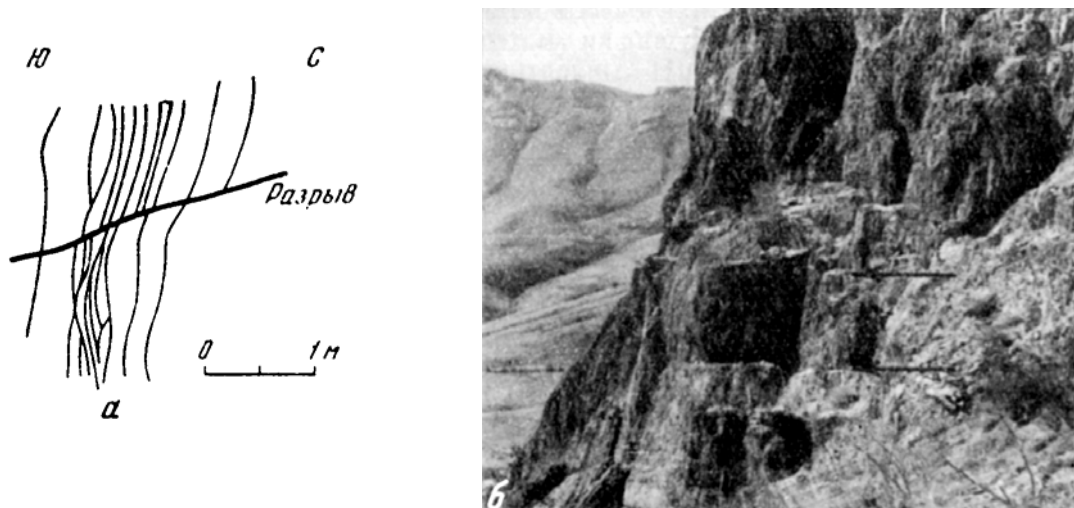
Края синклинали образованы крупными крутопадающими разрывами, преимущественно взбросами (см. вторую часть работы). Важно отметить, что наряду с крутопадающими здесь развиты также весьма пологие, нередко горизонтальные трещины (фиг. 102), некоторые из них являются внутрипластовыми отрывами (см. фиг. 50, в, з), но большинство относится к сколам. Среди последних встречаются трещины, тесно связанные с крутыми взбросами. Такие пологие сколовые трещины, постепенно искривляясь, становятся крутыми и сливаются со взбросами.

Знак смещения по этим пологим сколовым трещинам такой же, как и у крупных взбросов северо-западного простирания (причина появления данных трещин обсуждается ниже в главе 32).

Другие пологие, трещины имеют знак смещения, противоположный взбросам. Заметные смещения по ним направлены вкрест простирания Аксуранской синклинали. Отсутствие смещения по горизонтальным и пологопадающим трещинам вдоль простирания синклинали установить непосредственными наблюдениями можно было лишь в немногих местах, например в юго-восточной центроклинальной части Байджансайской синклинали. Однако, подходя с общих теоретических позиций, такие смещения надо считать мало вероятными для всей Аксуранской синклинали. Может возникнуть предположение, не являются ли такие горизонтальные трещины доказательством существования параллельных им «надвигов сдирания» со смещением вдоль Каратау, предполагавшихся В. В. Галицким. Поэтому остановимся на данном вопросе.

Пологие трещины представляют собой одно из направлений скальвания. Обычно всегда существуют трещины второго сопряженного направления, отличающиеся, кроме того, знаком смещения (см. главу 21). В Аксуранской синклинали есть две группы трещин, которые можно принять за сопряженные: почти вертикальные западного и северо-западного простирания и вертикальные простирания близкого к меридиональному.

На фиг. 103, А приведена сводная круговая диаграмма трещин для хорошо обнаженного и типичного для Аксуранской синклинали участка верховий р. Чаян, входящего в северо-западную часть Байджансайской синклинали. Эта диаграмма составлена М. С. Пичугиным по 564 замерам трещин, наблюдавшихся в кокджотских кристаллических сланцах протерозоя, в тюлькубасских красноцветных песчаниках франского и среднедевонского возраста и в аксуранских карбонатных породах фаменского возраста. В данном случае сводная диаграмма мало отличается от диаграмм, составленных для небольших участков с обнажениями пород только одного возраста. Поэтому для краткости можно воспользоваться сводной диаграммой. На ней отчетливо проявлены только перечисленные выше группы трещин.

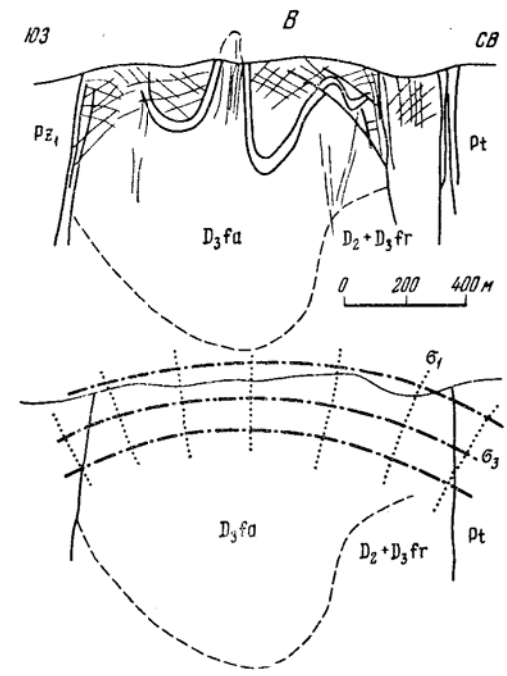
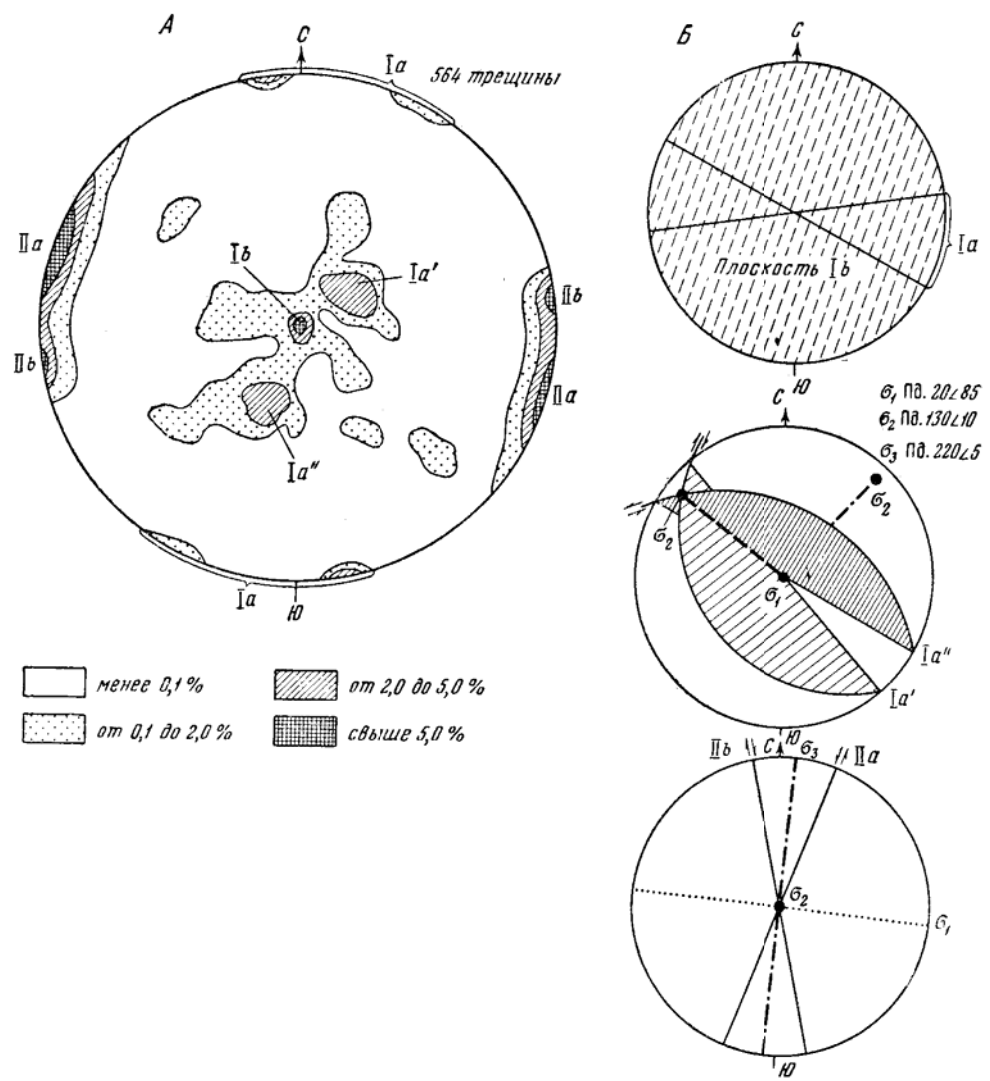


Фиг. 102. Мелкие пологие тектонические нарушения в крутозалегающих фаменских карбонатных отложениях на крыле Аксуранской синклинали
а – зарисовка; б – фото

Благодаря детальным наблюдениям в поле выявлено, что трещины северо-западного простирания и тесно связанные с ними постепенными переходами локально развитые трещины запад-юго-западного простирания являются взбросами. Они отмечены на фиг. 103, А цифрой 1а. Если они сопряжены с горизонтальными трещинами, то смещение по последним должно быть направлено вкрест простирания Аксуранской синклинали.

Достоверно установлено, что вертикальные трещины IIа и IIб (см. рис. 103, А) северо-северо-западного и северо-северо-восточного простираний являются сдвигами со смещением по ним в горизонтальном направлении. Они включают две сопряженные системы сколов с противоположным знаком смещения. Эти системы сколов нельзя считать сопряженными с обсуждаемыми горизонтальными трещинами. Как показано в главе 21, линия пересечения сопряженных систем трещин скальвания всегда перпендикулярна направлению смещения по каждой из этих систем. В данном случае горизонтальные трещины пересекаются с вертикальными сдвигами по горизонтальной линии, параллельной направлению смещения по сдвигам.

Таким образом, очевидно, что горизонтальные трещины могут быть сопряжены лишь со взбросами северо-западного простирания. Поэтому эти трещины отмечены на фиг. 103, А индексом 1б. Смещение по ним должно было происходить в основном вкрест простирания Аксуранской синклинали. Ясно, что нет никаких оснований для использования горизонтальных трещин в качестве доказательства существования горизонтальных надвигов



Фиг. 103. Трещиноватость и поле напряжений Аксуранской синклинали в верховьях р. Чаян:

А - диаграмма полюсов трещин (по М. С. Пичугину); Б - диаграмма плоскостей, соответствующих максимумам на фиг. А, и построенные по ним оси напряжений; В - распределения схемы трещин максимумов Πa и Πb на фиг. А; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$,- направления главных нор-

сдвигания со смещением их крыльев вдоль простирания основных складок Байджансайского антиклинория.

Сводная диаграмма трещиноватости фиг. 103, А может быть проинтерпретирована следующим образом. Вертикальные и крутопадающие трещины, отраженные на диаграмме максимумом Ia , соответствуют крупным взбросам, ограничивающим Аксуранскую синклинали. Вследствие волнистости крупных разрывов, которая рассматривается в главе 37, эти трещины имеют разброс в элементах залегания, проявившийся на диаграмме в виде двух частных максимумов. Кроме того, трещины на юго-западном крыле синклинали имеют один знак смещения, а на северо-восточном – другой. Во внутренней части синклинали, т. е. на большей части ее площади, трещины этого направления проявлены слабее, чем на краях. Вследствие крутого залегания слоев вместо таких трещин во многих местах могли происходить перемещения вдоль слоистости. Поэтому на диаграмме соответствующие данным трещинам максимумы незначительны. На краях Аксуранской синклинали, где эти трещины преобладают, направление оси наибольших сжимающих напряжений (σ_3) должно быть наклонным вкрест простирания синклинали, а промежуточных главных нормальных напряжений (σ_2) – горизонтальным и параллельным оси синклинали (фиг. 103, Б).

Во внутренней части синклинали на большей площади распространены ответвляющиеся от крутых трещин пологие поверхности скальвания северо-западного простирания. Те из них, которые отходят от крутых разрывов¹ северо-восточного крыла Аксуранской синклинали, имеют преимущественный наклон на северо-восток.

Соответствующий им максимум на диаграмме (см. фиг. 103, А) обозначен Ia' . Плогие трещины, отходящие от крутых разрывов юго-западного крыла Аксуранской синклинали, имеют наклон на юго-запад. Их максимум на диаграмме обозначен Ia'' . Во внутренней части синклинали эти трещины, наклоненные к юго-западу и к северо-востоку, имеют наибольшее распространение. Знаки смещения по ним противоположны, поэтому их можно считать двумя сопряженными системами трещин скальвания, которые указывают на почти горизонтальное положение оси наибольшего сжатия (σ_3), направленной вкрест простирания Аксуранской синклинали. С осью синклинали совпадает промежуточная ось напряжений (σ_2).

Многие горизонтальные трещины, отраженные на диаграмме максимумом Ib , сопряжены с крутыми взбросами. Соответственно нужно ожидать наибольшего их распространения на крыльях синклинали. Поскольку взбросы одного крыла синклинали имеют один знак смещения, а взбросы другого противоположный знак, следует ожидать, что и среди горизонтальных сколов имеются трещины с обоими знаками смещений. Кроме того, в том же максимуме на диаграмме зафиксированы и горизонтальные участки выполаживающихся сколов, ответвляющихся от крутых взбросов. Наконец, в нем могут быть отражены и трещины отрыва, связанные со сжатием внутренней части синклинали горизонтально направленными напряжениями σ_3 . Вероятно максимум Ib является сильно выраженным благодаря тому, что в нем зафиксировалось много трещин различного происхождения.

Последний двойной максимум IIa и IIb отражает существование многочисленных вертикальных сдвигов двух знаков, которые возникли под действием наибольших сжимающих напряжений (σ_3) вкрест простирания оси Аксуранской синклинали, при вертикальном положении промежуточной оси напряжений (σ_2). Многочисленные обнажения и документация горных выработок показывают, что эти сдвиги и создавшее их напряженное состояние возникли позже всех остальных трещин.

Выводы. Используя трещиноватость, крупные разрывы и дополнительную складчатость, можно уверенно говорить, что основное общее поле на-

¹ Разрывы будут дополнительно описаны в главе 37.

пряжений в Аксуранской синклинали характеризовалось в верхнем палеозое следующим направлением осей. Параллельно оси синклинали как на краях, так и во внутренней части складки располагалась промежуточная ось напряжений (σ_2). В вертикальной плоскости, перпендикулярной оси синклинали, располагались траектории оси наибольшего сжатия (σ_3). На северо-восточном крыле около Кокджотского горста ось была наклонена на северо-восток. В середине синклинали она была горизонтальна. В юго-западном крыле ось имела наклон на юго-запад. Таким образом, кривизна траекторий оси наибольшего сжатия обратна кривизне слоев, слагающих Аксуранскую синклинали (см. фиг. 103, В).

В отдельных участках внутри синклинали установлены осложнения основного поля напряжений. Наиболее крупные из них установлены по дополнительной складчатости с вертикальными шарнирами. Причиной ее возникновения, как показано в главах 29 и 30, была неравномерность величины сжимающих усилий, направленных почти горизонтально и поперек оси Аксуранской синклинали.

Другое осложнение поля напряжений проявилось не в пространстве, а во времени: после образования дополнительной складчатости, трещин и разрывов, образующих максимумы I на фиг. 103, А, скачкообразно изменилось направление промежуточной оси напряжений σ_2 . Вместо горизонтальной она стала вертикальной. Горизонтальной и вытянутой вдоль синклинали оказалась ось наименьшего сжатия σ_1 . Однако направление оси наибольшего сжатия σ_3 осталось прежним. При новом напряженном состоянии в Аксуранской синклинали возникли трещины (максимумы II, на фиг. 103, А) и многочисленные мелкоамплитудные сдвиги, которые не изменили существенным образом ранее создавшуюся структуру.

КОКПАТАССКО-МЫНЧАБЫРСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Выходы пород среднего палеозоя, отложившихся и впервые испытывавших интенсивные деформации в герцинском этапе, имеются на крутых крыльях юго-восточного окончания Кокпатасско-Мынчабырской антиклинали и лишь в одном месте вблизи от оси антиклинали в ее центральной части – на Иректауской структурной седловине. Установлено, что эта антиклинали состоит из двух поднятий, расположенных на одной оси. Более юго-восточная Мынчабырская антиклинали – благоприятнее для изучения во многих отношениях и вместе с тем представляет больший интерес в отношении рудных месторождений. Поэтому основное внимание было сосредоточено на этой складке. Полученные выводы более полны, чем те, которые можно было сделать по Кокпатасской антиклинали, и не противоречат фактам, связанным с последней. В дальнейшем будет рассматриваться одна только Мынчабырская антиклинали.

Северо-восточное крыло Мынчабырской антиклинали, осложненное взбросами и почти вертикальными сбросами, является вместе с тем юго-западным крылом Аксуранской синклинали. Характеристика его напряженного состояния была установлена выше.

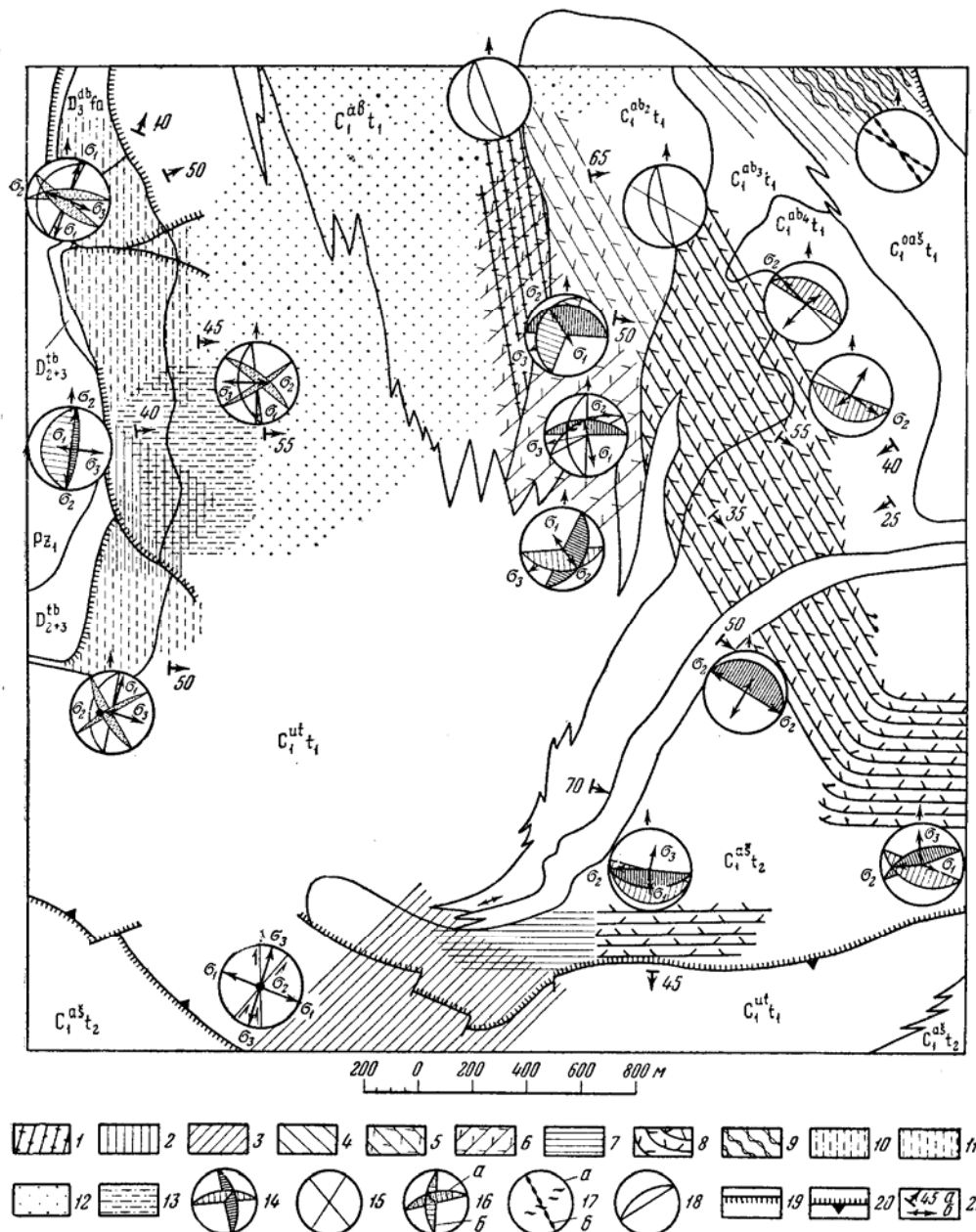
Юго-восточное периклиналильное окончание дает представление о том, какое напряженное состояние свойственно своду антиклинали. Однако на этом окончании происходит довольно крутое погружение шарнира складки на юго-восток под углом 45–50°, которое может сопровождаться специфическими особенностями поля напряжений. Имеющаяся здесь слабая дополнительная складчатость была уже рассмотрена (см. фиг. 67, а). На хорошо обнаженной части периклиналильного окончания Мынчабырской антиклинали и в соседней с ней Айлимбайской синклинали трещиноватость была изучена в поле М. С. Пичугиным и И. В. Александровым. По их материалам были составлены круговые диаграммы, указывающие господствующее направление плоскостей трещин и положение осей напряжений в

многочисленных небольших структурно-однородных участках. Затем участки со сходными трещиноватостью и положением осей напряжений были объединены автором в поля. В итоге получилась карта полей трещиноватости (фиг. 104). Около каждого поля изображены одна или несколько характеризующих его круговых диаграмм. Штриховки на кругах нанесены по направлению падения их плоскостей. В качестве основы карты служат контуры выходов пород различного возраста или разных фаций. Это позволяет легко увязывать и сопоставлять карту полей трещиноватости с геологической картой и выяснять связь трещиноватости и напряжений как с крупными элементами структуры, так и с вещественным составом пород данной территории. Составление такой карты явилось попыткой найти удобный способ изображения направления осей напряжений в условиях, когда в большинстве точек все три оси имеют значительный наклон.

Эта карта позволяет сделать ряд выводов. На ней видно, что в западной части периклинали в непосредственной близости от выходов нижнепалеозойских пород (выдвинутых в ядре складки в виде горста) проходит полоса, обозначенная знаками 10 и 11. Она совпадает с выходами слоистых фаненских отложений, образующими внутреннюю часть периклинали. В этой полосе трещины имеют преимущественно по два направления с простиранием, диагональным к простиранию слоев. Наблюдающиеся мелкие смещения по трещинам и величина угла между двумя плоскостями скальвания позволяют установить, что в данной полосе на всем ее протяжении ось наибольшего сжатия (σ_3) наклонена на запад, т. е. вкрест простирания слоев, и почти перпендикулярна слоистости. Использование биссектрисы острого угла между сопряженными поверхностями скальвания в качестве индикатора данного направления в данном случае допустимо. При изучении шлифов развитых здесь псевдоолитовых органогенно-обломочных известняков установлено, что сильные деформации пород отсутствуют.

В большей части рассматриваемой полосы, на ее севере и юге, ось наибольшего растяжения (σ_1) вытянута параллельно слоистости и, в частности, параллельно простиранию слоев. В этих местах выявлены хорошо обнаженные сбросы с небольшой амплитудой (см. фиг. 67, а), которые согласуются с выясненным направлением осей напряжений и этим подтверждают его правильность. На севере полосы промежуточная ось напряжений (σ_2), как и ось наибольшего растяжения (σ_1), лежит в плоскости слоистости. Она совпадает с падением слоев. На юге та же ось не совпадает со слоистостью. Это отражено на карте различием штриховок в северной и южной частях полосы. Только в средней части полосы, около которой подъем горста, состоящего из нижнепалеозойских пород, наибольший и вместе с тем рядом с которой во внешней части периклинали падение слоев наиболее крутое (угол падения на восток доходит до 55°), направление оси наибольшего растяжения (σ_1) иное. Здесь ось вытянута не вдоль простирания, а в направлении падения слоев и близка к плоскости слоистости.

Внешняя часть периклинали, изображенная в центре карты, обладает более крутым залеганием слоев. Она сложена массивными известняками нижнего турне. В них трещины на каждой небольшой площадке представлены обычно двумя направлениями скальвания. Массивные породы слабо деформированы. Основываясь на величине угла между трещинами, предполагаем, что в них направление оси наибольшего растяжения (σ_1) лежит в плоскости слоистости и параллельно простиранию слоев. Ось наибольшего сжатия (σ_3) близка к горизонтальному положению. Таким образом, вся внешняя часть периклинали имеет такое же направление оси наибольшего растяжения (σ_1), как и внутренняя часть периклинали, но отличается более пологим положением оси наибольшего сжатия (σ_3). Поэтому на карте эти две части периклинали показаны разными штриховками.



Фиг. 104. Схематическая карта господствующей трещиноватости Айлимбайской синклинали и восточного окончания Мынчабырской антиклинали (составил М. В. Гзовский).

Системы трещиноватости, возникшей при действии одних сжимающих напряжений: 1 – кливаж, возникший при сжатии, перпендикулярном слоистости; 2 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной вкрест простирания наклонных слоев, ось σ_2 горизонтальна; 3 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной вкрест простирания наклонных слоев, ось σ_2 вертикальна; 4 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной вкрест простирания наклонных слоев, ось σ_2 имеет различное направление (неустойчива); 5 – трещиноватость, возникающая при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 вертикальна; 6 – трещиноватость, возникающая при горизонтальном направлении оси σ_3 , ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 имеет различное направление (неустойчива); 7 – трещиноватость, возникшая при наклонном направлении оси σ_3 , ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 почти горизонтальна; 8 – кливаж, возникший при наклонном направлении оси σ_3 , ориентированной наискось к простиранию наклонных слоев, ось σ_2 почти горизонтальна; 9 – интенсивная разлинзованность пород наискось к простиранию слоев. **Системы трещиноватости, при возникновении которой могли действовать как сжимающие, так и растягивающие напряжения;** 10 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при направлении оси σ_1 , вдоль простирания сло-

ев, ось σ_2 почти совпадает с падением слоев; 11 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при направлении оси σ_1 , вдоль простирания слоев, ось σ_2 имеет более крутой наклон, чем слои; 12 – трещины, возникшие при направлении оси σ_1 вдоль простирания слоев, ось σ_2 имеет более крутой наклон, чем слои; 13 – трещины и мелкоамплитудные смещения, возникшие при наклонном направлении оси σ_1 , ориентированной вкрест простирания слоев. **Стереографические проекции трещиноватости и осей напряжений:** 14 – наклонные трещины и кливаж, образовавшиеся при сжатии; 15 – вертикальные трещины и кливаж, образовавшиеся при сжатии; 16 – наклонные трещины, образовавшиеся при растяжении (а), наклонные трещины, обстановка образования которых неясна (б); 17 – кулисообразные ряды трещин отрыва (а) и направление вертикальной разлинзованности (б); 18 – залегание слоистости. **Остальные обозначения:** 19 – вертикальные разрывные смещения, штрихи стоят на опущенном крыле; 20 – наклонные разрывные смещения, треугольник указывает направление наклона; 21 – падение слоев (а), простирание слоев при вертикальном залегании (б). Фации: $C_1^{as}t_2$ – ашасайская, тонкослоистые песчаные известняки и известковистые песчаники; $C_1^{ut}t_1$ – узунтасская, массивные известняки и доломиты; $C_1^{ab}t_1$ – айлимбайская, тонкослоистые песчаные известняки; $C_1^{ab}t_1$ – айлимбайская, тонкослоистые песчаные известняки; $C_1^{ab}t_1$ – айлимбайская, известняки массивные с прослоями тонкослоистых; $C_1^{ab}t_1$ – айлимбайская, известняки массивные с прослоями тонкослоистых; $C_1^{ab}t_1$ – айлимбайская, тонкослоистые алевритистые известняки и доломиты; $C_1^{oas}t_1$ – восточно-ашасайская, массивные и слоистые известняки и конгломераты; $D_3^b fa$ – дарбазинская, разнослоистые известняки, доломиты, песчаники и конгломераты; D_{2+3}^{ab} – тьюлкубасская свита, пестроцветные песчаники и конгломераты; Pz_1 – граувакковые песчаники. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – направления главных нормальных напряжений.

Далее к востоку находится внутренняя часть Айлимбайской синклинали, сложенная фацией нижнего турне – чередованием известняков, алевролитов и песчаников с разнообразной, часто тонкой слоистостью. В ряде пачек алевролитов развит кливаж. Трещиноватость отличается разнообразной ориентировкой и неустойчивостью направления промежуточной оси напряжений (σ_2). Одна из двух других осей сохраняет постоянное, почти горизонтальное положение и тянется с юго-запада на северо-восток, несколько наискось к простиранию слоев. Считая кливаж признаком существования всестороннего сжатия и допуская аналогию между напряженным состоянием Аксуранской и Айлимбайской синклиналей, эту ось с устойчивым направлением можно связывать с наибольшим сжатием (σ_3). Последнее подтверждается направлением кулисообразных рядов трещин отрыва. Направление оси наименьшего сжатия σ_1 разнообразное, что указывает на вероятность местного перераспределения материала путем перетекания вдоль слоистости.

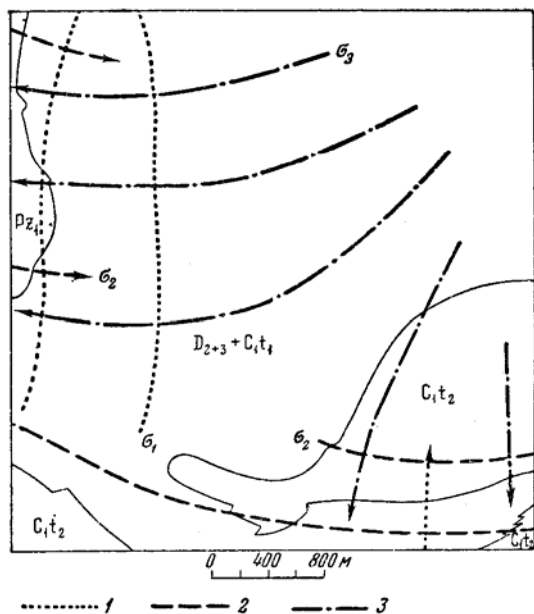
Во внутренней части Айлимбайской синклинали широко развит кливаж в верхнетурнейских тонкослоистых глинисто-карбонатных отложениях. На юге внутри Айлимбайской синклинали, около антиклинали хребта Нож, плоскость осей наибольшего и наименьшего сжатия близка к вертикальному положению при меридиональном простирании. Судя по наличию здесь широтного взброса, ось наибольшего сжатия (σ_3) наклонена на юг. Внутри антиклинали хребта Нож по горизонтальным сдвигам, секущим широтные взбросы, устанавливается меридиональное направление горизонтальной оси наибольшего сжатия (σ_3). В этом месте ось наименьшего сжатия (σ_1), определенная по сдвигам, горизонтальна, тогда как в южной части Айлимбайской синклинали ось, определенная по более ранним разрывам, имеет крутой наклон на север.

Поля трещин, возникших при разной ориентировке осей напряжений, условно разделены на фиг. 104 на две категории.

В одной категории объединены поля трещины, встречающиеся совместно с кливажом, мелкими дополнительными складками, будинажем и другими признаками повышенного всестороннего сжатия. При их образовании, по-видимому, не было растягивающих напряжений. Такие поля отмечены штриховкой сплошными линиями (фиг. 104, знаки с 1 по 9).

Ко второй категории отнесены более редкие крупные трещины, часто заполненные карбонатными прожилками и не сопровождающиеся признаками высокого всестороннего сжатия. При образовании этих трещин могли существовать не только сжимающие, но и растягивающие напряжения. Такие поля показаны прерывистыми штриховками (знаки с 10 по 13).

Трещиноватость северо-восточного крыла Айлимбайской синклинали обсуждаться не будет, так как она не имеет отношения к Мынчабырской антиклинали.



Фиг. 105. Карта траекторий основного поля напряжений на юго-восточном периклиналильном окончании Мынчабырской антиклинали:

1 – траектории наименьших сжимающих или наибольших растягивающих напряжений σ_1 ; 2 – траектории промежуточных главных нормальных напряжений σ_2 ; 3 – траектории наибольших сжимающих напряжений σ_3 ; стрелки указывают наклон траекторий главных нормальных напряжений. C_1t_2 – выходы верхнетурнейских отложений; $D_{2+3} - C_1t_1$ – выходы девонских и нижнетурнейских отложений; Pz_1 – выходы нижнепалеозойских отложений

складки в область ее размытого свода, нужно предполагать, что на своде ось наибольшего сжатия (σ_3) была близка к вертикальному направлению, ось наибольшего растяжения (σ_1) располагалась почти горизонтально вкрест оси складки, а промежуточная ось напряжения (σ_2) была горизонтальна и параллельна оси складки.

Иректауская структурная седловина является единственным сохранившимся от размыва участком свода Мынчабырской антиклинали. Она осложнена продольными сбросами, которые не противоречат предположенным направлениям осей напряжений.

Юго-западное крыло Мынчабырской антиклинали наиболее полно можно охарактеризовать на примере Аралтауского участка. Описание структуры этого участка приведено в главе 10 второй части работы.

Изображенная на карте довольно сложная и на первый взгляд пестрая картина ориентировки трещин, кливажа и осей напряжений позволяет заметить простую общую закономерность, характеризующую основное поле напряжений. Вблизи ядра Айлимбайской синклинали ось наибольшего сжатия (σ_3) близка к горизонтальному положению и направлена на северо-восток в северной части синклинали и на север – в ее южной части.

Ось наибольшего растяжения (σ_1) имеет различное направление. По мере приближения к ядру Мынчабырской антиклинали ось наибольшего сжатия (σ_3) приобретает наклон в сторону ядра антиклинали. Здесь, вблизи от ядра антиклинали, ось наибольшего растяжения (σ_1) преимущественно вытянута почти параллельно слоистости с простираем вкрест оси антиклинали (фиг. 105).

Полученная по трещинам характеристика поля напряжений на периклинали Мынчабырской антиклинали хорошо согласуется с выводами, сделанными ранее по данным о дополнительной складчатости (см. фиг. 67, б).

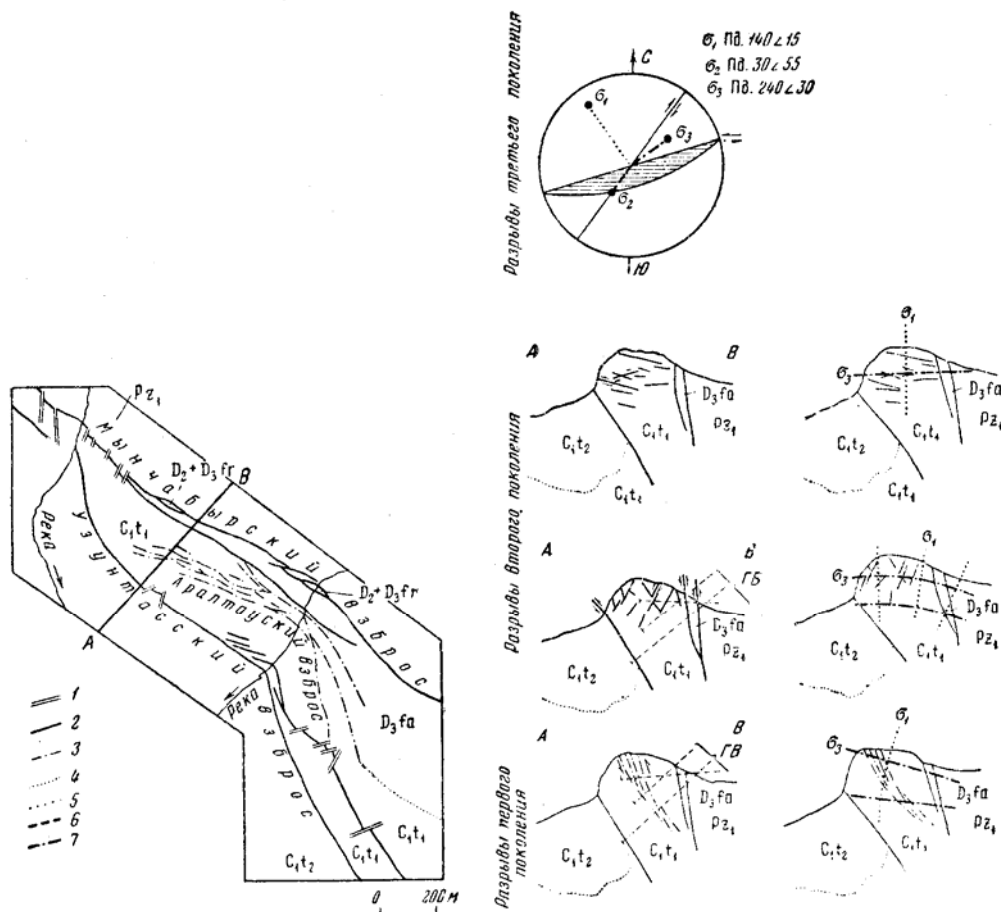
Экстраполируя основное поле периклиналильного окончания

Проинтерпретируем последовательный ряд верхнепалеозойских разрывов разного возраста и типа, выявленных здесь в 1953 г. И. В. Александровым, М. С. Пичугиным и автором (с использованием материалов П. В. Родионова и В. В. Безсмертного). На фиг. 106 приведена схематизированная геологическая карта, на которой показаны основные крупные взбросы: Мынчабырский, Аралтауский и Узунтасский (первая группа разрывов), а также главные из поперечных и диагональных сбросо-сдвигов (вторая группа разрывов). На геологическом профиле по линии АВ раздельно показаны типы трещин и мелкоамплитудных разрывных смещений, возникших в разное время. Эти профили обоснованы: картой, на которой нанесены эти трещины; рядом горных выработок, частично спроектированных на плоскость профиля; обнажениями в глубоком ущелье, пересекающем участок.

Разрывы первой группы имеют северо-западное простирание, являются более древними и разделяются на нарушения двух поколений. Разрывы второй группы имеют северо-восточное простирание, более молодые и образуют третье поколение нарушений.

Разрывы первого поколения представляют собой пучок ветвящихся крупных взбросовых трещин, наклоненных на юго-восток. Этот пучок, имеющий ширину от 50 до 200 м, называется Аралтауским взбросом. Только зона взброса несет гидротермальное полиметаллическое оруденение; все остальные разрывы моложе нее и послерудные. До образования Аралтауского взброса слои фаменских и турнейских отложений были довольно сильно деформированы, приобрели крутое залегание, местами переходящее в опрокинутое на юго-запад. Процесс формирования взброса, по видимому, был сложным, так как зона взброса имеет признаки взаимно исключающих условий. Большая ширина зоны взброса при незначительной ее протяженности (немного больше 1 км) дает основание предполагать, что эти разрывы возникли при повышенном всестороннем сжатии. Однако внутри зоны наблюдается брекчиевая структура, обломки обладают различной формой, в том числе и неправильной угловатой. Большие промежутки между обломками, заполненные карбонатным жильным материалом и рудой, указывают на условия растяжения, существовавшие сразу после возникновения разрыва. Имея в виду, что поверхность скальвания в момент ее образования может располагаться под углом не больше 45° к оси наибольшего сжатия (σ_3), нужно думать, что направление этой оси было наклонено на юго-восток, примерно так, как показано на фиг. 106. Направление наименьшего сжатия или наибольшего растяжения (σ_1) соответственно было наклонено на юго-запад. Однако трещины, сопряженные с Аралтауским взбросом, не были достоверно установлены. Кроме того, как сам разрыв, так и направления осей напряжений могли быть повернуты в процессе дальнейшей деформации крыла Мынчабырской антиклинали. Поэтому изображенные направления осей заведомо неточны и являются лишь качественной, а не количественной оценкой направления траекторий.

Разрывы второго поколения распадаются на два вида. Одни из них имеют средний наклон к северо-востоку или юго-западу под углом около 60° , но нередко падают и более круто. Смещения по ним взбросовые. Мынчабырский и Узунтасский взбросы относятся к этому виду. Поэтому можно довольно уверенно установить полого наклоненное к северо-востоку, т. е. к ядру Мынчабырской антиклинали, направление траекторий наибольшего сжатия (σ_3). Поскольку достоверно установлено, что с приближением к ядру антиклинали разрывы одного знака становятся более крутыми, можно говорить об увеличении наклона данных траекторий по мере приближения к ядру. Направление наибольшего сжатия совпадает с биссектрисой тупого, а не острого угла между сопряженными поверхностями скальвания, достигающего 120° . Это показывает, что после возникновения трещин продолжалось пластическое деформирование юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали, причем величина деформации была не меньше



Фиг. 106. Схема разрывов и современного положения осей верхнепалеозойских напряжений на Аралтауском участке юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали (по И. В. Александрову, М. В. Гзовскому, М. С. Пичугину, 1953):

1 – разрывы третьего поколения; 2 – крупные разрывы второго поколения; 3 – разрывы первого поколения; 4 – стратиграфическая граница; 5 – траектории σ_1 ; 6 – траектории σ_2 ; 7 – траектории σ_3 , C_1t_2 – верхняя часть турнейского яруса; C_1t_1 – нижняя часть турнейского яруса; D_3fa – фаменский ярус; $D_2 + D_3fr$ – средний девон и франкий ярус; Pz_1 – нижний палеозой; $ГВ$ – горные выработки, спроектированные на плоскость профиля

25°. Разрывы другого типа имеют пологий наклон (менее 30°) также к юго-западу или северо-востоку. По ним были отмечены лишь незначительные взбросовые смещения (до 0,5 м). На фиг. 106 изображено соответствующее им почти горизонтальное положение оси наибольшего сжатия (σ_3) и вертикальное направление оси (σ_1). После образования этих трещин крыло Мынчабырской антиклинали, по-видимому, не испытывало сильных деформаций.

Разрывы третьего поколения тянутся поперек крыла Мынчабырской антиклинали. Они отчетливо смещают все предыдущие нарушения. В местах вертикального или очень крутого залегания разрывов второго поколения можно достоверно установить горизонтальные сдвиговые смещения по разрывам третьего поколения. Два наиболее характерных направления последних разрывов показаны на круговой диаграмме (фиг. 106). Линия пересечения кругов является осью σ_2 . После совмещения наклонной плоскости трещин одного направления с большим кругом стереографической сетки от оси σ_2 было отсчитано 90° вдоль линии этого круга. Прямая, соединяющая найденную точку с центром диаграммы, является

графически найденным направлением смещения по таким разрывам. Оно наклонено под углом 20° и направлено по азимуту 260° . На карте видно, что сдвиговая составляющая таких разрывов левая. Значит, разрывы являются сбросо-сдвигами. Ось напряжений наибольшего сжатия (σ_3), вызвавшего образование сбросо-сдвигов, направлена поперек крыла с наклоном на юго-запад около 30° . Ось наибольшего растяжения (σ_1) имеет слабый наклон на юго-восток и параллельна крылу Мынчабырской антиклинали. После формирования сбросо-сдвигов антиклиналь заметным образом не деформировалась. Поэтому установленное направление осей напряжений не может быть сильно искаженным. Об этом говорит и совпадение оси σ_3 с биссектрисой острого угла между сопряженными поверхностями скальвания.

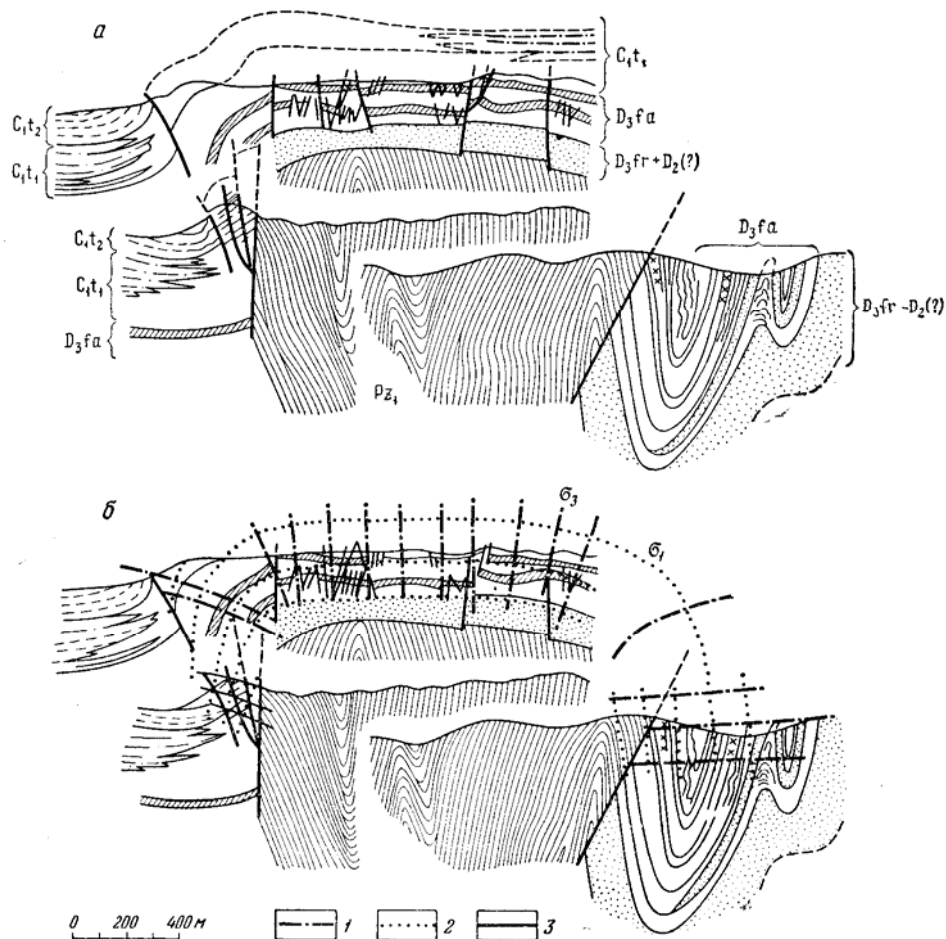
Итак, все разрывы, существующие на юго-западном крыле Мынчабырской антиклинали, указывают на то, что ось σ_3 была направлена поперек крыла и имела пологий наклон. По большинству разрывов устанавливается ее наклон в сторону ядра антиклинали. Лишь наиболее молодые сбросо-сдвиги, имеющие поперечное и косое к крылу простирание, указывают обратный наклон оси σ_3 . Только последние разрывы связаны со слабо наклонным и параллельным крылу антиклинали направлением оси σ_1 . Все остальные разрывы возникли при круто падавшей на юго-запад оси σ_1 .

Выводы. Из приведенных фактов и описания Кокпатасско-Мынчабырской антиклинали (см. главу 10, а также фиг. 31 во второй части работы) следует, что наибольшее развитие имеют связанные с этой антиклиналью осепродольные разрывы, сформировавшиеся преимущественно на крыльях; они вертикальны, часто являются взбросами и реже относятся к сбросам. На периклинальном окончании складки видно, что вблизи от оси продольные разрывы имеют характер сбросов.

Во многих местах складки, кроме осепродольных, существуют более молодые и относительно мелкие осепоперечные и диагональные сбросо-сдвиги и сбросы.

Кроме этих двух главных групп разрывов, в пределах Мынчабырской антиклинали есть еще одна своеобразная группа разрывов – крупные, идущие наискось к оси широтные весьма крутые сбросы-взбросы. Они достоверно выявлены во внутренней части антиклинали, откуда далеко проходят в пределы ее северо-восточного крыла. Возникновение таких разрывов трудно понять, имея в виду одно охарактеризованное выше, общее поле напряжений. Они перестают быть загадочными, если обратить внимание на внутреннюю структуру нижнепалеозойского основания (см. фиг. 31, из второй части). Хорошо видно, что внутри нижнепалеозойского основания крутозалегающие слои и разрывы имеют простирание, приближающееся к широтному. По таким поверхностям с уменьшенной прочностью повторно возникли герцинские разрывы, которые, продолжаясь под крылом антиклинали, определили неожиданное направление некоторых крупных разрывов в среднепалеозойской толще. Таким образом, отклонение части разрывов от обычных направлений, согласующихся с основным полем напряжений, можно объяснить влиянием неоднородностей (ослабленных поверхностей) в нижнепалеозойском основании.

Обоснованные выше выводы о напряженном состоянии Аксуранской синклинали, северо-восточного крыла Мынчабырской антиклинали, юго-восточного периклинального окончания этой антиклинали и ее юго-западного крыла хорошо согласуются между собой и позволяют наметить основное поле напряжений для всей складки в целом (фиг. 107). Во внешней части складки на обоих ее крыльях и периклинали ось наибольшего сжатия (σ_3) имеет пологий наклон в сторону ядра антиклинали, который увеличивается по мере приближения к ядру. Это позволяет предполагать, что на своде складки ось должна занимать положение, близкое к вертикальному.



Фиг. 107. Профиль (а) и схема траекторий (б) основного поля главных напряжений Мынчабырской антиклинали:

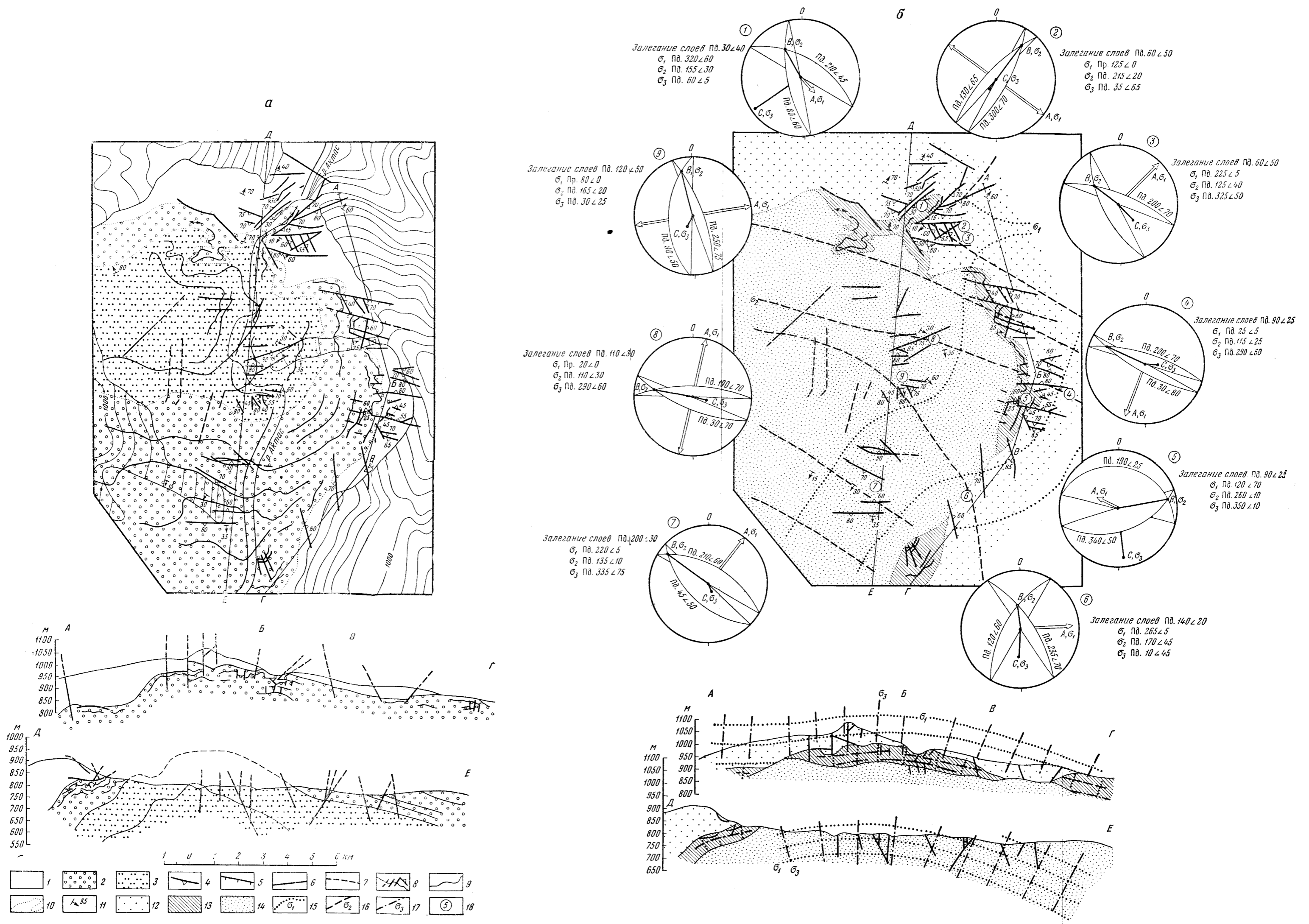
1 – траектории σ_3 ; 2 – траектории σ_1 ; 3 – тектонические разрывы

Ось наибольшего растяжения или наименьшего сжатия (σ_1) на крыльях круто наклонена от оси складки, а на периклинали параллельна простирацию слоев. Поэтому надо думать, что на размытом сейчас своде она была близка к горизонтальному положению с простираем вкрест оси складки. Промежуточная ось напряжений (σ_2) на крыльях и на периклинали параллельна шарниру складки. Вероятно, такое же положение у нее было и на своде антиклинали.

В дальнейшем при рассмотрении напряженного состояния других крупных складок будет установлено, в какой мере правильны только что сделанные предположения об ориентировке осей напряжений на своде антиклинали.

КОКСАЙСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

Наиболее полно изучена широкая полоса, поперечно пересекающая Коксайскую синклинали и занимающая ее среднюю треть, находящуюся в центральной части Байджансайского антиклинория. В этой полосе находятся подробно рассмотренные в главе 29 Джамантасский и Пономаревский участки,



Фиг. 108. Схемы современного геологического строения и верхнепалеозойского-тектонического поля напряжений участка Южно-Дарбазинской антиклинали в месте погружения ее шарнира на юго-восток (по М. В. Гзовскому)

а - геологические карта и профили. Отложения нижнего турне: 1- толща серых массивных известняков; 2- толща темно-серых, преимущественно тонко- и среднеслоистых известняков; 3- толща темно-серых и черных, преимущественно средне- и толстослоистых известняков. Т е к т о н и ч е с к и е н а р у ш е н и я : 4 - сбросы (цифра и уголок указывают падение поверхности разрыва); 5 - вертикальные разрывы (штрихом отмечены относительно опущенные крылья); 6 - вертикальные и наклонные разрывы, по которым характер смещения неясен; 7 - линия выхода предполагаемого разрыва; 8 - мелкие дисгармоничные складки и осложняющие их мелкие надвиговые и вертикальные разрывы, развитые в слоистых известняках; 9 - маркирующие прослои в слоистых известняках; 10 - геологические границы; 11 - элементы залегания слоев. На карте горизонтали рельефа не показаны на участках скалистых обрывов.

б - тектоническое поле напряжений в плане и на разрезах: 12 - толща серых массивных известняков, в пре-делах которой оси алгебраически минимальных напряжений ориентированы вертикально и круто, а оси алгебраически максимальных - горизонтальны или полого наклонены; 13 - участки толщи темно-серых слоистых известняков, в пределах которых оси алгебраически максимальных напряжений ориентированы вертикально или круто, а оси алгебраически минимальных - горизонтальны или полог известняков, в пределах которых оси алгебраически минимальных напряжений ориентированы вертикально или круто, а оси алгебраически максимальных -горизонтальны или полого наклонены; 15, 16, 17 - проекции траекторий алгебраически максимальных (1), промежуточных (2) и минимальных (3) главных нормальных напряжений; 18 - номера групп раз-рывов на карте, для которых составлены круговые диаграммы; А - ось наибольшего удлинения; В - средняя ось деформации; С - ось наибольшего укорочения

принадлежащие юго-западному крылу, и Аралтауский участок, который входит в состав Мынчабырской антиклинали и северо-восточного крыла Коксайской синклинали. Объединение данных по перечисленным участкам дает представление о распределении напряжений в поперечном сечении синклинали.

Траектории наибольших сжимающих напряжений (σ_3) во внутренней части синклинали залегают полого, имея преимущественный наклон на северо-восток вкрест оси синклинали. Около краев синклинали (вблизи от ядер соседних антиклиналей) эти траектории приобретают более крутой наклон в сторону от оси синклинали. Таким образом, в пределах Коксайской синклинали траектории σ_3 искривлены наподобие антиклинали. Направления наименьшего сжатия σ_1 расположены в одной вертикальной плоскости с траекториями σ_3 , перпендикулярной к оси синклинали. Эти направления расходятся от ядра синклинали в виде не совсем правильного веера, раскрывающегося кверху. Промежуточное главное нормальное напряжение параллельно оси синклинали.

Полученная схема составляет часть профиля (см. фиг. 162), пересекающего весь Байджансайский антиклинорий.

КОКБАСТАУ-БУЛАКБЕТСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

В пределах Кокбастау-Булакбетской антиклинальной структурной полосы, проходящей вдоль оси Байджансайского антиклинория, наиболее крупной и полностью развитой, хорошо обнаженной и важной в отношении поисков и разведки рудных месторождений является Булакбетская антиклиналь (см. фиг. 4, 31, 40, 41, 55, 56, 57 из второй части данной работы). Общая ее морфология описана в главе 10. В результате рассмотрения напряженного состояния Джамантасского и Пономаревского участков, находящихся на юго-западном крыле Коксайской синклинали и вместе с тем на северо-восточном крыле Булакбетской антиклинали, было установлено близкое к горизонтальному положение оси наибольшего сжатия (σ_3), простирающейся в общем поперек крыла. Преобладание вертикальных или очень круто падающих разрывов на границе крыла с ядром антиклинали, сложенным нижним палеозоем, указывает на то, что около ядра ось наибольшего сжатия, по-видимому, отклонялась от горизонтального положения.

В пределах юго-восточной части Булакбетской антиклинали хорошо виден сложенный средним палеозоем ее свод, сохранившийся от размыва. Свод промьт р. Мынчабыр, образовавшей обнаженное ущелье, которое описывается ниже под названием Южно-Дарбазинского участка¹. Кроме того, большие останцы свода имеются на Кожабекской структурной седловине.

Южно-Дарбазинский участок одноименной антиклинали был детально изучен М. С. Пичугиным (фиг. 108, а). Обнажающаяся здесь часть узунтасской фации карбонатных отложений нижнетурнейского возраста состоит из трех толщ. Стратиграфически наиболее низкая сложена толсто- и среднеслоистыми темно-серыми и черными известняками; их видимая мощность 200 м. Стратиграфически выше залегают тонко- и среднеслоистые темно-серые известняки мощностью 150 м. Верхняя часть разреза образована массивными неяснослоистыми известняками, видимой мощностью больше 150 м. Эти толщи в пределах участка образуют Южно-Дарбазинскую антиклиналь, осложняющую свод более крупной Булакбетской антиклинали. Шарнир Южно-Дарбазинской складки полого погружается на юго-восток. В восточной половине участка наклон шарнира доходит до 25–30°. В поперечном разрезе антиклиналь имеет асимметричную форму. Северо-

¹ На северо-восточном крыле Мынчабырской антиклинали есть участок, называемый Дарбазинским.

восточное крыло ее крутое – наклон достигает 70° . Оно является также крылом и Булакбетской антиклинали. Резкий перегиб слоев от крыла к своду происходит на коротком расстоянии около 100 м. Свод Южно-Дарбазинской складки постепенно переходит в юго-западное крыло, имеющее пологий наклон в $15\text{--}30^\circ$. Юго-западнее него расположены пологие складки, осложняющие свод Булакбетской антиклинали (см. фиг. 4, 31, 41 и 57, $C_1\text{--}C_2$ из второй части).

В пределах Южно-Дарбазинского участка имеются две особенности в деталях структуры, которые отражают распределение напряжений в конце палеозоя.

1. На всем участке есть крупные трещины и мелкоамплитудные разрывные смещения. Каждое из таких нарушений было нанесено на карту. Расположение их в пространстве оказалось упорядоченным, но не одинаковым в разных частях складки. В каждом месте можно было видеть по два преобладающих направления разрывов. Наблюдения показали, что они являются сколами. Поэтому для отдельных небольших частей антиклинали были составлены самостоятельные круговые диаграммы, показывающие главные направления поверхностей скалывания. Их интерпретация по методу, описанному выше, позволила найти направления осей напряжений.

На фиг. 108, б изображено напряженное состояние Южно-Дарбазинского участка в верхнем палеозое. Здесь использованы три графических способа, применявшихся нами до этого порознь.

Во-первых, дана карта, отражающая разделение исследованной площади на части с различной ориентировкой осей напряжений. Эти части охарактеризованы круговыми диаграммами.

Во-вторых, на карте проведены линии, которые являются проекциями траекторий главных напряжений на горизонтальную плоскость.

В-третьих, приведены комбинированные профили, объективно отражающие строение данного участка на разной глубине. На эти профили нанесены проекции осей напряжений на вертикальную плоскость.

Карта и профили дают наиболее выразительное и простое, но несколько схематизированное представление о поле напряжений. Рассматривая круговые диаграммы, можно получить точные характеристики поля.

Фиг. 108 является примером использования такого графического метода, который пригоден при самых разнообразных наклонах осей напряжений. Если в любой части изученного участка можно принять, что две из трех осей напряжений параллельны одной и той же вертикальной плоскости, тогда для изображения траекторий достаточно построения одного или нескольких профилей. Если две из осей напряжений параллельны горизонтальной плоскости, траектории напряжений можно изобразить только на карте. В двух последних случаях в любой точке чертежа известно направление не только двух изображенных осей напряжений, но и третьей неизображенной оси – она перпендикулярна плоскости чертежа.

Как видно на фиг. 108, б, все три оси напряжений имеют обычно наклонное направление. Наибольшее единообразие в направлении заметно у оси наибольшего сжатия (σ_3). В средней части антиклинали эта ось имеет наиболее крутой наклон по сравнению с остальными осями, направленный на северо-запад почти перпендикулярно слоистости (диаграммы 8 и 4). Ось наибольшего растяжения (σ_1) перпендикулярна оси складки и почти горизонтальна. Промежуточная ось (σ_2) параллельна шарниру.

На полого наклоненном юго-западном крыле складки оси имеют иное направление. На диаграммах 5, 6, 7 и 9 ось наибольшего сжатия наклонена на северо-восток и почти перпендикулярна слоистости. Две остальные оси не имеют столь однообразного направления. Ось наибольшего растяжения в большинстве мест почти горизонтальна. Лишь там, где в тонкослоистых известняках имеются мелкие дополнительные складки, эта ось имеет крутой наклон. Направление промежуточной оси (σ_2) несколько отклоняется как

от общего падения слоев, так и от ориентировки шарнира складки, занимая между ними промежуточное положение.

Наконец, на северо-восточном крыле складки поле напряжений оказалось сложным. Здесь отмечены продольные, поперечные и диагональные по отношению к простиранию оси складки разрывы. В тонкослоистых известняках средней толщи развиты дополнительные складки. Наибольшая упорядоченность направления здесь заметна также у оси наибольшего сжатия (σ_3). Она наклонена на северо-запад или северо-восток. Ось наибольшего растяжения (σ_1) в массивных известняках верхней толщи почти горизонтальна. В месте, где отмечены продольные разрывы, она перпендикулярна простиранию крыла; там, где есть поперечные разрывы, она параллельна крылу; а в участках, где тонкослоистые известняки смяты в складки, ось имеет крутой наклон.

2. О напряженном состоянии можно судить по мелкой дополнительной складчатости. Она отмечена в трех местах, занимающих небольшую часть площади, исследованной с одинаковой детальностью. Дополнительные складки приурочены к верхней части разреза средней толщи, отличающейся наиболее тонкой слоистостью. Интерпретируя эти складки (как это делалось в главе 29), можно обнаружить, что в местах их распространения оси напряжений расположены иначе, чем на большей части Южно-Дарбазинского участка. Ось наименьшего сжатия (σ_1) наклонена очень круто и почти перпендикулярна слоистости, тогда как ось наибольшего сжатия (σ_3) близка к горизонтальному положению и почти совпадает со слоистостью. Иными словами, в местах распространения дополнительных складок направление этих осей противоположно преобладающему, обычному их направлению. Этот вывод следует из сопоставления круговых диаграмм, построенных по данным о трещиноватости. Диаграмма 1 фиг. 108, б соответствует месту со складчатостью, а диаграмма 3 – месту, расположенному гипсометрически выше, где складчатости уже нет.

Итак, на своде юго-восточной части Булакбетской антиклинали достоверно устанавливается преобладающее крутое, почти перпендикулярное к слоистости положение оси наибольших сжимающих напряжений (σ_3), и близкое к слоистости пологое, поперечное к оси антиклинали направление оси наибольших из растягивающих напряжений (σ_1). Эти направления характеризуют основное поле напряжений. На его фоне замечены осложнения, проявившиеся на небольшой части рассматриваемой площади.

Одни осложнения заключаются в обратном расположении осей σ_1 и σ_3 – это соответствует их ориентировке в областях нагнетания. Поэтому вполне естественно наличие в этих местах мелкой дополнительной складчатости. Данные осложнения основного поля находятся в пределах верхней части средней толщи известняков. Они возникли в связи с особенностями механических свойств тонкослоистых известняков по сравнению с толстослоистыми и массивными.

Другие осложнения (менее распространенные) заключаются в том, что направление наименьшего сжатия или наибольшего растяжения (σ_1) оказывается не поперечным к оси складки, а почти параллельным ей. Такой случай изображен на диаграмме 2 фиг. 108, б для места, где развиты разрывы, поперечные к простиранию крыла складки. В Южно-Дарбазинском участке не было отмечено времени появления этих разрывов по отношению к продольным. Но зная, что на Мынчабырской антиклинали они моложе продольных, следует допускать, что и здесь они могут быть не разновозрастными с продольными.

Заканчивая рассмотрение поля напряжений участка Южно-Дарбазинской антиклинали, отметим, что в остальных пологих складках, составляющих широкую пониженную часть свода Булакбетской антиклинали, общие черты структуры (см. главу 10), такие же, как и у Южно-Дарбазинской

антиклинали. Поэтому нужно предполагать, что особенности поля напряжений, выявленные на Южно-Дарбазинском участке, характерны для всей площади свода юго-восточной части Булакбетской антиклинали.

Кожабекская структурная седловина важна тем, что в ее пределах имеется крупный останец сложенного средним палеозоем свода Булакбетской антиклинали. В отличие от юго-восточной части антиклинали здесь обнажены наиболее древние из отложений герцинского структурного этажа (тюлькубасские и фаменские).

Мощность тюлькубасских терригенных пород невелика (меньше 50 м); они плохо обнажены. Поэтому о напряженном состоянии самых низких слоев ничего сказать нельзя.

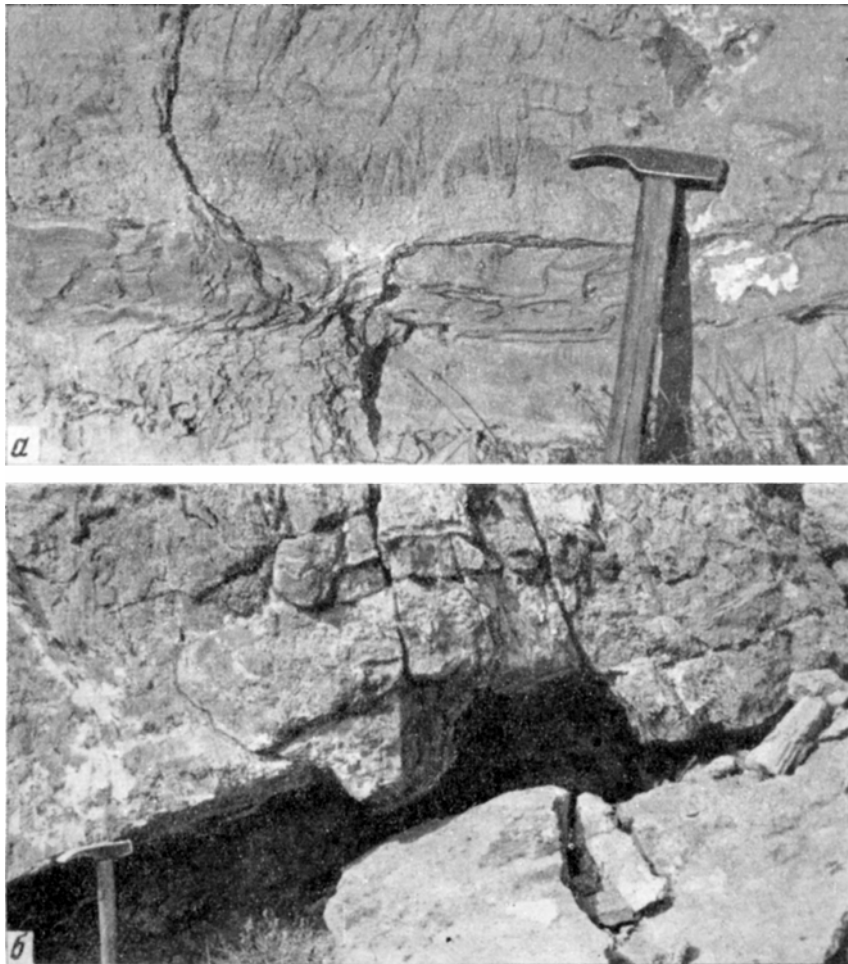
Фаменские отложения хорошо обнажены и позволяют достоверно изучать напряженное состояние. Эти обнажения, тянущиеся несколько наискось к оси антиклинали, почти полностью пересекают ее свод. Детальные наблюдения, проведенные вдоль непрерывных вертикальных обнажений, позволяют утверждать, что здесь нет заметной дополнительной складчатости продольного сжатия. В нескольких местах был встречен слабо развитый будинаж в полого залегающих слоях (фиг. 109, а). Это указывает на почти вертикальное положение оси наибольшего сжатия (σ_3) и на слабый наклон оси наименьшего сжатия или наибольшего растяжения (σ_1).

Трещиноватость распространена много шире, чем будинаж. Обычно она позволяет установить направление осей напряжений точнее, чем будинаж. В каждом месте наблюдений в пределах останца свода Булакбетской антиклинали трещины имеют крутой наклон в одном из двух преимущественных направлений. Биссектриса острого угла между этими направлениями также круто наклонена. Это указывает на возможное направление оси наибольшего сжатия (σ_3). В нескольких местах отчетливо наблюдались сбросовые смещения по трещинам (фиг. 109, б), позволяющие уверенно признать близкое к вертикальному положение указанной оси напряжений. Ось алгебраически максимальных напряжений (σ_1) направлена почти горизонтально вкрест простирания Булакбетской складки. Промежуточная ось напряжений параллельна шарниру складки.

В местах наибольшего приближения останца свода к крыльям Булакбетской антиклинали проходят крупные крутые разрывы с различным знаком смещения по ним. Около северо-восточного крыла складки нижнепалеозойское основание поднято в виде узкого длинного горста. На границе с юго-западным крылом тянется узкий длинный грабен, сложенный фаменскими отложениями (см. фиг. 40, а из второй части). Для возникновения почти параллельных разрывов с противоположным направлением смещения требуется существенно разная ориентировка осей напряжений. Важно, что разрывы расположены один от другого на расстояниях менее 100 м. Многократные значительные изменения поля напряжений на таких небольших расстояниях кажутся мало вероятными. Более правдоподобно высказанное в главе 14 предположение о разном времени возникновения разрывов, проходящих в зонах узких горстов и грабенов, которые отделяют ядра крупных антиклиналей от их крыльев.

Перейдем к более детальному рассмотрению структуры Кожабекской седловины.

В крайней северо-западной части Булакбетской антиклинали имеется участок, где от периклинального окончания складки можно проследить, как непрерывные обнажения фаменских отложений кызылсанской фации распространяются со свода на юго-западное крыло антиклинали, а затем в глубь Кызылсанской синклинали. Слои наклонены здесь преимущественно на северо-запад или запад под углом 10–20°, так как шарниры Булакбетской антиклинали и Кызылсанской синклинали погружаются на северо-запад.



Фиг. 109. Мелкие тектонические нарушения в фаменских карбонатных породах на своде Булакбетской антиклинали:

a – будинаж; *b* – сбросы

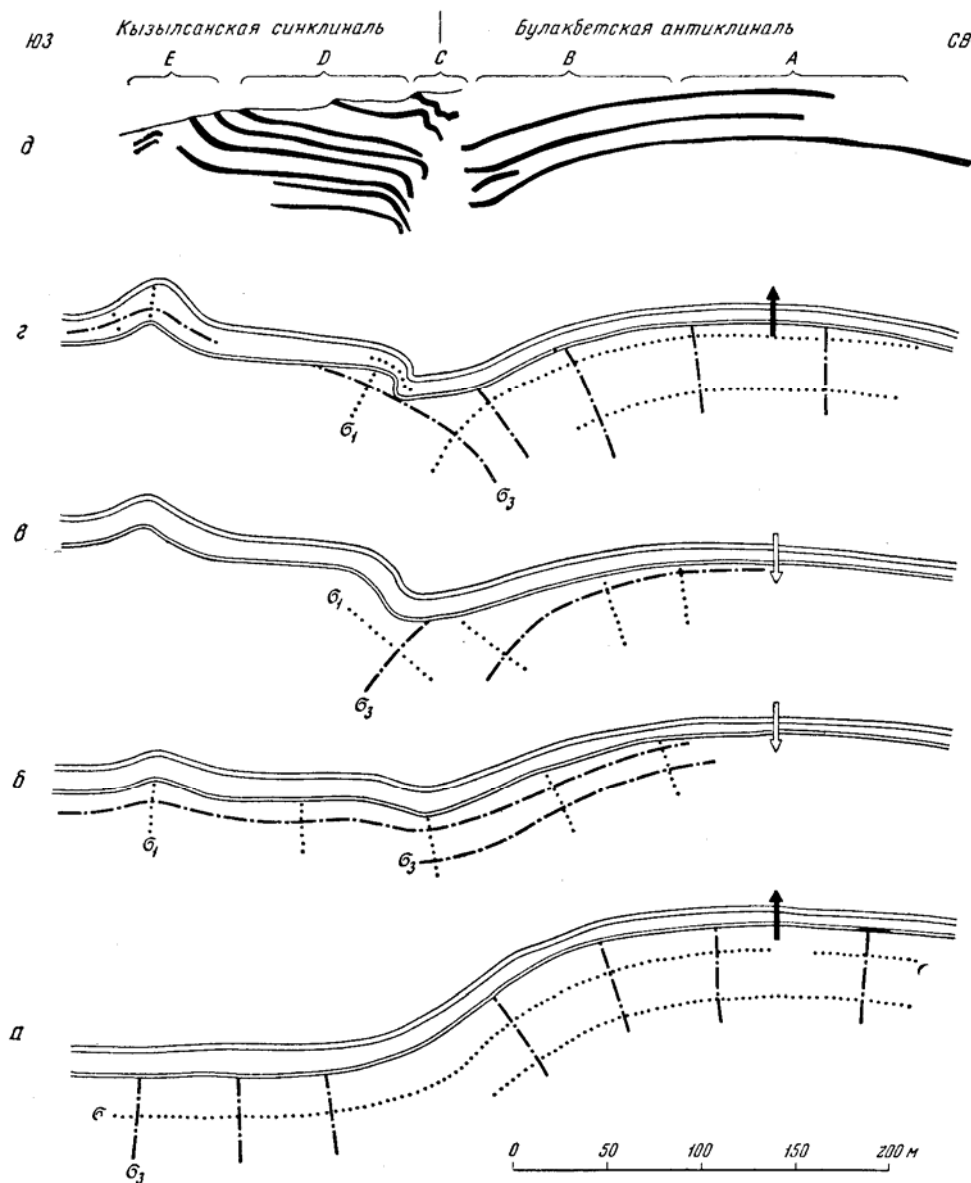
Непосредственно южнее и юго-восточнее данного участка внутри Казылсанской синклинали находится осложняющая ее Джиландинская брахиантиклиналь.

С северо-западными окончаниями Джиландинской и Булакбетской антиклиналей связаны довольно крупные разрывы северо-восточного и меридионального простираний, проходящие у восточной границы данного участка. Выходы фаменских и нижнепалеозойских пород местами определены этими разрывами (см. фиг. 4 и 31 из второй части).

На данном структурном фоне четко выражены две дополнительные складки.

Одна из них является антиклиналью (см. фиг. 110, *E*) и тянется внутри Кызылсанской синклинали, параллельно ее границе с Булакбетской антиклиналью на расстоянии 100–200 м от нее. Описание этой дополнительной антиклинали приведено выше (см. фиг. 85).

Другая дополнительная складка является узкой синклинялью, которая совпадает с границей более крупных Кызылсанской синклинали и Булакбетской антиклинали (см. фиг. 110, *E*). Замок синклинали почти не обнажен, так как по этому месту проходит небольшой сай, дно которого покрыто



Фиг. 110. Схема структуры на участке перехода от Булакбетовской антиклинали к Кызылсанской синклинали и схемы различных напряженных состояний, сопровождавших подъем (стрелки направлены вверх) и временное опускание (стрелки направлены вниз) антиклинали. Пояснения в тексте

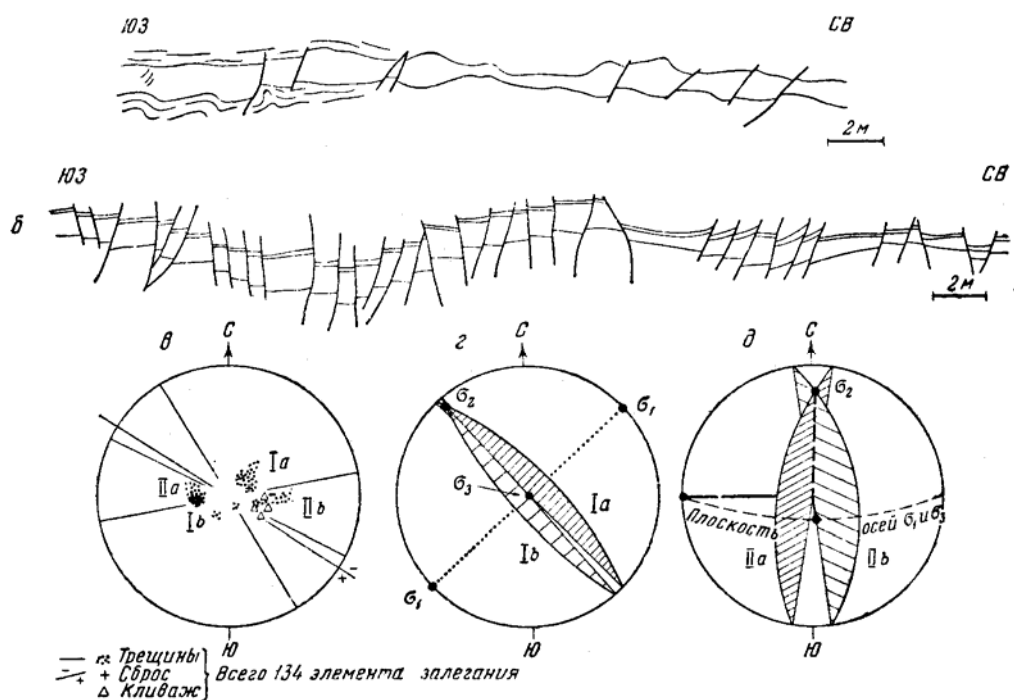
наносами. Юго-восточнее синклинали на линии ее оси, там где эрозионный срез более глубок, виден узкий грабен (см. фиг. 40, а, часть вторая).

Детали структуры (части А, В, С, D профиля на фиг. 110) помогают понять важные особенности развития структуры Булакбетовской антиклинали. Рассмотрение их проводится последовательно с северо-востока на юго-запад по частям профиля.

Часть А профиля фиг. 110 относится к погружающемуся на северо-запад своду Булакбетовской антиклинали. Общий наклон слоев здесь от 270 до 0° при угле падения от 15 до 20° . Особенно хорошо обнажены пачки среднеслоистых известково-доломитных пород, выходы которых

образуют грядки в рельефе. Между ними находятся задернованные выходы тонкослоистых алевритистых известково-доломитных пород. В средне-слоистых пачках наблюдается спокойное плоское залегание или мелкие нарушения, в которых участвуют лишь несколько слоев.

Наиболее распространены нарушения в виде пережимов или раздувов мощности отдельных слоев, сопровождаемые мелкими сбросами (фиг. 111, а). Лишь в одном месте, кроме сбросов, были отмечены мелкие взбросы (фиг. 111, б). На диаграмме трещин (фиг. 111, в) господствуют крутопадающие и вертикальные разрывы с преобладающим северо-западным простиранием. Наклонные нарушения состоят из двух групп.



Фиг. 111. Нарушения в вертикальных обнажениях (а, б), диаграмма линий восстания трещин (в) и оси напряжений (г, д) для свода Булакбетовской антиклинали (см. фиг. 110, А)

Первая группа включает поверхности, наклоненные преимущественно на юго-запад под углом $50-70^\circ$, в нее входят и мелкоамплитудные сбросы. Слабее развиты несколько более круто наклоненные на северо-восток трещины, вероятно, сопряженные с предыдущими (максимумы Ia и Ib фиг. 111). Соответствующее им направление осей напряжений: ось алгебраически минимальных напряжений (σ_3) вертикальна, ось промежуточных (σ_2) – горизонтальна с юго-восточным простиранием, ось алгебраически максимальных (σ_1) – горизонтальна с северо-восточным простиранием (фиг. 111, г).

Вторая группа состоит из более крупных трещин скалывания с незаметной на глаз амплитудой. Одни из них наклонены на восток-юго-восток, другие – на запад-юго-запад. Эти трещины были отделены от первых при полевых наблюдениях. При описании следующих частей профиля необходимость выделения данных трещин в особую группу станет очевидной. Соответствующие максимумы обозначены IIa и IIb. Плоскость осей максимальных (σ_1) и минимальных (σ_3) нормальных напряжений имеет широтное простирание с крутым наклоном на север. Одна из осей почти вертикальна, другая близка к горизонтальному положению при широтном простирании. Промежуточная ось полого наклонена на юг (фиг. 111, д). Кливаж, отмеченный лишь в нескольких местах внутри отдельных более тонких прослоев,

имеет наклон на запад-северо-запад или на запад. Его направление частично совпадает с трещинами, входящими в подгруппу *IIIb*.

Перечисленные данные недостаточны для полного выяснения всех особенностей напряженного состояния. Отчасти они прояснятся после описания остальных частей профиля. Однако некоторые выводы следуют и из приведенных данных. Все наблюдаемые нарушения, вероятно, связаны не с одним напряженным состоянием; их было не меньше двух.

При одном напряженном состоянии, достоверно устанавливаемом по сбросам, пережимам мощности и трещинам с северо-западным простиранием, ось минимальных напряжений σ_3 была почти вертикальна, ось максимальных напряжений (σ_1) – почти горизонтальна и поперечна к оси Булакбетской антиклинали, а промежуточная ось (σ_2) – почти параллельна оси этой складки (см. фиг. 111, *а*). Такое же напряженное состояние уже было восстановлено выше для двух других участков на своде данной антиклинали.

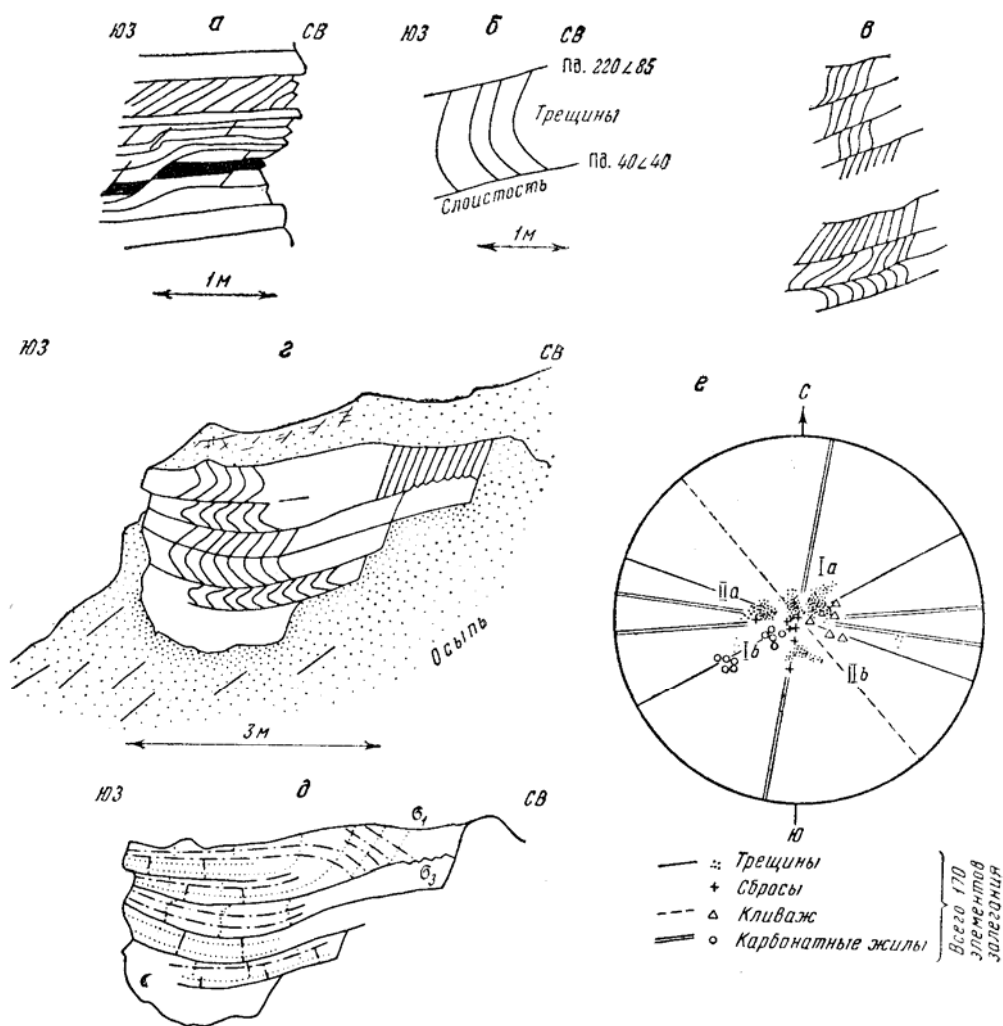
Другое напряженное состояние (см. фиг. 111, *б*) отличалось тем, что промежуточная ось напряжений, хотя и была почти горизонтальной, тянулась наискось к оси складки в меридиональном направлении. Плоскость двух других осей была почти вертикальна, но располагалась не поперек оси складки (как при первом напряженном состоянии), а наискось к ней. Положение этих осей будет уточнено в дальнейшем. Далее будет решен также вопрос о том, появился ли кливаж при втором напряженном состоянии.

Часть В профиля фиг. 110 соответствует юго-западному крылу Булакбетской антиклинали и вместе с тем северо-восточному крылу интересующей нас дополнительной синклинали (фиг. 112). Граница между этой частью профиля и предыдущей условная, так как слои постепенно изменяют общий наклон и приобретают падение на юго-запад вплоть до азимутов 250–220°. Наиболее характерный азимут падения – вблизи от оси дополнительной синклинали 240°. Угол падения постепенно увеличивается до 40–50°. В нескольких пачках слоев виден последующий резкий перегиб к пологому падению, которое соответствует замку дополнительной синклинали. В нем измерено падение на северо-запад по азимуту от 300 до 360° под углом около 10°. В данной части профиля наблюдаются разнообразные мелкие нарушения, которые удастся разделить на несколько групп.

К ранним нарушениям относится кливаж, который на северо-востоке данной части профиля наклонен на запад; в середине и на юго-западе он имеет однообразный наклон на юго-запад преимущественно по азимуту 240° с углом падения 60–90°. Кливаж развит пятнами и не во всех слоях. Чем ближе к замку синклинали, тем его больше. В ряде мест, особенно в замке, кливаж часто имеет искривленную форму. Он бывает S-образным, в форме дуги или параболы, как показано на фиг. 112, *а, б, в, г*. Такие дуго- и пара-болообразные формы объяснены выше распределением напряжений при изгибе слоев (стр. 267). Они могут считаться показателем того, что при формировании синклинали отдельные слои или небольшие их пачки изгибались сами по себе, проскальзывая относительно соседних слоев. S-образный кливаж также свидетельствует об относительном смещении соседних слоев, но при его формировании не было разделения слоев на зоны продольного сжатия и растяжения, и следовательно, он не доказывает одновременного с ним изгибания слоев.

По кливажу было восстановлено напряженное состояние нескольких изогнутых пачек слоев в замке синклинали (фиг. 112, *д*).

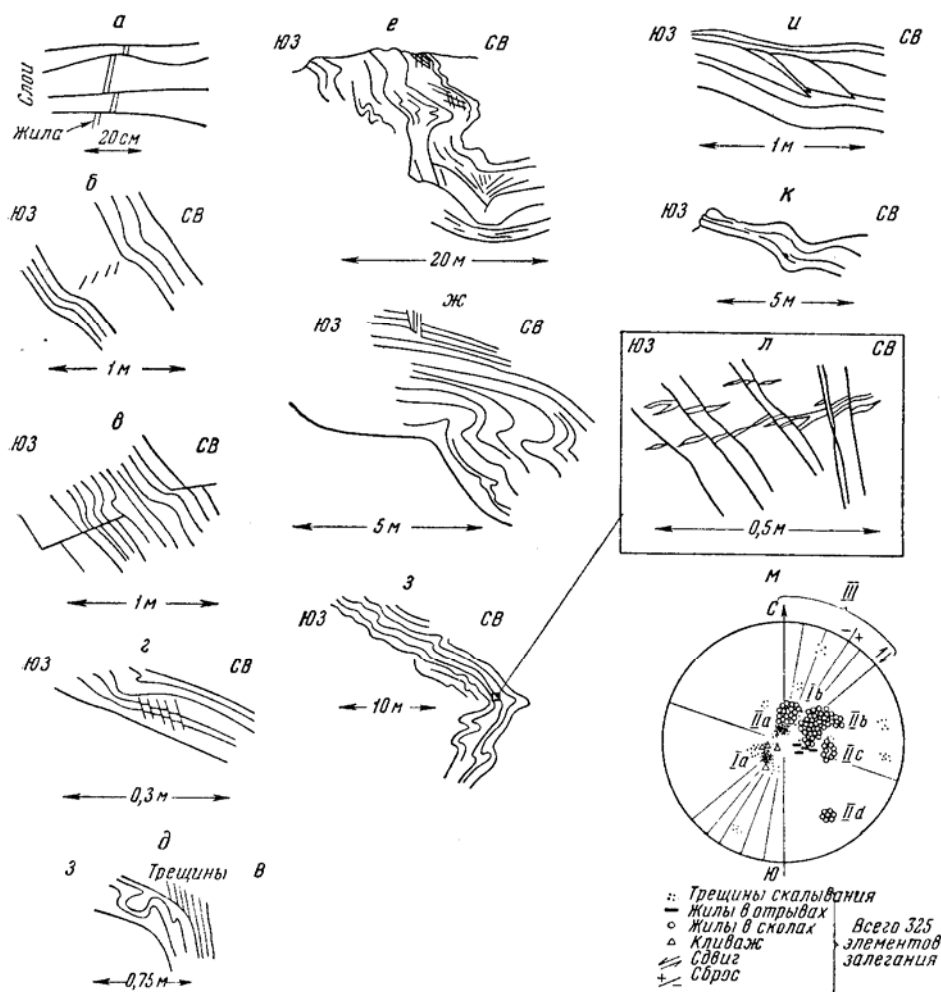
Кроме кливажа есть много трещин скальвания и несколько мелкоамплитудных сбросов сходного направления, обозначенных на диаграмме фиг. 112, *е* индексом Ia. Вероятно, с ними сопряжены более редкие трещины скальвания, наклоненные на северо-восток. Большая их часть заполнена



Фиг. 112. Вертикальные обнажения трещин и кливажа (а, б, в, з), схема траекторий главных нормальных напряжений (д) и диаграмма линий восстания (е) для границы Булакбетовской антиклинали с Кызылсанской синклиналью (см. фиг. 110, В)

карбонатными жилами, мощностью до 2–3 см. Наряду с крутопадающими, много вертикальных жил северо-западного простирания, заполняющих трещины скальвания. Они обозначены индексом *Ib*. Местами жилы секут и смещают кливаж. Следовательно, кливаж образовался раньше жил. Вероятно жилы возникли в результате раскрытия более ранних трещин скальвания и кливажа. При возникновении последнего растягивающие напряжения отсутствовали, а при образовании жил они, несомненно, действовали. Так, можно наметить два разных напряженных состояния. Для обоих характерно, что плоскость осей наибольших (σ_1) и наименьших (σ_3) главных нормальных напряжений была почти вертикальна и перпендикулярна к осям складок.

Заведомо более молодыми являются крупные трещины, пересекающие и смещающие карбонатные жилы и секущие пачки слоев; параллельно им тянутся мелкоамплитудные сбросы. Большинство нарушений данной группы имеет крутое юго-восточное падение, крутизна некоторых поверхностей доходит до 90° (максимум *IIa* на фиг. 112, е). Несколько меньше распро-



Фиг. 113. Вертикальные обнажения и диаграмма линий восстания трещин для границы Булакбетовской антиклинали с Кызылсанской синклиналью (см. фиг. 110, С)

странены сопряженные нарушения, круто наклоненные на северо-запад. Среди них есть две разновидности, обозначенные индексом Πb на фиг. 112, е. Независимо от того, какую разновидность максимума Πb использовать для построения осей напряжений, получается, что ось алгебраически минимальных напряжений (σ_3) почти вертикальна, ось максимальных (σ_1) близка к горизонтальному положению и незначительно отклоняется от направления оси складки, а промежуточная ось (σ_2) также горизонтальна, но вытянута поперек оси складки. Это последнее напряженное состояние самое позднее. Оно близко к тому, которое восстановлено на фиг. 111, д для части А профиля.

Часть С профиля фиг. 110 соответствует юго-западному крылу дополнительной синклинали (фиг. 113). Слои залегают круто с обычным наклоном $50-80^\circ$ на северо-восток $40-70^\circ$. В нескольких пачках вблизи от замка дополнительной синклинали фиксировалось вертикальное залегание с простиранием 330° . В одной пачке установлено опрокинутое залегание с углом падения слоев 70° на юго-запад. По мере удаления от замка синклинали на юго-запад угол падения резко уменьшается за счет двух перегибов слоев (см. фиг. 113, д, е, ж, з). Ширина данного крыла около 30 м, тогда как

предыдущее крыло (часть *B* профиля) имело ширину около 70 м. Таким образом, синклинали асимметричны. В пределах рассматриваемого крыла много более мелких дополнительных складок продольного расплющивания амплитудой около 1 м (см. фиг. 113, *a, z, d, e, ж, з, к*). В слоях с большей мощностью встречаются рассекающие их сколы (нередко весьма пологие) или кулисообразные ряды трещин отрыва, заполненных карбонатными жилами. В соседних тонкослоистых пачках вместо разрывов возникли мелкие дополнительные складки (см. фиг. 113, *б, в*). Во многих местах видны достоверные следы смещения слоев один относительно другого вдоль поверхностей наложения (см. фиг. 113, *а, л*).

Мелкая дополнительная складчатость крутого юго-западного крыла дополнительной синклинали явно возникла в результате продольного сжатия слоев, так как она относится к складкам продольного расплющивания. Направление оси наибольшего сжатия (σ_3) во время образования этих складок было близко к слоистости и почти перпендикулярно оси дополнительной синклинали. Вследствие поворота слоев в процессе формирования синклинали современное положение этой оси может быть сильно искаженным.

Трещины и мелкие разрывные смещения здесь разнообразны. В отдельных слоях часто в виде пятен развит кливаж, имеющий новое направление – он круто наклонен на северо-восток, тогда как в противоположном крыле синклинали он падает на юго-запад. Много трещин скальвания, мелких взбросов (см. фиг. 113, *и*) и сбросов. Многие трещины скальвания и мелкоамплитудные сбросы, а также редкие небольшие сдвиги имеют северо-восточное (или меридиональное) простирание, поперечное (или косое) к оси синклинали. Характерно необычайно широкое распространение карбонатных жил. В некоторых обнажениях средняя мощность жил относится к среднему расстоянию между жилами, как 1 : 3. Обычная мощность жил 2–3 см, наибольшая достигает до 20 см.

На первый взгляд казалось, что наносить элементы залегания трещин и жил на круговую диаграмму с целью последующей интерпретации не имеет смысла и что диаграмма окажется слишком сложной. Однако результат получился неожиданным и заслуживающим внимания.

Сперва были составлены отдельные диаграммы для каждой из семи хорошо обнаженных пачек слоев в пределах рассматриваемого крыла. У диаграмм выявилось много сходного. Поэтому они были перенесены на один чертеж, на котором отмечалось, в каких пачках был установлен каждый из максимумов. На сводной диаграмме (см. фиг. 113, *м*) четко выделяется несколько общих особенностей трещиноватости. Видно, что наибольшее распространение имеют крутые разрывы, в том числе вертикальные. Слабые максимумы, указывающие на пологое падение трещин, попали на сводную диаграмму с частной диаграммы, соответствующей лишь одной из семи пачек слоев. Только одна эта пачка имеет опрокинутое залегание слоев. Ее наклон на 20–30° отличается от наклона других пачек. Если примерно на такой же угол переместить необычные максимумы трещин, связанные с этой пачкой, то они совпадут с максимумами, которые свойственны остальным пачкам.

Можно выделить три группы трещин: две среди наклонных крутопадающих и третью, состоящую из вертикальных трещин.

Первая группа объединяет поверхности кливажа, довольно однообразно наклоненные на северо-восток под углом 60–80°, т. е. немного положе слоев. Направление кливажа не параллельно осевой поверхности дополнительной синклинали. Имеются многочисленные, похожие на кливаж, тесно расположенные трещины скальвания (они встречены также в пачке с опрокинутым залеганием слоев). Соответствующий им максимум обозначен *Ia* на фиг. 113, *м*.

В тех же пачках сильно проявлены трещины скальвания, часто заполненные жилами. Последние наклонены на юго-запад под углом от 40 до

70°. Их максимум на фиг. 113, *м* обозначен *Ib* (в пачке с опрокинутым залеганием таких трещин нет).

Пара направлений скальвания *Ia* и *Ib* может указывать на сжатие, поперечное к простиранию крыла синклинали. Сжатие сопровождалось заметной пластической деформацией пород, так как биссектриса острого угла между направлениями скальвания совпадает с осью алгебраически минимальных напряжений (σ_3). Во многих местах было отмечено, что трещины этих двух направлений смещают карбонатные жилы, заполняющие трещины с иной ориентировкой в пространстве.

Вторая группа объединяет трещины, заполненные жилами, которые изображены несколькими максимумами на диаграмме. Один из них, по-видимому, сливается или частично перекрывается максимумом *Ib*. Общим для этих максимумов является то, что они соответствуют трещинам скальвания, заполненным карбонатными жилами. Больше всего таких жил в черных доломитах. Важно, что максимумы сосредоточены только в одной половине диаграммы. Жилы заполнили трещины, наклоненные главным образом на юго-запад, а также на юг. Они имеют меньшую мощность и реже возникали в трещинах, падающих на запад и северо-запад. В трещинах с наклоном на север, северо-восток, восток и юго-восток жил почти нет.

Отношение средней мощности жил к среднему расстоянию между ними местами достигает 1 : 3, и жилы имеют различное направление, образуя пространственную сеть; ясно, что породы испытали увеличение объема, т. е. подверглись действию растягивающих напряжений. Зная благодаря диаграмме на фиг. 113, *м*, что жилы преимущественно наклонены на юго-запад, нужно считать, что наибольшее растяжение (σ_1) действовало по направлению, наклоненному в среднем на северо-восток; наименьшее растяжение (σ_3) было перпендикулярно этому направлению.

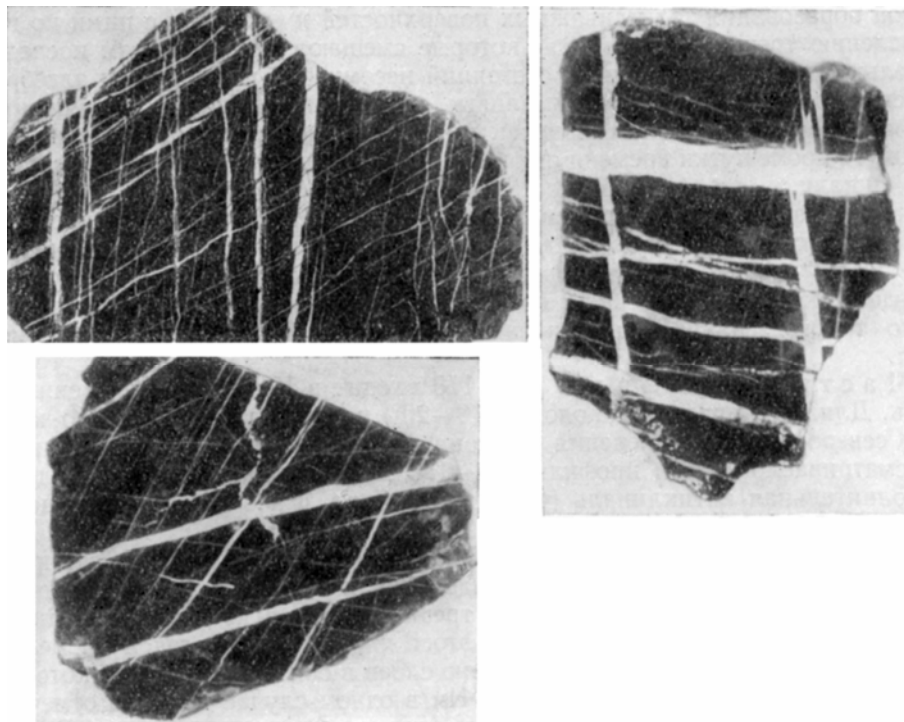
Жилы заполняют главным образом поверхности скальвания. Поэтому надо думать, что до растяжения происходило сжатие пород, создавшее сеть трещин скальвания, раскрывшихся позднее, во время действия растягивающих напряжений.

Детальное исследование образцов показало существование нескольких наложенных одна на другую сеток трещин. Более древние сетки трещин заполнены жилами большей мощности, которые слабо смещены более поздними сетками сколов, также заполненными жилками. Углы между сопряженными трещинами скальвания бывают разной величины. Но во всех случаях, когда было найдено направление наибольшего сжатия, оно совпало с биссектрисой острого угла. Значит пластическая деформация пород при сжатии была незначительной. Направление трещин в сетках разного возраста бывает как параллельным, так и различающимся на угол до 30°.

Многие жилы смещены в результате перемещений вдоль поверхностей наложения, а также по части трещин скальвания, относящихся к первой группе (фиг. 114). Это доказывает, что развитие синклинали продолжалось после возникновения жил.

В трещинах скальвания одного из двух сопряженных направлений карбонатные жилы более мощнее, чем в одновозрастных с ними трещинах другого направления. Это показывает, что во время сжатия оси напряжений располагались не так, как во время растяжения.

Жилы заполняют трещины, которые изображены на фиг. 113, *м* не только максимумами *IIa*, *IIb*, но и *IIc* и *IId*. По-видимому, все соответствующие им трещины являются сколами, возникшими до образования жил. По-разному комбинируя эти максимумы в пары, мы нашли возможные варианты направлений осей напряжений. Однако нужно принять во внимание, что после образования сколов действовали новые растягивающие напряжения (при формировании жил) и что слои деформировались после появления жил.



Фиг. 114. Штуфы с карбонатными жилами, описанными в части С профиля, показанного на фиг. 110 и 113

Современное положение всех осей напряжений искажено, и рассмотрение разных вариантов не имеет смысла. Однако несомненно, что промежуточная ось напряжений, несмотря на последующее изменение ее наклона, первоначально была и осталась почти перпендикулярной к простиранию крыла дополнительной синклинали. Значит, плоскость двух остальных осей напряжений имела простирание, примерно параллельное крылу синклинали. Это отличает напряженное состояние времени заложения жильных трещин, объединенных во вторую группу, от напряженного состояния, соответствующего трещинам и кливажу первой группы.

Третья группа вертикальных трещин имеет северо-восточное или меридиональное простирание и не содержит жил. Среди них встречаются мелкоамплитудные сбросы и редкие сдвиги. Они пересекают и смещают жилы. Плоскость осей предельных нормальных напряжений (σ_1 и σ_3) скорее всего была близка к вертикальному положению и простиралась примерно параллельно оси дополнительной синклинали.

Следовательно, на месте юго-западного крыла дополнительной синклинали происходили неоднократные значительные изменения напряженного состояния пород. Можно наметить три последовательных этапа.

В первом этапе вначале было высокое всестороннее сжатие, достигавшее наибольшей величины вдоль слоистости; при этом начали развиваться дополнительные складки продольного расплющивания. Вероятно, одновременно или несколько позднее возникли кливаж и сеть трещин скалывания со взбросовыми смещениями.

Во втором этапе происходила многократная смена нескольких напряженных состояний. Сначала всестороннее сжатие сменилось всесторонним растяжением, неодинаковым по разным направлениям; образовалась древняя сетка жил. После этого наступило сжатие, создавшее новую сетку трещин скалывания. Затем последовало второе меньшее растяжение, создавшее условия для возникновения второй сетки жил. Новое сжатие явилось при-

чиной образования тех кливажных поверхностей и сходных с ними по направлению трещин скалывания, которые смещают жилы. В этом последовательном ряду напряженных состояний несомненно преобладали алгебраически максимальные и минимальные главные нормальные напряжения (σ_1 и σ_3), ориентированные поперек дополнительной синклинали. Однако в какие-то промежутки времени они были направлены вдоль осевой плоскости синклинали.

В третьем этапе установились условия, существенно отличающиеся от первого этапа тем, что плоскость осей предельных нормальных напряжений (σ_1 и σ_2) простиралась не поперек крыла дополнительной синклинали, а вдоль него или наискось. Третий этап отличался от второго тем, что не было такого сильного растяжения, которое привело бы к образованию жил.

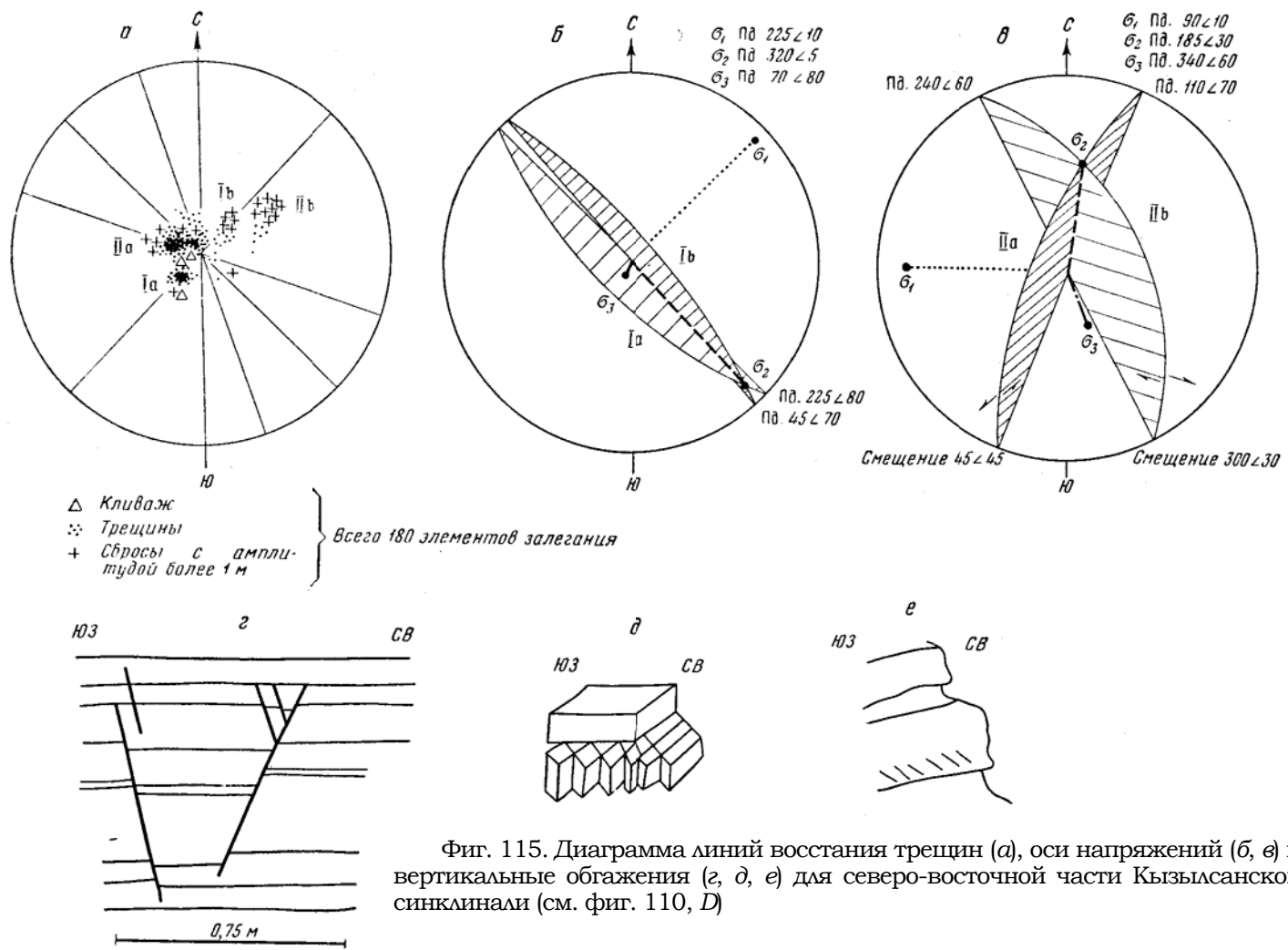
Часть D профиля фиг. 110 входит в Кызылсанскую синклинали. Для нее характерно пологое (10–20°) падение слоев на северо-запад или северо-восток. Изменения наклона происходят постепенно. Ширина рассматриваемой части профиля 100–150 м. Юго-западнее нее находится дополнительная антиклиналь (часть E профиля, фиг. 110), начинающаяся с резкого перегиба слоев.

В семи лежащих одна над другой пачках черных и серых известково-доломитных пород, выходящих в виде гривок и полностью обнаженных, было сделано 180 замеров крупных трещин, каждая из которых целиком пересекает какую-нибудь пачку. Из этого числа 29 приходятся на мелко-амплитудные сбросы (судя по смещению слоев в обнажении), среди которых 7 достигают амплитуды от 1 до 4 м. Ни в одном случае не было отмечено взбросового смещения. Трещины лишь изредка вблизи от границы с Булак-бетской антиклиналью заполнены маломощными карбонатными жилами. Все данные нанесены на фиг. 115, а. На диаграмме видно, что здесь развиты только крутопадающие разрывы. Имеются вертикальные трещины, но число их невелико. Среди отмеченных простираний преобладают северо-западные, но имеются вертикальные трещины северо-восточного простирания.

Среди господствующих крутонаклоненных трещин и сбросов на диаграмме легко различить четыре максимума.

Два максимума отличаются меньшим разбросом элементов залегания и соответствуют двум плоскостям, линии падения которых лежат в одной вертикальной плоскости, поперечной к простиранию дополнительных складок в данной части Кызылсанской синклинали и к границе этой синклинали с Булакбетской антиклиналью. К одному из этих максимумов близки элементы залегания кливажа, встреченного в виде пятен в отдельных прослоях только в трех местах. Направления смещения по сбросам, соответствующим этим двум максимумам, имеют противоположные знаки. Вероятно, мы имеем дело с двумя сопряженными направлениями скалывания. Они обозначены Ia и Ib. Найденные геометрическим построением оси напряжений показаны на фиг. 115, б. Направление наибольшего сжатия (σ_3) оказалось почти вертикальным, а наибольшего растяжения (σ_1) – весьма слабо наклоненным на юго-запад. Промежуточная ось напряжений (σ_2) – горизонтальна и параллельна осям дополнительных складок.

Другая пара максимумов (IIa и IIb), один из которых соответствует многочисленным наклонным трещинам и сбросам северо-восточного простирания, дает возможность найти круто наклоненное (60°) к северо-западу положение оси наибольшего сжатия (σ_3) и весьма пологое (10°) широтное расположение оси наибольшего растяжения (σ_1). Если эти два максимума действительно сопряженные, то направления смещения по соответствующим разрывам можно уточнить геометрическим построением. Из него следует, что разрывы надо считать не сбросами, а сбросо-сдвигами, как это установлено и показано на фиг. 115, в.



Фиг. 115. Диаграмма линий восстания трещин (а), оси напряжений (б, в) и вертикальные обнажения (г, д, е) для северо-восточной части Кызылсанской синклинали (см. фиг. 110, D)

Строго рассуждая, нельзя исключать того, что максимумы Ia и IIb относятся к одной паре, а Ia и IIa – к другой. Тогда направление осей напряжений изменяется незначительно. Однако этот вариант представляется менее вероятным. Наконец, комбинация максимумов Ib и IIb в одну пару невозможна, так как трещины этих максимумов имеют один знак смещения. Вместе с тем теряет смысл и комбинация Ia и IIa .

Следовательно, трещины и сбросы указывают на то, что существовало два напряженных состояния с несколько различным направлением осей напряжений. При одном из них направления осей были ортогональны по отношению к дополнительным складкам и крылу Булакбетской антиклинали, а при другом они занимали косое положение. Однако в обоих случаях ось алгебраически минимальных напряжений (σ_3) имела крутой наклон, а ось максимальных (σ_1) была близка к горизонтальному направлению, перпендикулярному или косому к осям дополнительных складок.

В любом варианте ось наибольшего сжатия совпадала с биссектрисой острого угла между сопряженными поверхностями скальвания. Следовательно, после образования трещин не было значительной пластической деформации слоев. Характерное обнажение со сбросами приведено на фиг. 115, *г*.

Кливаж, встреченный лишь в трех местах в отдельных прослоях, возможно возник при ином (третьем) напряженном состоянии, чем трещины сбросового типа, изредка заполненные маломощными карбонатными жилами. Это нельзя доказать, но можно предположить по аналогии с другими местами, где кливаж возникал заведомо не одновременно со сбросами и жилами.

Возможно, самостоятельную группу составляют вертикальные трещины с северо-западным простиранием по разным азимутам. В отдельных тонкослоистых прослоях наблюдались ромбические сетки таких трещин. На фиг. 115, *д* схематически изображено одно из таких обнажений, которое свидетельствует о близком к горизонтальному положению плоскости осей предельных нормальных напряжений (σ_1 и σ_3). Промежуточная ось (σ_2) здесь почти вертикальна. С данным напряженным состоянием должно быть связано смещение одной пачки слоев относительно другой вдоль поверхности наслоения. Интересный пример кулисообразного ряда трещин отрыва, параллельного слоистости, изображенный на фиг. 115, *е*, можно рассматривать как один из результатов такого смещения.

Наконец, нужно отметить редкие крупные вертикальные трещины скальвания северо-восточного простирания, ничем не отличающиеся от таких же трещин, описанных во всех остальных частях профиля.

Результаты изучения профиля. При тектонофизическом изучении были выделены два основных и четыре промежуточных типа полей напряжений.

Первое основное поле напряжений (преобладающее) соответствует разрывам, которые расположены продольно по отношению к осям как дополнительных, так и крупных складок. Ось алгебраически минимальных напряжений (σ_3) близка к вертикальному положению, ось максимальных (σ_1) – лежит в почти горизонтальной плоскости вместе с промежуточной осью напряжений (σ_2), причем первая вытянута поперек, а вторая вдоль осей складок. Это поле является обычным и установлено в ряде участков крупных складок.

Второе основное поле напряжений соответствует широко распространенным более молодым трещинам, простиранием поперек или наискось к осям складок. Оно имеет вертикальную ось алгебраически минимальных напряжений (σ_3), но остальные две оси как бы поменялись местами. Ось максимальных напряжений (σ_1) почти параллельна осям складок, а промежуточная ось напряжений – почти горизонтальна, вытянута поперек или несколько наискось к осям складок. Более молодой возраст второго

поля, по сравнению с первым, доказывається тем, что карбонатные жилы заполняют трещины, связанные с первым полем, и смещаются трещинами второго поля.

Между этими двумя основными разновозрастными полями напряжений есть ряд напряженных состояний, промежуточных по времени действия. Следы их существования слабо проявлены в пределах свода Булакбетской антиклинали и внутри Кызылсанской синклинали. Но на границе этих складок в дополнительной синклинали они весьма отчетливы.

Было выявлено четыре вида промежуточных по времени полей. Два из них имеют почти вертикальную плоскость осей предельных напряжений (σ_1 и σ_3), которая простирается поперек осей складок, так же как и в первом основном поле.

Первое промежуточное поле напряжений отличается от первого основного тем, что ось алгебраически минимального напряжения (σ_3), соответствующая наибольшему сжатию, направлена почти горизонтально (при первом состоянии она была вертикальной). С этим полем связаны редкие взбросы и продольный кливаж, слабо развитый пятнами внутри отдельных пачек слоев за пределами дополнительной синклинали. Наибольшего распространения он достигает в дополнительной синклинали вдоль границы Булакбетской антиклинали с Кызылсанской синклиналью. Только здесь имеются весьма интенсивные и многочисленные мелкие складки продольного сжатия с горизонтальными шарнирами, возникшие в том же поле напряжений.

Второе промежуточное поле напряжений отличается от первого основного поля гораздо более сильным растяжением в направлении оси алгебраически максимальных напряжений (σ_1). Оно проявилось главным образом на границе Булакбетской антиклинали с Кызылсанской синклиналью. Возможно, наклон оси наибольших растягивающих напряжений с течением времени здесь несколько изменился. Благодаря напряженному состоянию возникли многочисленные карбонатные жилы. Наибольшее удлинение под действием растягивающих напряжений местами доходило до 30% (судя по отношению средней мощности жил к среднему расстоянию между ними).

Следующие два промежуточных по времени напряженных состояния (третье и четвертое) имеют такое же приблизительно вертикальное и продольное к осям складок положение плоскости осей предельных напряжений (σ_1 и σ_3), как и второе главное поле напряжений.

Третье промежуточное поле напряжений отличается тем, что вертикальной была ось максимальных напряжений (σ_1), а более или менее горизонтальной – ось минимальных напряжений (σ_3), причем все напряжения были сжимающими. Такое напряженное состояние выявлено только на своде Булакбетской антиклинали, где следами его действия считается слабо развитый кливаж, поперечный к оси данной складки.

Четвертое промежуточное поле напряжений было слабо выражено. Оно отличалось от второго главного поля только более сильным растяжением вдоль направления максимальных нормальных напряжений (σ_1), которое способствовало возникновению карбонатных жил, поперечных к оси дополнительной синклинали.

Полевые данные указывают на то, что перечисленные виды промежуточных полей напряжений неоднократно чередовались во времени.

Смена первого главного поля вторым главным полем происходила на большой площади. Такие же изменения были замечены на Мынчабырской антиклинали. Причины этих изменений характерны для всего Байджансайского антиклинория и будут выяснены в следующей главе.

Промежуточные поля проявились главным образом в узкой зоне перехода от Булакбетской антиклинали к Кызылсанской синклинали. Они выделяются особенно резкими изменениями напряженного состояния, сказывавшимися как на направлении осей, так и на величине главных нор-

мальных напряжений. Такие местные многократные изменения напряженного состояния на границе двух крупных складок можно объяснить, не вводя никаких новых предположений.

При рассмотрении основных особенностей крупных складок (см. часть вторая, стр. 223 и 224) был сделан вывод, что при длительном развитии таких складок, вероятно, происходили временные движения обратного знака. Для Булакбетской антиклинали предполагалось некоторое опускание ее свода. Допустив такое перемещение, легко понять структуру и особенности напряженного состояния вдоль линии профиля.

Первое основное поле напряжений, связанное с подъемом Булакбетской антиклинали, характеризовалось близким к вертикальному положением оси минимальных напряжений (σ_3) и слабонаклонным направлением оси максимальных напряжений (σ_1) (см. фиг. 110, а).

При временном опускании внутренней части и свода Булакбетской антиклинали слои, залегавшие наклонно на крыльях, не могли не испытывать продольного сжатия. Наибольшие продольные сжимающие напряжения действовали при этом в пачках слоев с повышенной вязкостью, т. е. с меньшей примесью терригенного материала. Это сжатие естественно считать причиной возникновения мелкой складчатости продольного сжатия, описанной в зоне С, и зарождения двух относительно крупных дополнительных складок. Свойственные последним резкие шарнирные перегибы слоев и первично кривые поверхности кливажа указывают на существенную роль механизма продольного изгиба. Так можно объяснить первое промежуточное поле напряжений (см. фиг. 110, б).

После значительного опускания свода слои в нем оказались примерно на одной высоте с уровнем их залегания в Кызылсанской синклинали. При этом возникла дополнительная синклиналь на границе двух крупных складок. Продолжающееся опускание Булакбетской антиклинали должно было вызывать не сжатие, а растяжение слоев в крыльях дополнительной синклинали, особенно на ее наиболее крутом юго-западном крыле. Следовательно, второе дополнительное напряженное состояние с вызванным им раскрытием трещин и образованием жил, главным образом на юго-западном крыле и с юго-западным наклоном, находит естественное объяснение в продолжающемся опускании внутренней части Булакбетской антиклинали (см. фиг. 110, в).

Восстановление обычного и преобладающего во времени движения Булакбетской антиклинали вверх должно было привести к продольному сжатию слоев на юго-западном крыле дополнительной синклинали. Из-за того, что наиболее вязкие слои уже были сильно искривлены в месте перехода от дополнительной синклинали к Кызылсанской синклинали, нельзя ожидать передачи этого давления на значительное расстояние в глубь Кызылсанской синклинали вдоль по наиболее вязким слоям. В них скорее могло происходить увеличение уже имевшейся кривизны. Слои при этом сближались, а разделяющий их менее вязкий материал промежуточных слоев выдавливался вдоль по слоистости и нагнетался в сторону дополнительной антиклинали (см. фиг. 110, часть Е профиля).

Следы продольных смещений и продольного сжатия одних слоев относительно других наблюдались на части D профиля (см. фиг. 115).

Местное увеличение мощности пачек менее вязких слоев при отсутствии продольного сжатия более вязких слоев приводило в пределах дополнительной антиклинали к тому, что более вязкие слои продольно растягивались и в них раскрывались более древние трещины скалывания.

Так создавались условия для возникновения жил в дополнительной антиклинали, а в части С профиля снова создавалось поле напряжений, близкое к первому промежуточному полю (см. фиг. 110, г). На северо-восточном крыле дополнительной синклинали в это же время могли возникнуть условия типа второго промежуточного поля.

Независимо от возможных неточностей воспроизведения деталей процесса, в принципе ясно, что чередование кратковременных подъемов и опусканий ядра Булакбетской антиклинали относительно Кызылсанской синклинали должно было сопровождаться столь же многократными сменами во времени первого и второго промежуточных полей напряжений.

В данном месте слои в своде Булакбетской антиклинали продолжают находиться примерно на одном уровне с высотой их залегания в Кызылсанской синклинали. Поэтому нет необходимости обсуждать, как мог повлиять на напряжения дальнейший подъем свода. Ясно, что при знакопеременном движении дальнейший подъем сопровождался бы сложным чередованием различных полей напряжений вдоль границы двух крупных складок.

Выводы. Булакбетская антиклиналь интересна тем, что в ней обнаружен ряд особенностей развития структуры, отмеченных для Мынчабырской антиклинали. Кроме того, очень интересны временные изменения знака движений антиклинали по отношению к соседним синклиналям и соответствующие преобразования поля напряжений.

Общая последовательность развития Булакбетской антиклинали следующая. Еще в конце каледонского этапа – в силуре – на месте современной антиклинали возникло поднятие коробчатой формы. По-видимому, оно занимало несколько большую площадь, чем современная антиклиналь, и имело ширину 6–8 км. Возможно, простираение его оси не вполне совпадало с простираением современной складки. В поперечном сечении форма поднятия была близкой к коробчатой в кембрийских слоях, но в ордовикских отложениях имелись интенсивные крупные дополнительные складки (см. фиг. 8, 40 и 60 из второй части).

В начале герцинского этапа, одновременно с общим погружением всего района, на месте каледонской антиклинали продолжалось поднятие (см. фиг. 12 и 60 из второй части). Затем во время наибольшего общего опускания коры в фаменском веке и в первой половине турнейского века на месте антиклинали также происходило опускание. Оно было немного медленнее, чем в соседних участках будущего Байджансайского антиклинория (см. фиг. 18, 20 и 60 из второй части).

Как только стали усиливаться восходящие движения коры, знаменуя начало второй части герцинского этапа, на месте Булакбетской антиклинали появилось поднятие шириной не более 2 км. Это произошло во второй половине турнейского века (см. фиг. 21 и 60 из второй части). На протяжении верхнего палеозоя складка разрасталась, сильно поднялась и превратилась в коробчатую горст-антиклиналь. В центральной сводовой части антиклинали оси алгебраически минимальных напряжений (σ_3) были близки к вертикальному положению. Поэтому здесь образовались наклонные сбросы. На крыльях те же оси напряжений имели наклонное положение, которому соответствовало образование вертикальных разрывов сколового типа.

В течение большей части времени подъема антиклинали оси алгебраически максимальных нормальных напряжений (σ_1) были поперечны к оси антиклинали, из-за чего преобладали разрывы, продольные к оси складки. На периклинальных окончаниях антиклинали они были поперечны к простираению слоев.

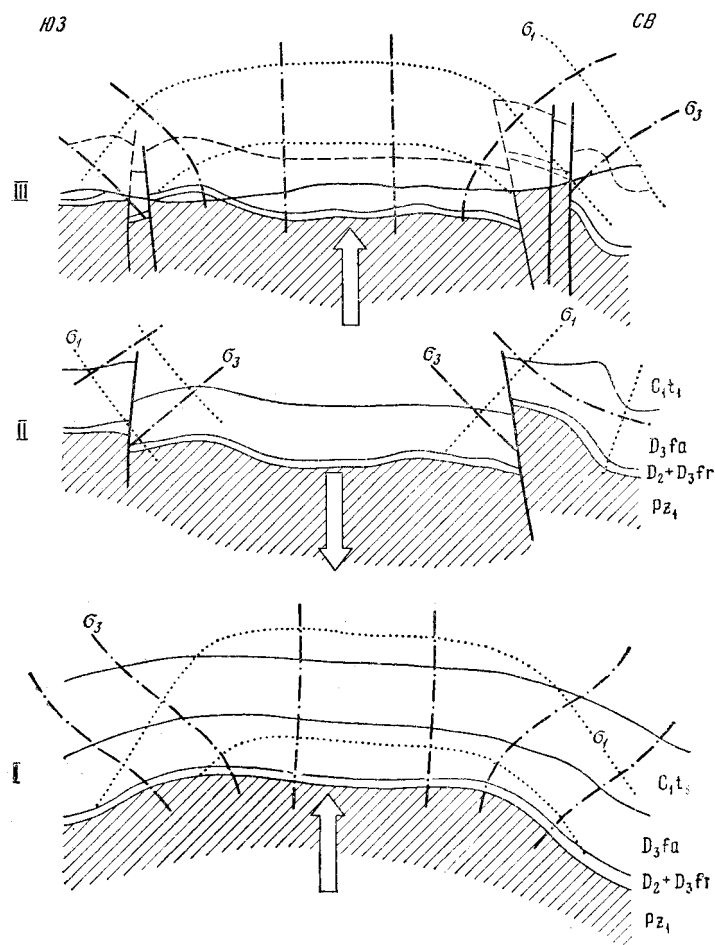
В конце подъема антиклинали в верхнем палеозое оси алгебраически максимальных нормальных напряжений (σ_1) во многих местах скачкообразно приобрели новое направление – стали продольны к оси антиклинали. С этим связано возникновение разрывов с простираением поперек оси антиклинали.

На фоне общей закономерности движений и распределения напряжений и разрывов замечено два типа осложнений.

Первые осложнения заключались во временных обратных движениях антиклинали – она не поднималась, а опускалась по отношению к соседним синклиналям. Такое движение было выведено в качестве предпола-

гаемой причины образования Джамантасской группы дополнительных складок на северо-восточном крыле антиклинали (см. фиг. 79) и другой группы дополнительных складок на юго-западном крыле (см. фиг. 110).

Нами выявлено, что на границе Булакбетской антиклинали с Кызылсанской синклиналью происходили многократные смены нескольких типов напряженных состояний. Среди них различаются состояния с повышением всестороннего сжатия и состояния, включающие значительные растягивающие напряжения. Последние способствовали образованию жил. Чередовавшиеся во времени напряженные состояния были разделены на две группы, одна из которых связывалась с подъемом антиклинали, другая – сопоставлялась с опусканием антиклинали (относительно соседней синклинали).



Фиг. 116. Основные тектонические поля напряжений, соответствующие последовательным стадиям развития (I, II, III) структуры Булакбетской антиклинали в верхнем палеозое

Так, по напряжениям были обнаружены следы многократных изменений знака движения антиклинали, происходивших на фоне ее общего поднятия.

Признаки временных опусканий антиклинали были установлены при общем рассмотрении ее структуры (см. стр. 181–182, 223–224 из второй части): 1) имеются места, где свод антиклинали опущен по крупным разрывам на уровень более низкий, по сравнению с соседними частями синк-

линалей; 2) вдоль крыльев антиклинали тянутся своеобразные узкие длинные горсты и грабены, которые легко объяснить знакопеременными вертикальными движениями антиклинали, тогда как без этого понять их трудно.

В силу того, что наиболее крупные из продольных разрывов срезают дополнительные складки, связывавшиеся с опусканием антиклинали по отношению к синклиналям, нужно предполагать, что особенно интенсивное опускание антиклинали происходило до того, как она стала выдвигаться вверх по самым крупным разрывам. Это представление согласуется с рядом частных особенностей структуры, упоминавшихся при описании фактических данных.

На фиг. 116 изображены тектонические поля напряжений Булакбетской антиклинали в верхнем палеозое во время начала ее подъема, временного опускания и дальнейшего воздымания (I, II, III).

Вторые осложнения выражены в необычном, казалось бы случайном направлении некоторых разрывов, отклоняющихся от основной ортогональной системы осепродольных и осепоперечных нарушений. Необычные по направлению разрывы чаще всего бывают широтными или меридиональными (см. фиг. 31 из второй части). Отклонение этих разрывов от основных направлений легко объясняется тем, что в нижнепалеозойском основании имеются древние каледонские разрывы данных направлений (см. фиг. 8 из второй части). Очевидно, они являлись поверхностями с ослабленной прочностью. В герцинском этапе вдоль них появлялись новые разрывы, заменявшие собой или дополнявшие нарушения, подчиненные основной ортогональной сетке.

КЫЗЫЛСАНСКО-БОЗБУТАКСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

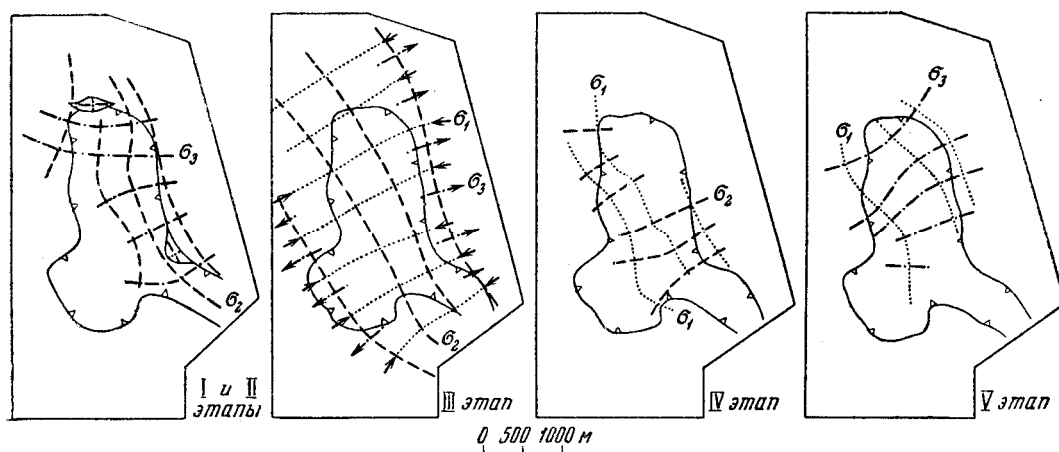
Кызылсанско-Бозбутакская синклиналь первого порядка вдоль оси распадается на две синклинали второго порядка: Кызылсанскую и Бозбутакскую.

Напряженное состояние Кызылсанской синклинали было охарактеризовано при описании Кожабекской структурной седловины и Булакбетской антиклинали (см. фиг. 110 и 116 и главу 29).

Структура Бозбутакской синклинали описана во второй части (см. стр. 189). Большое значение имеют особенности строения и разрывной тектоники соседней с нею Коктауской антиклинали (см. стр. 197–207 из второй части). Эти данные позволили изобразить схемы семи последовательных этапов изменения структуры Бозбутакской синклинали и окружающих ее частей соседних антиклиналей в верхнем палеозое (см. фиг. 47–52 из второй части). Попытаемся дать тектонофизическую интерпретацию пяти этапов (фиг. 117).

Первый этап – возникновение мелких дополнительных складок продольного сжатия в пределах уже существовавшей Бозбутакской синклинали (последняя стала отчетливо выраженной к концу верхнего турне). Судя по расположению дополнительных складок, направление алгебраически минимальных напряжений (σ_3) было слабо наклонным и поперечным к крыльям синклинали. Наибольшее число таких складок установлено около Акбетской и Булакбетской антиклиналей. Вероятно, в этих местах сжатие было наиболее интенсивным. По отношению к Булакбетской антиклинали было установлено, что продольное сжатие слоев на ее юго-восточном крыле могло быть следствием временного опускания антиклинали. Аналогичное предположение будет сделано ниже и для Акбетской антиклинали. В двух местах Бозбутакской синклинали, где шарниры дополнительных складок вертикальны, отмечаются осложнения основного поля, выраженные в иной ориентировке осей напряжений.

Второй этап – время образования пологих надвигов и взбросов – характеризуется сохранением того же основного поля напряжений.



Фиг. 117. Схемы последовательных изменений поля напряжений Бозбутацкой синклинали в верхнем палеозое.

Стратоизогипсой показана современная граница синклинали

Третий этап – образование осепродольных крутопадающих и вертикальных сбросов – отличается от двух предыдущих этапов гораздо меньшим наклоном алгебраически максимальных напряжений (σ_1). На северо-восточном и юго-западном крыльях Бозбутацкой синклинали наклон этих направлений был наиболее крутым, а около оси синклинали – наименьшим (на фиг. 117 это показано стрелками).

Алгебраически минимальные нормальные напряжения (σ_3) имели обратное направление наклона на крыльях и были близки к вертикали внутри Бозбутацкой синклинали. При данном поле напряжений возникли самые крупные разрывы по протяженности и амплитуде. По-видимому, это поле соответствует преобладавшим тектоническим движениям Бозбутацкой синклинали, которая отставала от быстрее поднимавшихся соседних антиклиналей.

Четвертый этап, во время которого возникли осепоперечные сбросы, проявился главным образом в осевой части Бозбутацкой синклинали и на границах Бозбутацкой синклинали с Акбетской и Булакбетской антиклиналями. Поэтому его можно считать в основном связанным с антиклиналями. Направление действия алгебраически минимальных нормальных напряжений (σ_3) сохранилось прежним, т. е. близким к вертикали, или круто наклонным. Но направления двух других осей напряжений поменялись местами. Траектории промежуточных главных нормальных напряжений вместо продольных стали поперечными, а траектории максимальных напряжений стали продольными. Это поле напряжений практически совпадает с тем, которое было установлено для поздних стадий роста Мынчабырской и Булакбетской антиклиналей.

Пятый этап, выделенный внутри синклинали и около ее границ по образованию сдвигов и сдвиговым смещениям вдоль других более древних разрывов, имел новый тип ориентировки траекторий главных нормальных напряжений. Наибольшее сжатие было в общем почти горизонтальным и поперечным к оси Бозбутацкой синклинали. Наибольшее растяжение происходило также в горизонтальном направлении, но вдоль оси синклинали. По вертикальному направлению действовали промежуточные по величине главные нормальные напряжения. Такое поле напряжений было установлено как наиболее позднее в Аксуранской (Байджансайской) синклинали.

Шестой и седьмой этапы осложнения структуры будут обсуждены при рассмотрении механизма формирования Байджансайского антиклинория в целом.

АКБЕТСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Акбетская антиклиналь - последняя к юго-западу из основных складок, образующих Байджансайский антиклинорий. Она включает в себя Коктаускую антиклиналь. Общие черты ее строения были описаны во второй части работы. В Акбетской антиклинали наблюдались сбросы на своде и взбросы с дополнительной складчатостью на крыльях, которые имеют местами опрокинутое залегание. Разрывы делятся на осепродольные (наиболее крупные и ранние) и осепоперечные (меньшие по величине и более молодые). На границе свода с единственным поддающимся изучению северо-восточным крылом антиклинали тянутся узкие (от 50 до 300 м) и длинные (до 4 км) горсты и грабены. Общие черты и детали структуры этой антиклинали аналогичны структурам Мынчабырской и Булакбетской антиклиналей, поэтому описание их не приводится.

Тектонофизические исследования в пределах Акбетской антиклинали не были проведены из-за отсутствия времени.

ВЫВОДЫ

Приведенные выше фактические данные и основанные на них заключения были получены независимо для каждой из всех крупных основных складок Байджансайского антиклинория – трех антиклиналей и трех синклиналей первого порядка. Выводы, относящиеся к любой из складок, хорошо согласуются с независимо полученными выводами по другим складкам.

Основные тектонические поля напряжений всех антиклиналей характеризуются тем, что на поперечном профиле траектории алгебраически максимальных напряжений (σ_1) имеют направление, сходное с наклоном слоев. Эти траектории искривлены примерно так же, как и слои (несколько положе на крыльях). Форма дачных траекторий антиклинальная.

В мелких дополнительных складках продольного сжатия была констатирована качественно иная картина – в них близкое к слоистости направление имеют траектории алгебраически минимальных нормальных напряжений (σ_3).

В крупных складках ось σ_3 расположена резко отлично от слоистости и преимущественно с крутым наклоном. Во внутренних частях антиклиналей, на их сводах, она почти вертикальна. На крыльях антиклиналей, где слои залегают круто, эта ось имеет наклон в сторону ядра антиклинали. В итоге траектории алгебраически минимальных нормальных напряжений располагаются наподобие веера, раскрывающегося кверху, и являются кривыми линиями. В мелких дополнительных складках продольного сжатия примерно также направлены алгебраически максимальные напряжения (σ_1).

На сводах антиклиналей мощность осадочного покрова заведомо меньше 1000 м, а во многих местах она не доходила и до 500 м. Наибольшие из сжимающих напряжений создавались здесь в основном за счет веса пород. Поэтому можно приблизительно считать, что наибольшее сжатие на сводах было близко к 250 кг/см^2 , а во многих местах могло быть меньше 125 кг/см^2 . Значит, всестороннее давление (σ_m) было меньше этих величин.

Траектории промежуточных главных нормальных напряжений (σ_2) вытянуты в крупных основных антиклиналях параллельно шарниру антиклинали, т. е. так же, как в дополнительных мелких складках продольного сжатия.

Таким образом, в крупных антиклиналях траектории главных нормальных напряжений расположены существенно иначе, чем в дополнительных складках, которые образовались благодаря продольному сжатию. Значит, основные крупные складки образовались не в результате продольного сжатия, а при другой системе внешних сил. Следовательно, нельзя на крупные

складки переносить заключения, сделанные по мелким складкам относительно того, какие участки наиболее благоприятны для формирования гидротермальных рудных месторождений.

Крупные синклинали имели различные основные поля напряжений. Во внутренних частях широких и удаленных от Главной Каратауской зоны разрывов синклиналей направление осей напряжений напоминает то, которое свойственно сводам антиклиналей. Крылья синклиналей являются также охарактеризованными выше крыльями антиклиналей. В итоге траектории минимальных нормальных напряжений (σ_3) в синклиналях похожи на веер, раскрывающийся книзу. Траектории максимальных напряжений (σ_1) имеют форму синклиналей и по направлению близки к слоистости. В дополнительных мелких синклиналях продольного сжатия расположение траекторий обратное.

В узких частях крупных складок (Коксайская синклиналь) и вблизи от Главной Каратауской зоны разрывов (Аксуранская синклиналь) траектории алгебраически минимальных напряжений выходят с крыльев наклонно и сходятся около оси складки. Здесь они не принимают вертикального направления, а становятся горизонтальными. В отличие от обычных синклиналей продольного сжатия траектории алгебраически минимальных напряжений (σ_3) имеют в синклиналях форму антиклиналей (а не синклиналей). Траектории промежуточных главных напряжений параллельны шарниру синклинали.

Во второй части на стр. 233, после рассмотрения общих структурных особенностей крупных складок было высказано предположение, что эти складки в среднепалеозойском структурном этаже возникли благодаря вертикальным перемещениям пластичных глыб, выколотых по разрывам из нижнепалеозойского и протерозойского структурных этажей. Активные силы, создающие складки, при этом действовали поперек слоистости. Это предположение хорошо увязывается с тем, что траектории главных напряжений направлены в крупных складках не так, как в мелких, образованных продольным сжатием.

Среди мелких дополнительных складок преобладают созданные продольным сжатием. Однако на фиг. 50, д и 83 приведены примеры изредка встречающихся мелких дополнительных складок, заведомо возникших благодаря силам, давившим поперек слоистости. В этих складках направление осей напряжений весьма близко к тому, которое характеризует основное поле крупных складок. Поэтому полевые данные о траекториях напряжений в крупных складках подкрепляют предположение о поперечном к слоистости, т. е. вертикальном направлении активных сил, создавших эти складки.

Механизм деформации, при котором слои изгибаются в складки под действием сил, поперечных к слоистости, было предложено называть поперечным изгибом (Гзовский, 1954а, 1959). В следующей главе будет подтверждено, что поле напряжений, установленное на крупных складках, действительно свойственно поперечному изгибу и может рассматриваться как диагностический признак этого механизма деформации. Такой механизм был обнаружен не только у всех крупных складок, но и у некоторых мелких дополнительных. Поэтому в дальнейшем будет обсуждаться механизм поперечного изгиба, а не механизм формирования крупных складок, являющийся частным случаем проявления данного механизма. Крупные основные складки далее часто будут именоваться складками поперечного изгиба.

На крупных антиклиналях поперечного изгиба отмечено, что основное поле напряжений с течением времени закономерно изменяется.

Наибольшее число разрывов, притом самые крупные из них, возникали при только что указанном поле. Все эти разрывы осепродольные. По-видимому, данное поле действовало долго.

После него во многих складках траектории максимальных (σ_1) и промежуточных (σ_2) главных нормальных напряжений скачкообразно менялись местами. Направление алгебраически минимальных нормальных напряжений (σ_3) сохранялось прежним. При таком основном поле напряжений возникали небольшие осепоперечные разрывы.

Наконец, третье еще более молодое поле напряжений вызывало образование мелких сдвигов. Сильнее всего оно проявилось в Аксуранской и Бозбутацкой синклиналях и на Мынчабырской антиклинали. По-видимому, оно охватывало эти складки целиком. Главная особенность поля заключалась в новом направлении всех осей напряжений, хотя каждая из них была близка к одному из прежних положений какой-нибудь из других осей. Близкой к вертикали была ось промежуточных главных напряжений (σ_2). Такого случая нет в предыдущих напряженных состояниях. Направление наибольшего сжатия (σ_3) горизонтально и поперечно к осям складок. Наименьшее сжатие или наибольшее растяжение (σ_1) параллельно осям складок. Угол между сопряженными поверхностями сдвигов разного знака намного меньше 90° , что указывает на отсутствие высокого всестороннего сжатия. Глубина возникновения многих сдвигов была заведомо меньше 1000 м, во многих случаях ее надо принимать меньше 500 м. Поэтому промежуточное главное нормальное напряжение было сжимающим и везде не превышало 250 кг/см^2 . Во многих местах оно было слабее 125 кг/см^2 . Ясно, что наименьшее из сжимающих напряжений было еще слабее.

Основные поля напряжений, последовательно сменявшиеся во времени, имели ряд осложнений. Они проявлялись как во времени, так и в пространстве. Местные осложнения поля отмечены во всех складках. Они чаще всего связаны с пачками слоев, механические свойства которых отличаются от свойств преобладающих пород. Сильные изменения в направлении осей напряжений установлены в отдельных участках внутри наиболее тонкослоистых пачек. Здесь появлялись разрывы и дополнительные складки во многом отличавшиеся от связанных с основным полем. Местные искажения основного поля имели характер областей нагнетания, выжимания или сдвигания (последние области подробно рассматриваются ниже в главе 33).

Местные кратковременные искажения основного поля обычно распространены на границах крупных складок, где они вызывались также временными изменениями направления относительного движения соседних складок. Следствием временных изменений знака движения складок считаются узкие длинные грабены и горсты. Особенно интересен пример участка, лежащего на границе Булакбетской антиклинали и Кызылсанской синклинали (фиг. 110). Здесь достоверно устанавливается много сменявшихся во времени напряженных состояний, одни из которых отличались повышенным всесторонним сжатием, другие – пониженным всесторонним давлением при значительных растягивающих напряжениях, вызывавших удлинения до 30%, с образованием многочисленных зияющих трещин. В полостях этих трещин сформировались жилы.

Расположение разрывов в пространстве в основном определялось тектоническим полем напряжений, но были отмечены отклонения от основной закономерности, связанные с влиянием ослабленных поверхностей древних разрывов в складчатом нижнепалеозойском основании. Некоторые древние разрывы обновлялись в верхнем палеозое. Так появились крупные широтные и более редкие меридиональные разрывы на Мынчабырской и Булакбетской антиклиналях, протягивающиеся в соседние синклинали.

Констатируя перечисленные соотношения между складками поперечного изгиба, действовавшими в них полями напряжений и возникавшими разрывами, во многих случаях трудно объяснить существование таких соотношений.

Прежде всего неясно, почему происходила последовательная смена трех типов основного поля напряжений. Возможно, такая смена свойственна

деформации поперечного изгиба, развивающейся при неизменной системе внешних сил, или это происходило из-за изменений системы внешних сил. Обратные движения антиклиналей показывают, что система внешних сил не была постоянной. Соответственно, до сих пор не решен вопрос о том, почему образование продольных сбросов и взбросов сменилось во времени развитием поперечных сбросов, а затем стали возникать поперечные сдвиги.

Следует выяснить, могли ли одновременно возникать продольные сбросы, наблюдаемые на сводах антиклиналей, и продольные взбросы, осложняющие крылья складок. Обычно считают, что взбросы и сбросы возникают при различной обстановке и не могут быть одновозрастными. В исследованных складках не найдено объективных признаков их разного возраста.

При рассмотрении юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали осталось неясным, в какой мере последующие деформации при подъеме антиклинали могли изменить первоначальный наклон продольных разрывов.

Нужно было окончательно убедиться в том, что основные поля напряжений в крупных складках связаны с деформацией поперечного изгиба.

Из полевых наблюдений не удалось сделать определенного вывода о том, как изменяется величина максимальных касательных напряжений и всестороннего давления в пределах складок поперечного изгиба. Не имея об этом ясного представления, нельзя предвидеть, какие места складок поперечного изгиба наиболее и какие наименее благоприятны для формирования гидротермальных рудных месторождений. Вместе с тем очевидно, что нельзя распространять на складки поперечного изгиба те представления о структурном контроле оруденения, которые основаны на данных по складкам продольного изгиба или продольного расплющивания.

Многие из перечисленных вопросов достаточно просты и требуют для своего разрешения лишь регистрации внешних сил, распределения напряжений, места и времени образования разрывов. При современном уровне моделирования тектонических явлений, когда существует оптический метод исследования напряжений, такие условия наблюдения свободно могут быть осуществлены на моделях. Поэтому на ряд вопросов ответы будут даны в конце следующей главы.

Глава 32

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ СКЛАДОК ПОПЕРЕЧНОГО ИЗГИБА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПЫТОВ

Постановка задач

После установления основной схемы траектории напряжений, действовавших в крупных складках, подтвердилось предположение о возникновении этих складок путем поперечного изгиба (см. главу 14, часть вторая, и главу 31). Соответственно в первую очередь на моделях следовало проверить, какое поле напряжений имеют складки, возникающие путем поперечного изгиба. Поскольку при поперечном изгибе моделей было получено такое же поле напряжений, какое установлено для природных складок, потребовалось провести несколько серий экспериментов. Они должны были показать, какие факторы и каким образом влияют на распределение напряжений при поперечном изгибе.

Для изготовления упругих и пластичных моделей существуют оптически активные материалы, не удовлетворяющие условиям подобия прочности. На этих моделях получались деформации и распределение напряжений, подобные природным, а разрывы не возникали. Модели позволяли предполагать, где должны быть разрывы, но видеть их было невозможно. Кроме того, оптическим методом исследовались лишь плоские деформации моделей.

Для того, чтобы удостовериться в совпадении разрывов с тем их положением и временем возникновения, которое логически следует из поля напряжений в прозрачных моделях, нами было исследовано много моделей из определенного сорта глины (часовъярской) с влажностью $44 \pm 2,5\%$ и из петролатума. Они удовлетворяли всем условиям подобия, в том числе прочности, однако не прозрачны и поэтому не дают возможности регистрировать распределение напряжений. На непрозрачных моделях исследовались как плоские, так и объемные деформации.

Таким образом, для испытания комплекса физических явлений, проявляющихся одновременно и совместно в природе, пришлось использовать модели двух типов. В соответствии с принципом сепарации на моделях каждого типа изучалась лишь часть интересующих нас явлений. Затем путем объединения выводов, относящихся к разным моделям, получали окончательное решение вопроса.

В связи с ограниченным сроком работы времени хватило на моделирование главным образом антиклинальных складок, привлекавших наибольшее внимание при поисках гидротермальных руд. Распределение напряжений и разрывов в синклиналиях можно было представить, опираясь на данные об антиклиналях.

Экспериментальное воспроизведение складок поперечного изгиба производилось в прошлом рядом исследователей. Из ранних работ наиболее значительна серия экспериментов, проведенных Т. А. Линком в 1927–1931 гг., в связи с тем, что для разведки нефтяных месторождений надо было выяснить соотношения между антиклиналями и осложняющими их разрывами. В ряде опытов он моделировал антиклинали, созданные в осадочной толще подъемом нижележащих глыб более хрупкого основания или пластичных масс гипсов. Условия подобия соблюдались при этом весьма не точно. Моделируя складки, развитые в Скалистых горах Северной Америки, Линк воспроизводил: песчаники – песком, связанным влажным цементом; гипсы – влажным гипсом, петролатумом и парафином. На куполах были получены системы концентричных и радиальных разрывов, часто наблюдаемых в поле.

Позднее много моделей антиклиналей поперечного изгиба из петролатума, влажной глины, пушечного масла и вазелина было испытано под руководством В. В. Белоусова (Белоусов, 1948, 1954; Черткова, 1950; Сычева-Михайлова, 1958).

Более полно обсуждаемый тип деформации был изучен на моделях автором совместно с И. М. Кузнецовой, Е. И. Чертковой и Ма-Цзинь (Гзовский, 1954б, 1958, 1960в, д). При этом впервые было исследовано распределение напряжений в моделях. Условия подобия были соблюдены более полно, чем у предыдущих исследователей, причем впервые удовлетворялись условия подобия для прочности. В больших сериях экспериментов было изучено влияние многих факторов, часть из которых в более ранних работах не подвергалась никакой проверке.

Условия проведения опытов

Условия подобия. Проведение экспериментов начиналось с характеристики природного процесса, выбора одних множителей подобия и вычисления остальных.

Учитывая, что природные складки имеют ширину от 0,5 (Центрально-Бозбутагская) до 3 км (Мынчабырская и Булакбетская), было решено моделировать их в геометрическом масштабе от 10^{-4} до 10^{-5} , т. е. от 1 : 10 000 до 1 : 100 000. Ширина складок при этом должна быть от 0,5 до 30 см. В моделях ширина складок изменялась в более узких пределах – от 3 до 12 см.

Следующей важнейшей характеристикой природного процесса является время, т. е. длительность роста складок, или однозначно связанная с геометрическими размерами и временем скорость их роста. Интенсивный рост складок поперечного изгиба происходил в Байджансайском антиклинории в течение верхнего турне и какой-то части верхнего палеозоя. На все это время приходится примерно 60 млн. лет. Следовательно, скорость подъема антиклиналей была больше средней скорости роста антиклинория. В четвертичном периоде, в тектоническом отношении похожем на верхний палеозой, в геосинклинальных областях современного складкообразования скорость подъема коры доходит до 10 см/год (верхний предел). Средняя скорость из-за многократных изменений знака движений всегда бывает меньше. Чем продолжительнее время осреднения, тем меньше средняя скорость. Для времени опускания геосинклинали в Байджансайском антиклинории установлены наибольшие средние (для 4–6 млн. лет) скорости 200 м в 1 млн. лет, т. е. 0,02 см/год (см. стр. 62, часть вторая). Во время общего поднятия антиклинория средняя скорость его движения должна была быть соизмеримой со скоростью при предыдущем опускании. Скорость движения антиклиналей внутри антиклинория была, несомненно, больше средней скорости движения антиклинория. Средняя скорость в течение отдельных промежутков времени, меньших чем 4–6 млн. лет, была заведомо больше, чем средняя для 4–6 млн. лет.

Из всего сказанного следует, что скорость подъема антиклиналей надо считать ограниченной двумя предельными величинами $0,02 \text{ см/год}$ и 10 см/год , которые отличаются одна от другой на три десятичных порядка. Действительное значение скорости, вероятно, было ближе к верхнему пределу, чем к нижнему.

Складки поперечного изгиба было решено создавать на моделях при заданной скорости их подъема, которая могла изменяться на три десятичных порядка от $0,2$ до 150 мм/мин . Множитель подобия скорости можно было принимать при этом от $5 \cdot 10^3$ до $5 \cdot 10^5$. Из произвольно и независимо выбранных множителей подобия расстояний (C_l) и скорости (C_v) вытекает, что множитель подобия времени (C_t) составляет от $2 \cdot 10^{-9}$ (когда 1 мин опыта соответствует 1000 годам) до $2 \cdot 10^{-10}$ (когда 1 мин эквивалентна 10 000 лет). Считая общую продолжительность интенсивного подъема складки заведомо меньшей, чем 60 млн. лет, нужно и опыт проводить меньше чем за 100 (или 1000) часов, т. е. меньше 4 (или 40) суток.

Важно, что в Байджансайском антиклинории слои в антиклиналях залегают не более чем на 2000 м выше, чем в синклиналях. Для создания такой разницы в высоте при скорости подъема $0,02 \text{ см/год}$ требуется 10 млн. лет, а при скорости 10 см/год нужно 20 000 лет. Значит, из общей продолжительности верхнего палеозоя 60 млн. лет на интенсивный рост складок можно отвести от 0,03 до 15% времени. Соответственно и на опыт должно уходить от 0,03 до 15% от 40 (или 4) суток. Иными словами, продолжительность опыта должна быть в пределах от 2 мин до 6 суток. Так как было указано, что скорость в природе скорее приближалась к своему верхнему пределу, а не к нижнему, продолжительность опыта нужно скорее приближать к нижнему пределу, чем к верхнему. Так выводится, что правильнее всего установить для продолжительности опытов время порядка минут или часов. В такое время укладывались все проведенные нами эксперименты.

В табл. 13 приведены соотношения между множителями подобия: геометрических размеров C_l , времени C_t , скорости C_v , напряжений C_r , вязкости C_η и разными скоростями тектонических движений в природе и в подобных моделях.

Пользоваться таблицей надо следующим образом: сперва найти горизонтальные строки, соответствующие диапазону скоростей изучаемых природных тектонических движений, выбрать вертикальный столбец с удобными множителями подобия геометрических размеров и времени и найти скорости движения в модели, которые можно считать подобными природным. Рамками отмечены скорости роста складок в моделях.

После того как независимо были выбраны множители подобия расстояний и времени, а затем был определен множитель подобия скорости, все остальные множители подобия вычислялись по формулам из главы 24. Поскольку ускорение силы тяжести в наших моделях оставалось без изменения, а плотность эквивалентных материалов в 2 раза меньше плотности горных пород (т. е. $C_g = 1$ и $C_p = 0,5$), каждый из остальных множителей подобия имеет только одно строго обязательное значение, указанное в табл. 13.

Материалы моделей. Следующий этап подготовки эксперимента заключался в выборе материала для модели, эквивалентного горной породе. В Байджансайском антиклинории складки поперечного изгиба герцинского возраста сложены карбонатными толщами, одни из которых слоисты, а другие массивны. Свойства этих толщ в первом приближении охарактеризованы в главах 19–21. В развитии складок основное значение имели пластические деформации и разрывы, зависящие в первую очередь от вязкости и прочности. Упругие свойства пород имели второстепенное значение. Соответственно, используя принцип избирательности моделей (см. стр. 125), мы считали необходимым прежде всего удовлетворить условиям подобия вязкости и прочности.

**Сопоставление скоростей природных тектонических движений
со скоростями движений в подобных моделях**

Скорость природных тектонических движений, см/год	Скорость движения моделей (мм/мин), подобная природной при множителях подобия			
	Независимо выбранных			
	$C_l = 10^{-4}$ (1 см ∞ 100 м) $C_t = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин ∞ 10000 лет) $C_v = 5 \cdot 10^5$ $C_r = 5 \cdot 10^{-5}$ $C_\eta = 10^{-14}$	$C_l = 10^{-5}$ (1 см ∞ 100 км) $C_t = 2 \cdot 10^{-9}$ (1 мин ∞ 1000 лет) $C_v = 5 \cdot 10^3$ $C_r = 5 \cdot 10^{-6}$ $C_\eta = 10^{-14}$	$C_l = 10^{-6}$ (1 см ∞ 10 км) $C_t = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин ∞ 10000 лет) $C_v = 5 \cdot 10^3$ $C_r = 5 \cdot 10^{-7}$ $C_\eta = 10^{-16}$	$C_l = 10^{-6}$ (1 см ∞ 10 км) $C_t = 2 \cdot 10^{-11}$ (1 мин ∞ 100000 лет) $C_v = 5 \cdot 10^4$ $C_r = 5 \cdot 10^{-7}$ $C_\eta = 10^{-17}$
14	140,0	1,4	1,4	14,0
10	100,0	1,0	1,0	10,0
5	50,0	0,5	0,5	5,0
3	30,0	0,3	0,3	3,0
2	20,0	0,2	0,2	2,0
1	10,0	0,1	0,1	1,0
0,5	5,0	0,05	0,05	0,5
0,2	2,0	0,02	0,02	0,2
0,1	1,0	0,01	0,01	0,1
0,02	0,2	0,002	0,002	0,02
	Глина с влажностью 44% моделирует слоистую осадочную толщу		Глина с влажностью 44% моделирует земную кору в целом	

* Вычисление множителей подобия производилось по следующим формулам;

$$C_v = \frac{C_l^2}{2C_\eta}; \quad C_r = \frac{1}{2}C_l; \quad C_\eta = \frac{1}{2}C_lC_t.$$

В табл. 14 дан перечень удовлетворяющихся условий подобия, указаны свойства горных пород, приведены вычисленные по условиям подобия механические свойства, которыми должны обладать материалы модели и фактически обладают бентонитовая глина и этилцеллюлоза.

Непрозрачные модели делались из бентонитовой глины, которая оказалась лучшим материалом. Модели лепились в форме брусков с прямоугольными сечениями прямо в приборе для их испытания. Правильную форму и гладкую поверхность моделям придавали ножом, смоченным в воде. На вертикальные грани модели краской наносились линии слоев. Для этого до модели дотрагивались натянутой нитью (шнурком), предварительно смоченной в краске. Во время опыта модель свободно лежала на полу прибора, боковые грани модели не соприкасались со стенками. Верхняя поверхность была свободна.

Прозрачные модели были двух типов – пластичные и упругие.

Прозрачные пластичные модели воспроизводили деформации, происходящие в течение длительного времени – многих миллионов лет. Они удовлетворяли перечисленным условиям подобия (кроме прочностей) и изготовлялись из пластичного 30-процентного

Таблица 14

Условия подобия при моделировании складок поперечного изгиба (пластичные модели)

Варианты условия подобия	Множители подобия		Механические свойства			
	выбраны независимо	вычислены по формулам	песчаников и известняков	модели по условиям подобия (теоретические)	модели из бентонитовой глины (теоретические)	модели из этилцеллюлозы (30%) в бензоловом спирте с дибутилфталатом
1	$C_l = 10^{-4}$ $C_\eta = 10^{-14}$ $C_g = 1$ $C_\rho = \frac{1}{2}$	$C_\tau = 5 \cdot 10^{-5}$ $C_t = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин \approx 10000 лет) $C_V = 5 \cdot 10^5$ $C_N = 2 \cdot 10^4$	$P_{1r} = 10^9$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 = 10^{20} \div 10^{21}$ нз $N \approx 0,02$ см ² /Г= $= 2 \cdot 10^{-5}$ см ² /Г	$P_{1r} = 5 \cdot 10^4$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 = 10^6 \div 10^7$ нз $N \approx 0,4$ см ² /Г	$P_{1r} = 10^3$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 = 10^{6,5}$ нз $N = 0,4$ см ² /Г	$(\eta_{III})_0 = 10^5 \div 10^9$ нз $N = 10^{-1} \div 10^{-2}$ см ² /Г
2	$C_l = 10^{-5}$ $C_\eta = 10^{-14}$ $C_g = 1$ $C_\rho = \frac{1}{2}$	$C_\tau = 5 \cdot 10^{-6}$ $C_t = 2 \cdot 10^{-9}$ (1 мин \approx 1000 лет) $C_V = 5 \cdot 10^3$ $C_N = 2 \cdot 10^5$	$P_{1r} = 10^9$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 = 10^{20} \div 10^{21}$ нз $N \approx 2 \cdot 10^{-5}$ см ² /Г	$P_{1r} = 5 \cdot 10^3$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 = 10^6 \div 10^7$ нз $N \approx 4$ см ² /Г	$P_{1r} = 10^3$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 = 10^{6,5}$ нз $N = 0,4$ см ² /Г	$(\eta_{III})_0 = 10^5 \div 10^9$ нз $N = 10^{-1} \div 10^{-2}$ см ² /Г

Таблица 15

Условия подобия при моделировании складок поперечного изгиба (упругие модели)

Множители подобия		Механические свойства			
выбраны независимо	вычислены по формулам	песчаников и известняков	модели по условиям подобия (теоретические)	модели из студня желатинины (25%) в водно-глицериновой смеси	модели из студня ацетилцеллюлозы в бензоловом спирте
$C_l = 10^{-5}$ $C_t = 1$ $C_g = 1$ $C_\rho = 1/2$	$C_G = C_P = C_\tau = 5 \cdot 10^{-5}$ $C_\eta = 10^{-5}$	$G = 10^{11} \div 10^{12}$ дин/см ² $P_{1r} = 10^9$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 = 10^{20} \div 10^{21}$ нз	$G = 10^5 \div 10^6$ дин/см ² $P_{1r} = 5 \cdot 10^3$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 = 10^{15} \div 10^{16}$ нз	$G = 10^5 \div 10^6$ дин/см ² $P_{1r} = 10^7 \div 10^8$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 = 10^9$ нз	$G = 10^5 \div 10^7$ дин/см ² $(\eta_{III})_0 \gg 10^9$ нз

раствора этилцеллюлозы в смеси бензилового спирта с дибутилфтолатом (см. табл. 14). Заранее приготовленный раствор разогревался до температуры около 80° для уменьшения его вязкости и вливался в кювету со съёмными стеклянными стенками, в которой проходил весь эксперимент. Давление на модель оказывалось через люки в полу кюветы. Опыт проводился после того, как модель остывала и была выдержана при заранее заданной температуре около 2–3 часов. Основная особенность этих моделей заключается в том, что распределение напряжений в них видно только тогда, когда деформации нарастают. При отсутствии движения в таких моделях напряжения быстро релаксируют и принимают гидростатическое распределение.

Прозрачные упругие модели связаны с изучением распределения напряжений в течение непродолжительного времени. В схематизированном виде процесс длительного деформирования состоит из многочисленных актов непродолжительного подъема складки, чередующихся с остановками ее роста и неподвижным состоянием. Суммарный результат длительного предыдущего развития складки передавался исходной формой модели. Такие модели изготовлялись из упругих студней желатины в водно-глицериновой смеси или студней ацетил целлюлозы в бензиловом спирте. Множитель подобия времени C_t был порядка единицы. Вязкость модели должна была быть высокой. Упругий студень, не испытывающий остаточных деформаций за время проведения опыта, в первом приближении подобен горным породам (табл. 15).

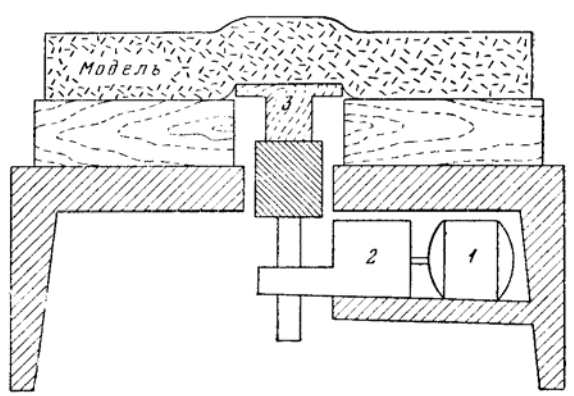
Раствор желатины или ацетилцеллюлозы до застудневания заливался между двумя параллельными стеклами в специальную форму, соответствующую будущей модели. После охлаждения и застудневания модель выдерживалась не менее 1–2 суток (описание технологии изготовления моделей см. Д. Н. Осокина, 1957, 1960, Д. Н. Осокина, Л. С. Гембицкий, 1962).

Вынутая из формы упругая модель помещалась между двумя вертикальными стеклами или около одного такого стекла. Поверхности стекол покрывались смазкой для ослабления трения модели о них. Во время испытания модели сообщалась только незначительная упругая деформация, которая не изменялась во времени. Она вносила лишь небольшое дополнительное изменение формы, соответствующее очередному кратковременному акту подъема антиклинали. Считается, что с течением времени такая упругая деформация в природе за счет ползучести превращается в остаточную деформацию, после чего следует очередной акт подъема. Благодаря тому, что форма этих моделей и распределение напряжений в них изменяются медленно, проведение опыта сильно упрощается, и на одной модели проводится много экспериментов.

Возможность испытания пластичных моделей появилась недавно, после того как нами были разработаны и достаточно изучены пластичные оптически активные материалы. Возможность испытания упругих моделей появилась раньше. Поэтому к настоящему времени больше исследовано упругих моделей, нежели пластичных. Последние были привлечены главным образом для контроля выводов, сделанных после испытания многочисленных упругих моделей.

Приборы для испытания моделей были разными, но общая схема их устройства одинакова. В полу кюветы, внутри которой располагается модель (или в пластине под свободно лежащей моделью), имеется отверстие такой формы, какая принята для глыбы, воздействующей на осадочный покров. Роль глыбы играет металлическая или деревянная деталь соответствующей формы – штамп. Она выдвигается снизу вверх через прорезь в полу кюветы и давит на нижнюю поверхность модели. Подъем штампа в одних приборах осуществлялся от руки рычагом или винтом, а в других – электромотором. Редуктор, помещенный между электромотором и штампом, позволяет изменять скорость подъема последнего (фиг. 118).

Во второй части работы были приведены факты, доказывающие, что глыбы нижнепалеозойских пород не были абсолютно жесткими. Они не только деформировали покров из среднепалеозойских отложений, но и сами испытывали пластические деформации. Поэтому, кроме жестких штампов, применялись также мягкие штампы. Иными словами, давление на нижнюю часть модели оказывалось бруском из легкодеформируемого материала (студня с меньшей, чем у модели, концентрацией желатины) или надувавшейся воздухом камерой из тонкой резины. Деформации моделей жестким и мягким штампами соответствуют двум предельным случаям. В природных условиях имеет место какой-то промежуточный между ними случай. Основные особенности деформаций, напряжений и разрывов, констатируемые в двух предельных случаях, распространялись нами и на промежуточные случаи.



Фиг. 118. Схема прибора для моделирования складок поперечного изгиба с заданной скоростью и историей движения:

1 – электромотор; 2 – редуктор, превращающий вращательное движение в поступательное с заданными направлением и скоростью; 3 – движущийся штамп

Прибор с установленной на нем исследуемой моделью снимался фотокамерой. Для испытания прозрачных моделей прибор ставится между поляризатором и анализатором оптической установки. Распределение напряжений в пластичных моделях во время движения фиксировалось киноаппаратом на цветную пленку.

Каждый опыт повторялся по 5–10 раз для получения надежных результатов.

ВЫЯСНЕНИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В СКЛАДКАХ ПОПЕРЕЧНОГО ИЗГИБА

Распределение напряжений в моделях антиклиналей поперечного изгиба четко выявляется поляризационно-оптическим методом. На фиг. 119 приведен пример модели из упругого студня желатины. На фотографии видна только нижняя часть складки, расположенная около давящего на нее снизу штампа. Ширина штампа в 6 раз меньше мощности деформируемой модели. Поэтому большинство изохром имеет форму окружностей, проходящих через края штампа. На фиг. 120 изображена целиком модель из упругого студня ацетицеллюлозы. Вследствие того, что ширина штампа соизмерима с мощностью этой модели, большинство изохром имеет форму замкнутых кривых, отходящих от углов штампа.

Фиг. 121 изображает модель с тремя одновременно растущими антиклиналями поперечного изгиба в пластичном растворе ацетицеллюлозы в бензиловом спирте. В каждой складке видны изохромы, соответствующие местам с повышенными касательными напряжениями.

На всех фотографиях видны черные полосы – изоклины, которые пересекают цветные изохромы. Другие черные полосы соответствуют оптически изотропным областям, в которых касательные напряжения равны нулю. Последние черные полосы не пересекаются с изохромами.

На всех прозрачных оптически активных моделях антиклиналей поперечного изгиба, изготовленных из пластичных (фиг. 122, а) и упругих (см. фиг. 122, б – ж) материалов и деформированных жесткими (см. фиг. 122)

и мягкими (фиг. 123) штампами, было отчетливо установлено, что в пределах складки существует две группы участков с повышенными значениями максимальных касательных напряжений.

Первая группа состоит из двух нижних максимумов, каждый из которых расположен в основании крыла складки около края штампа (глыбы).

Вторая группа состоит из максимумов в верхней части складки.

На моделях было исследовано влияние ряда факторов на распределение напряжений.

Влияние мощности. Если мощность модели близка к ширине глыбы или больше нее, два верхних максимума сближаются и объединяются в один, расположенный на своде около оси антиклинали, (см. фиг. 122, е). Если мощность модели меньше ширины поднимающейся глыбы, максимумы напряжений разделяются и располагаются в верхних частях крыльев складки (см. фиг. 122. д).

В нижней части ядра антиклинали находится минимум величины касательных напряжений, являющийся вместе с тем максимумом всестороннего сжатия.

В главе 21 было показано, что разрывы могут возникать при разной величине разрушающих напряжений (растягивающих или касательных). Однако разрывы появляются раньше там, где напряжения сильнее. Поэтому в складке поперечного изгиба одни разрывы должны расти снизу вверх из нижних максимумов напряжений в нижних частях крыльев, а другие – сверху вниз из верхних максимумов напряжений.

Следует предполагать, что раньше всех возникают растущие снизу вверх разрывы в нижних частях крыльев вблизи от углов поднимающейся глыбы, так как здесь напряжения самые высокие. Разрывы, растущие сверху вниз из верхних максимумов напряжений, при большой мощности толщи (по сравнению с шириной глыбы) должны зарождаться и быть наиболее многочисленными на своде около оси складки (фиг. 122, в, з).

При малой мощности толщи такие разрывы, вероятно, развиваются сверху вниз от верхних частей крыльев (см. фиг. 122, д).

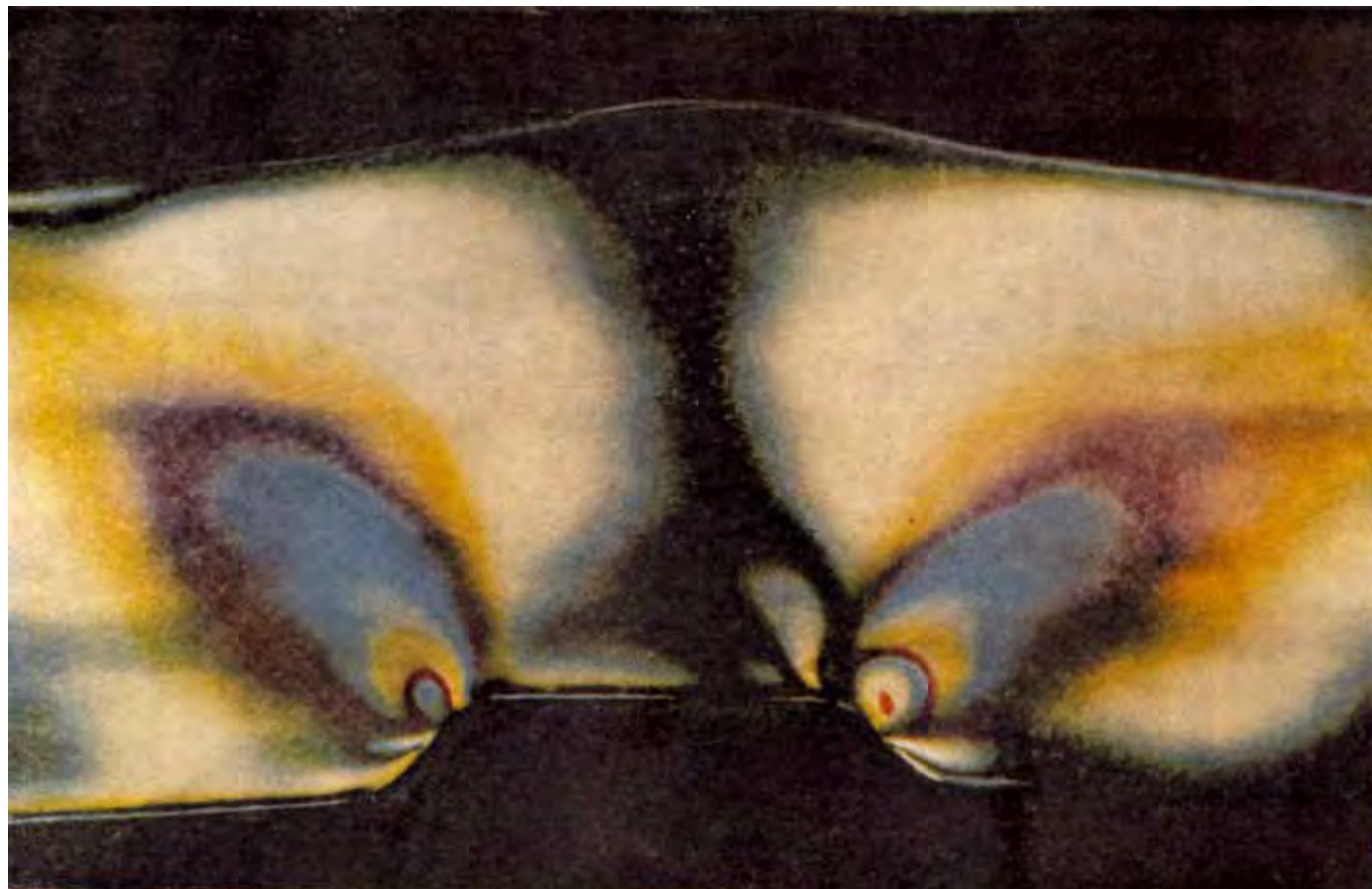
Влияния формы складок. На сильно поднятой складке в верхних частях крыльев напряжения оказываются более сильными, чем в осевой зоне (см. фиг. 122, б). Следовательно, на поздних стадиях роста складки разрывы должны развиваться главным образом на крыльях.

Влияние дополнительного горизонтального сжатия. Горизонтальное сжатие модели, даже если его величина недостаточна для образования складок, оказывает влияние на распределение напряжений и разрывов в складке поперечного изгиба. Оно способствует формированию надвигов на крыльях складки, причем их поверхности должны становиться все более пологими по мере приближения к верхней поверхности модели. Это следует из того, что траектории взбросового типа на крыльях складки становятся выпуклыми в сторону оси складки. Области с повышенными касательными напряжениями изменяют свою форму. В пределах верхней части крыльев складки они удаляются от ее осевой поверхности (см. фиг. 122, е).

Влияние слоистости. При разделении моделей на крупные слои, которые мало связаны один с другим, повышенные касательные напряжения действуют преимущественно в средней части складки. Большая часть каждого слоя испытывает растяжение, имеющее наибольшую величину около выпуклой поверхности слоя рядом с шарниром складки. Область сжатия, которая обычно при изгибе бывает с вогнутой стороны слоя, при поперечном изгибе очень мала или отсутствует, так как местное сжатие алгебраически суммируется с общим растяжением слоя. Эта особенность поля напряжений при поперечном изгибе должна способствовать большему развитию трещин и концентрации рудных тел около выпуклых поверхностей слоев (см. фиг. 122, ж), тогда как для продольного изгиба были констатированы обратные соотношения.

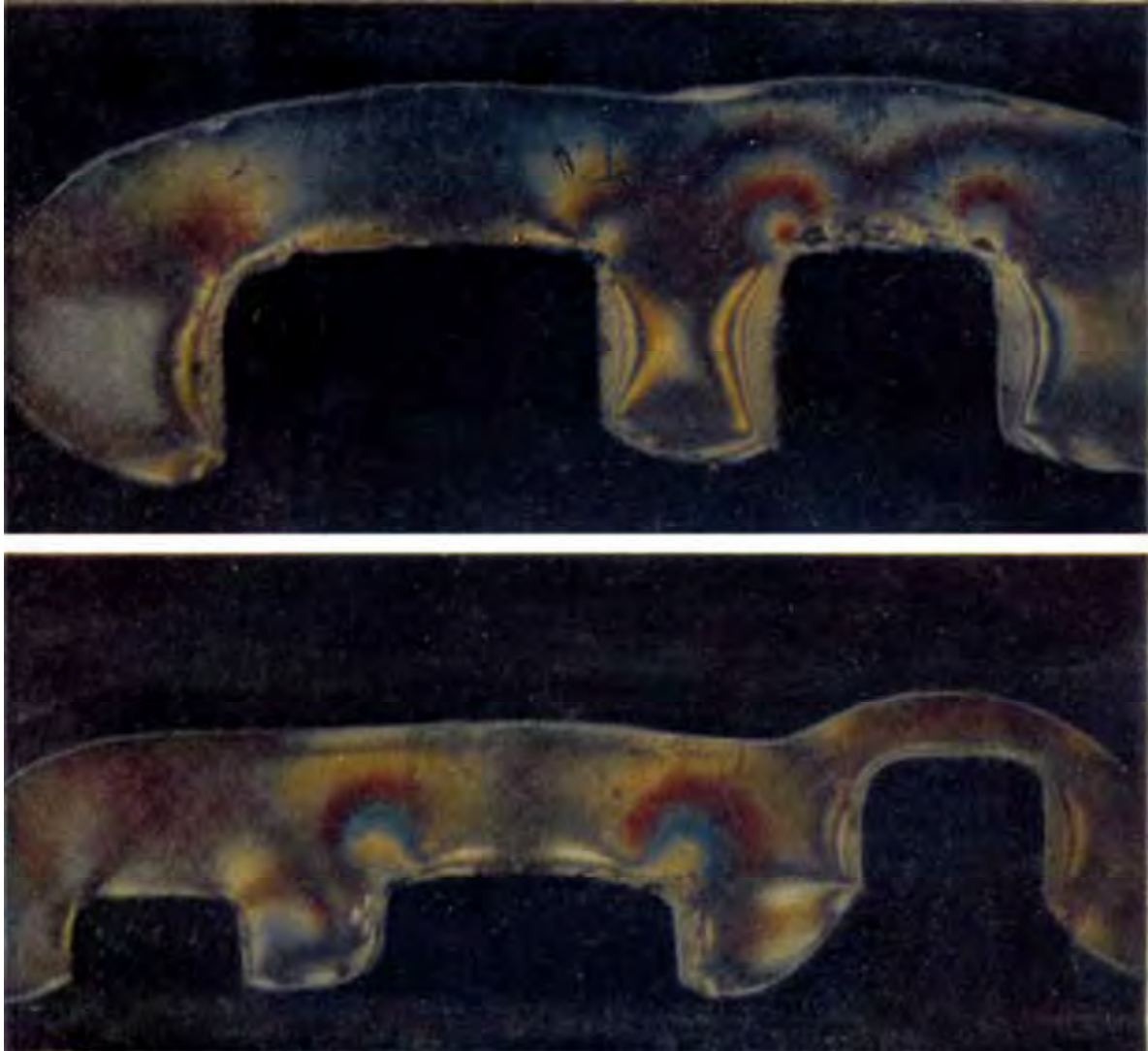


Фиг. 119. Фотография изохром и изоклин в модели слабо развитой антиклинали поперечного изгиба из упругого студня желатины.
Ширина жесткой глыбы, деформирующей толщу, много меньше мощности последней

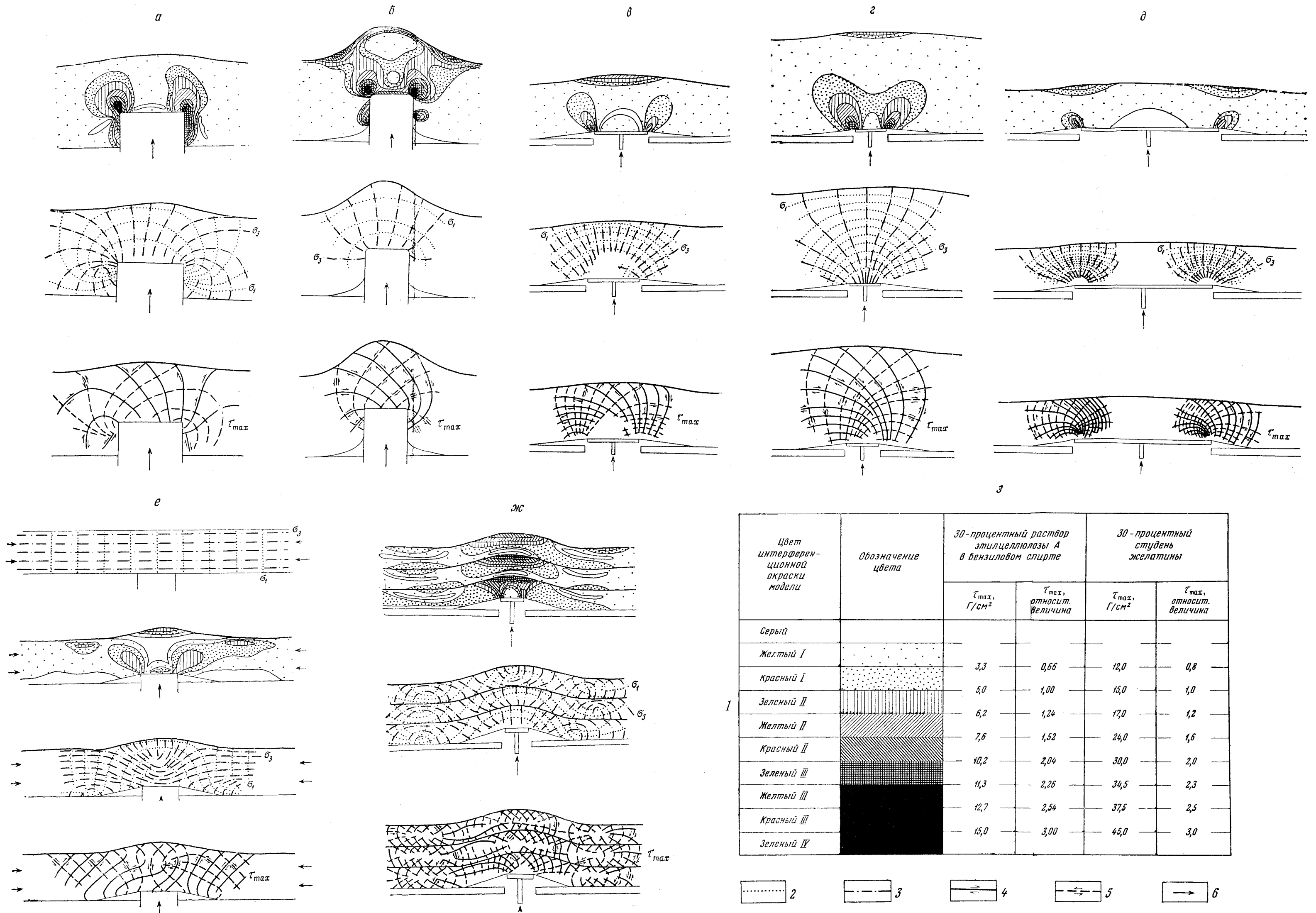


Фиг. 120. Фотография изохром и изоклин в модели значительно развитой антиклинали поперечного изгиба из упругого студня ацетицеллюлозы.

Ширина жесткой глыбы, деформирующей толщу, соизмерима с мощностью последней

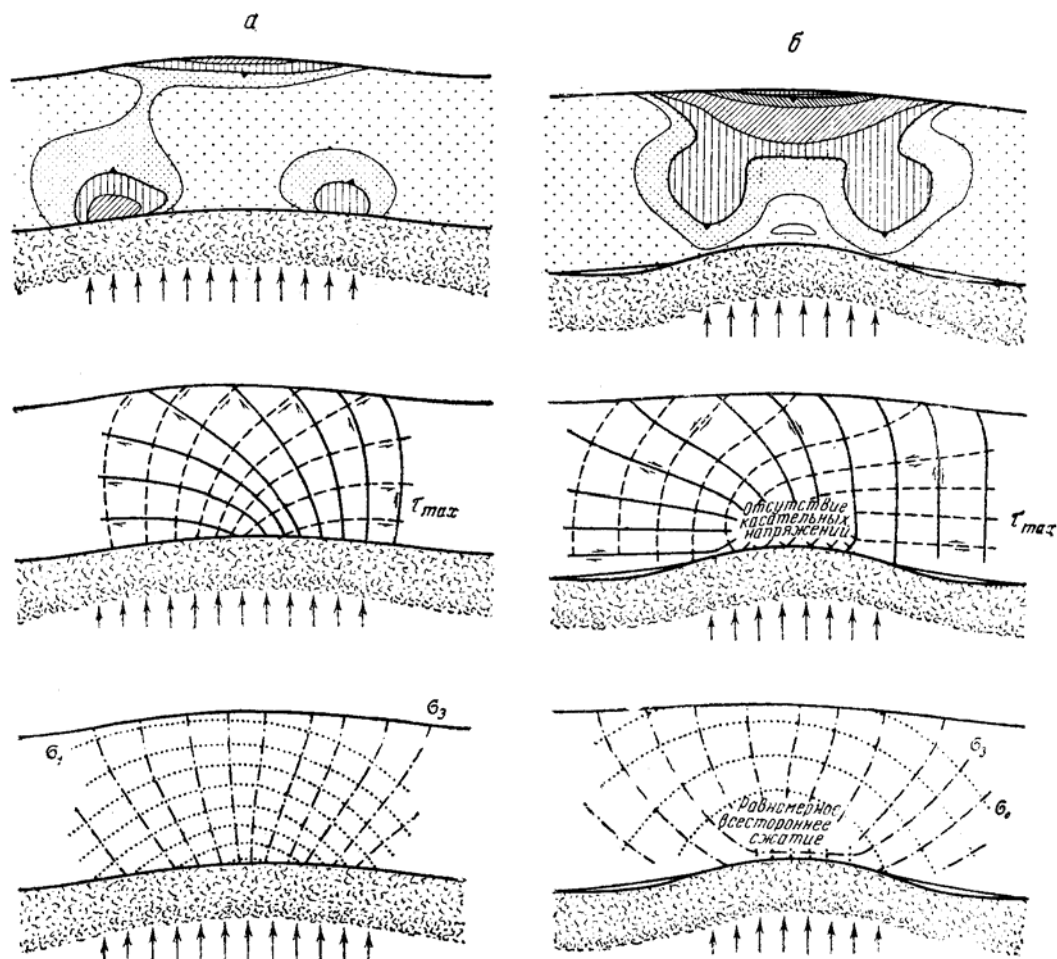


Фиг. 121. Фотография изохром и изоклин в модели с двумя одновременно растущими анти-клиналями поперечного изгиба из пластичного раствора этилцеллюлозы в бензиловом спирте.
Жесткие глыбы, деформирующие толщу, движутся с различной скоростью: чем больше скорость – тем больше число изохром



Фиг. 122. Распределение напряжений в моделях складок поперечного изгиба:

а - пластичная модель из 30-процентного раствора этилцеллюлозы в бензиловом спирте; б - ж - упругие модели на желатиновых студнях; з - условные обозначения к изображению моделей: 1 - динамооптическая таблица для сопоставления интерференционных окрасок с величиной напряжений: 2 - траектории алгебраически максимальных главных нормальных напряжений σ_1 ; 3 - траектории алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 ; 4 - траектории правых максимальных касательных напряжений $+\tau_{max}$; 5 - траектории левых максимальных касательных напряжений $-\tau_{max}$; 6 - активные усилия



Фиг. 123. Распределение напряжений в упругих моделях из желатинового студня при образовании антиклиналей поперечного изгиба под действием мягкого штампа:

a – при отсутствии скольжения вдоль границы модели с основанием; *б* – при свободном скольжении вдоль этой границы. Условные обозначения см. на фиг. 122

Влияние механических свойств штампа. При использовании мягкого штампа, который деформируется легче, чем исследуемая часть модели, участки крыльев с повышенным значением максимальных касательных напряжений оказываются более широкими и расположенными несколько выше, чем при жестком штампе. Поскольку у мягкого штампа нет углов, в модели нет мест с особенно высокими напряжениями. Распределение касательных напряжений в пределах максимумов их величины более равномерное, чем при жестком штампе. Траектории максимальных касательных напряжений при мягком штампе располагаются таким образом, что на крыльях они преимущественно имеют направление сбросов, а не взбросов, как при жестком штампе (фиг. 123).

Поскольку в природных условиях штамп не является абсолютно жестким или абсолютно мягким, надо считать распределение напряжений в природных складках промежуточным между теми полями, которые наблюдаются на моделях с жестким и мягким штампами.

Во всех моделях антиклиналей поперечного изгиба траектории главных нормальных напряжений имеют такое же направление, какое было

установлено в поле в тех крупных антиклиналях, которые были отнесены к складкам поперечного изгиба. В моделях направления алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) образуют веер, расходящийся вверх в пределах каждой антиклинали. Траектории алгебраически максимальных напряжений (σ_1) близки по направлению к слоистости и имеют антиклинальную форму. В складках продольного сжатия направления траекторий были обратными (главы 29 и 30).

В каждой части складки разрывы сколового типа должны быть по направлению близки к траекториям главных касательных напряжений, отклоняясь от них на угол $(45 - \alpha)$, где α – угол скальвания (см. главу 21). Поэтому траектории главных касательных напряжений в первом приближении совпадают с формой разрывов. Эти траектории располагаются в нижней части каждого крыла в виде веерообразного пучка таким образом, что одни из них соответствуют взбросам, а другие сбросам. По направлению вверх они приобретают выпуклость в сторону относительно опущенной глыбы. Около свода они принимают вид сбросов. При этом в средней части крыла кроме крутопадающих имеются и пологие траектории.

Перечисленные результаты были получены автором вместе с И. М. Кузнецовой. Часть опытов была проведена автором совместно с Е. И. Чертковой. Сходные опыты, выполненные затем А. М. Сычевой-Михайловой (1958) в МГУ, дали такие же результаты.

Задача дальнейших исследований заключается в том, чтобы узнать, какие условия необходимы для появления разрывов, соответствующих той или иной части траекторий. Для этого требуется всесторонний контроль за условиями, в которых деформируются модели.

ВЫЯСНЕНИЕ СИСТЕМ РАЗРЫВОВ В СКЛАДКАХ ПОПЕРЕЧНОГО ИЗГИБА

На непрозрачных моделях из влажной глины было проведено два исследования.

Первое исследование

В исследовании, выполнявшемся автором вместе с Е. И. Чертковой, соблюдалась общая длительность каждого опыта, соответствующая условиям подобия. Подъем складки осуществлялся вручную (рычагом) без строгого регулирования скорости движения штампа.

Плоские модели. На плоских однородных моделях наблюдалась последовательность развития осепродольных разрывов.

Если складка создавалась подъемом жесткой глыбы, то в нижней части она принимала угловатую коробчатую форму, совпадающую с формой глыбы. В вышележащих слоях резкие изгибы слоев постепенно сменялись все более плавными, и влияние формы глыбы исчезало. При удалении вверх на одну ширину глыбы наблюдались концентрические изгибы слоев. Ширина антиклиналей по мере перехода к более высоким слоям постепенно увеличивалась. Границы участка с антиклинальным залеганием слоев расходились вверх от краев глыбы с наклоном около 70° к горизонту. Поэтому, наблюдая в природе антиклиналь, имеющую ширину b на поверхности земли, нужно считать, что складка не может продолжаться на глубину больше $2b$, если она относится к обсуждаемому типу.

При достаточно большой мощности деформируемой модели подъем нескольких глыб, расположенных на небольшом расстоянии одна от другой, приводил к образованию в нижней части модели нескольких антиклиналей с разделяющими их синклиналями. Вследствие расширения этих антиклиналей кверху, на некоторой высоте они соприкасались и у поверхности модели формировался один объединяющий их свод.

Первая группа разрывов наблюдалась на крыльях складки. Они возникали на глубине около краев глыбы, деформирующей модель (фиг. 124, а, б). По мере движения глыбы разрывы разрастались кверху (см. фиг. 124, в, г).

В одних случаях разрывы были вертикальны или имели крутой наклон в сторону относительно опускавшихся глыб, т. е., поднимаясь, они сближались в пределах антиклиналей и расходились в синклиналиях. Такие разрывы являлись сбросами.

В других случаях наклон разрывов был обратный и они расходились кверху в антиклиналях. Эти разрывы относились к взбросам. Такие природные разрывы в прошлом часто считались доказательством того, что осложненные ими антиклинали возникли в результате действия горизонтальных сжимающих усилий. Образование данных разрывов при вертикально действующих усилиях считалось физически невозможным. Однако эксперименты с моделями доказали ошибочность этого мнения (см. фиг. 124, а). Это очень важно для объяснения происхождения основных складок Байджансайского антиклинория.

В третьих случаях крутопадающие разрывы на крыльях складки имели форму кривых поверхностей, обращенных выпуклостью в сторону относительно опускающихся глыб.

На крыльях складки, кроме крутопадающих разрывов, развивавшихся снизу вверх, часто удавалось наблюдать пологие, иногда почти горизонтальные поверхности скалывания. Висячие крылья их обычно смещены по направлению к оси антиклинали (см. фиг. 124, б).

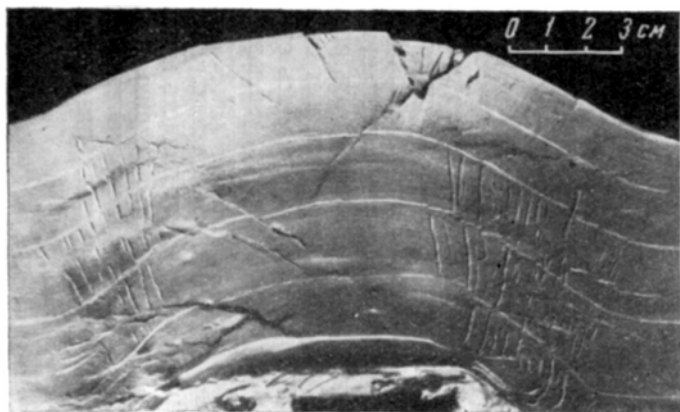
Вторая группа разрывов сосредоточена на своде складки, часто около ее оси. Они состоят из одних только сбросов, наклоненных в двух направлениях с противоположными азимутами (см. фиг. 124, а, б).

Таким образом, на моделях в антиклиналях поперечного изгиба фиксируется именно та совокупность разрывов, которая ожидается на основании поля напряжений в оптически активных моделях. Важно, что эта совокупность совпадает с комплексом продольных разрывов, осложняющих основные крупные складки в Байджансайском антиклинории, которые, по нашему мнению, возникли в результате поперечного изгиба.

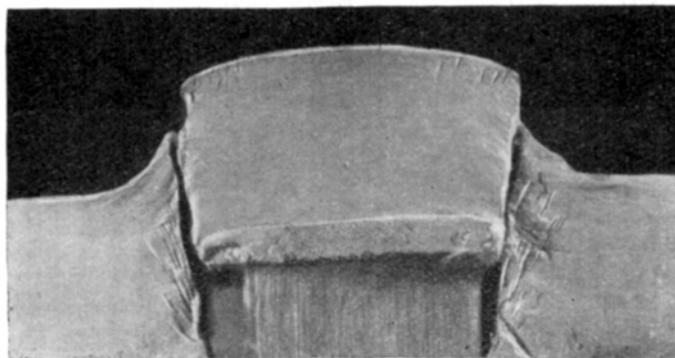
На моделях хорошо видно, что взбросы, растущие на крыльях снизу вверх, и сбросы, разрастающиеся на своде сверху вниз, развиваются в общем одновременно. Это согласуется с данными полевых исследований и заставляет отказаться от широко распространенного мнения, будто сбросы и взбросы не могут возникать одновременно в пределах одного и того же района.

Несколько опытов было проведено нами на моделях из материалов, обладающих много меньшей прочностью на отрыв, по сравнению с прочностью на скалывание (влажный абразивный порошок, студень желатины, студень ацетицеллюлозы). При этом вместо сколов возникали отрывы (фиг. 125). Это подтверждало существование в антиклиналях поперечного изгиба не только сжимающих, но и растягивающих напряжений. Одни отрывы разрастались сверху вниз со свода в сторону штампа. Они слабо искривлялись таким же образом, каким искривлены траектории алгебраически минимальных напряжений (σ_3), параллельно которым должны быть расположены поверхности отрыва. Другие отрывы зарождались в нижних частях крыльев и оттуда разрастались в наклонном направлении, удаляясь от оси антиклинали по мере подъема вверх. Угол их наклона кверху уменьшался и доходил до нуля. Это направление также строго соответствует траекториям, полученным на прозрачных оптически активных моделях.

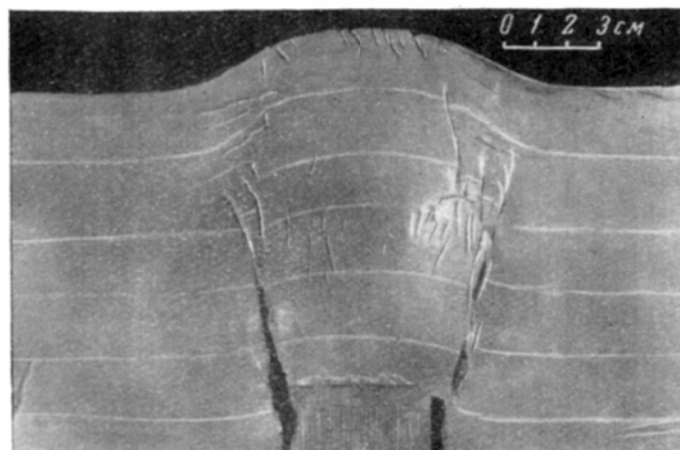
Это еще раз подтверждает то, что можно правильно предвидеть место и направление развития разрывов, опираясь на физическую теорию разрушения, принятую в главе 21 и располагая данными о распределении напряжений в оптически активных моделях, не испытывающих разрушения.



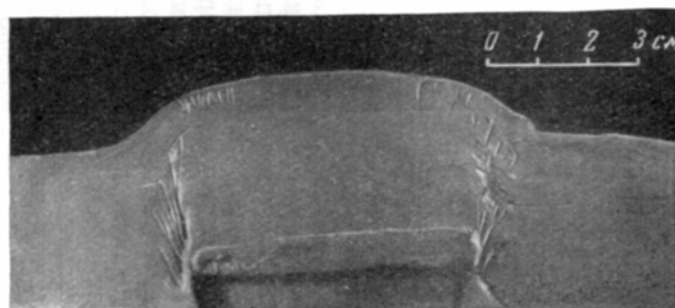
б



з



а



б

Фиг. 124. Система разрывов, осложняющие модели антиклиналей поперечного изгиба из влажной глины:

а, б – осепродольные разрывы при давлении на складку снизу со стороны жесткого (*а*) и мягкого (*б*) штампа, ширина которого не превышает мощности деформируемой толщи; *в, з* – последовательные стадии развития осепродольных разрывов на крыльях антиклинали (мощность деформируемой толщи меньше ширины давящего штампа)

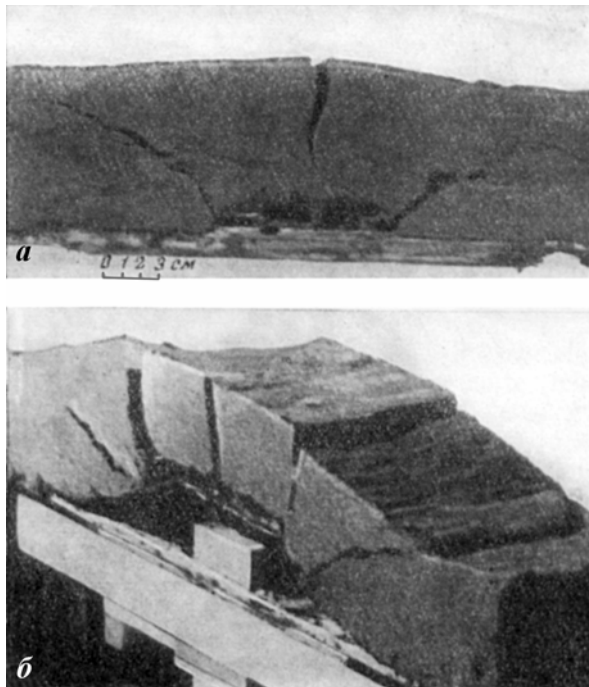
На моделях из влажной глины было установлено, что морфология разрывов сильно зависит от механических свойств штампа, т. е. от деформируемости тела, оказывающего давление на модель. Если оно не жесткое и само легко деформируется, то давящая его поверхность принимает круглую форму и передает давление более равномерно, чем жесткая глыба. Участки развития разрывов на крыльях охватывают большее пространство и разрывы распределяются более равномерно, чем при жесткой глыбе.

Объемные модели. Антиклинали поперечного изгиба в моделях из влажной глины создавались мягким штампом – надувавшейся резиновой камерой. На них наблюдались все перечисленные системы разрывов, имеющих простирание, параллельное оси складки. После образования этих продольных разрывов складка оказывалась разделенной как бы на ленты, параллельные ее оси. При дальнейшем подъеме антиклинали ленты отходили одна от другой, не вызывая большого напряжения в материале. Однако увеличение длины и кривизны каждой ленты в продольном профиле складки сопровождалось усилением продольного растягивающего напряжения. Поэтому понятно, почему на

поздней стадии роста антиклинали в моделях появлялись разрывы, поперечные к оси складки и к более ранним продольным разрывам (фиг. 126). Новые осепоперечные разрывы являются мелкими сбросами и сбросо-сдвигами.

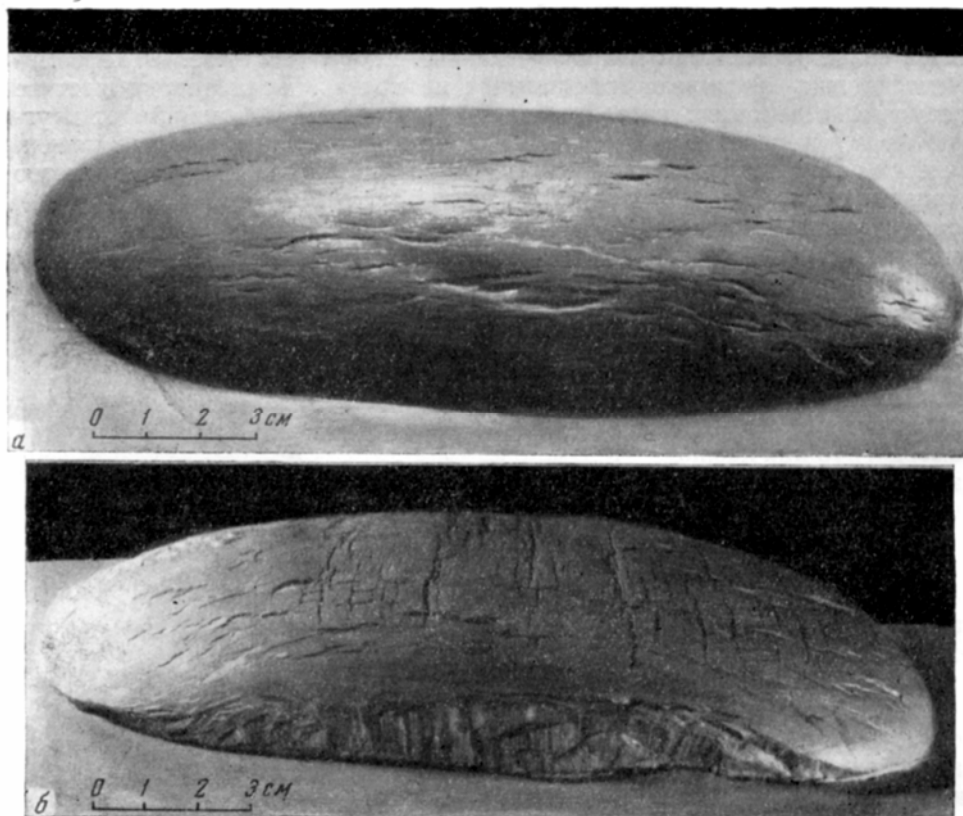
Появление осепоперечных сбросов аналогично образованию горизонтальных отрывов на поверхности пластичного кубика, сильно сжатого в вертикальном направлении, после того, как кубик рассекался наклонными трещинами скалывания (см. фиг. 20, *и*). Аналогия заключается в том, что в обоих случаях внешние силы остаются неизменными, а поле напряжений сильно изменяется вследствие значительной пластической деформации и появления ранних разрывов. Поэтому поле напряжений, вызывающее ранние разрывы, качественно отличается от поля напряжений, порождающего поздние разрывы.

Данный случай важен для объяснения причин появления осепоперечных разрывов на антиклиналях в Байджансайском антиклинории. Вместе с тем он является основанием для общего утверждения, что появление разрывов с новым простиранием не является еще достаточным признаком изменения величины или направления сил, деформирующих значительный



Фиг. 125. Разрывы в моделях антиклиналей поперечного изгиба из влажного абразивного порошка:

а – отрывы; *б* – сочетание отрывов со сколами при наличии прокладки между моделью и ее основанием



Фиг. 126. Последовательное развитие осепродольных (а) и осепоперечных (б) разрывов в объемных моделях антиклиналей поперечного изгиба из влажной глины

участок земной коры. При этом констатируется изменение во времени напряжений в пределах участка развития разрывов, тогда как за пределами данного участка силы могут оставаться неизменными.

Второе исследование

Проведенное автором совместно с Ма-Цзинь исследование непрозрачных моделей складок поперечного изгиба отличалось от предыдущих экспериментов тем, что модели впервые испытывались в полностью контролируемых физических условиях при заданной постоянной скорости роста складки. На моделях изучалось влияние скорости и роста складки на комплекс осложняющих ее разрывов. Оказалось, что эти факторы имеют большое значение.

В результате испытания 140 однородных непрозрачных моделей из влажной глины удалось внести лишь незначительные дополнения в основную, ранее установленную схему распределения разрывов. Эта схема полностью соответствует тому, что известно о напряженном состоянии других – прозрачных – моделей. Однако непосредственное наблюдение за разрывами на моделях из влажной глины дало возможность рассмотреть ряд новых вопросов.

Общая схема распределения разрывов. При постоянной скорости движения жесткого штампа, создающего антиклинальную или синклиналиную складку, над краем штампа возникало две группы разрывов.

Первая группа разрывов располагалась вблизи края штампа в нижней части модели. Она состояла из крутонаклоненных и вертикальных взбросов, причем, чем ближе был расположен разрыв к относительно поднятой части модели, тем он был круче и тем позже возникал.

Обычно место наибольшего смещения по разрывам постепенно мигрирует в сторону относительно поднятой части модели. Одновременно прекращается или почти прекращается смещение по ранним взбросовым поверхностям. Поэтому у более молодых разрывов наклон круче, чем у древних.

В эту же группу входят сопряженные со взбросами пологозалегающие поверхности скальвания. Эти разрывы возникают преимущественно по одну сторону от вертикальной плоскости, проходящей через край штампа – со стороны относительно опущенной части модели.

Во время роста складки происходит постепенное разрастание крутых разрывов первой группы в направлении их восстания, а пологих – в обоих направлениях.

Вторая группа разрывов зарождалась несколько позже, но развивалась одновременно с первой. Это – сколы, разрастающиеся от той части верхней поверхности модели, где находится переход от крыла складки к наиболее высоко расположенной части модели. У антиклиналей этим местом является переход от свода к крылу, у синклиналей – внешняя граница складки. Сколы данной группы являются сбросами двух сопряженных направлений, одни из которых возникают в большем числе, чем другие. Все разрывы второй группы находятся по другую сторону от только что упомянутой вертикальной плоскости – со стороны относительно поднятой части модели. Они разрастались в сторону своего падения.

Длительное время между разрывами двух указанных групп сохраняется постепенно сужающаяся слабонарушенная область.

Выполаживание крутопадающих взбросов. По мере роста складки крылья ее поворачиваются, приобретая все более крутой склон. В наибольшей степени изменение наклона слоев на значительном протяжении по падению заметно в верхних частях крыльев. Вместе со слоями здесь поворачиваются уже возникшие поверхности небольших взбросов. Они искривляются и становятся более пологими. Отмечено, что явление выполаживания взбросов сильнее проявляется при малой скорости подъема антиклинали, чем при большой скорости. Кроме того, на поздних стадиях развития складок поперечного изгиба около вогнутой поверхности модели в основании крыла взбросы разрастаются под меньшим углом к горизонту, чем в начале своего развития. Так, у взбросов появляется форма, напоминающая карниз (фиг. 127, а и фиг. 130, а).

Выполаживание взбросов вблизи от дневной поверхности было отмечено в поле на нескольких антиклиналях, оно отражено в профилях (см. фиг. 57, из второй части данной работы). Аналогичная форма взбросов достоверно установлена различными исследователями в ряде мест в Средней Азии и на Кавказе.

При изучении напряжений в прозрачных моделях было установлено, что выполаживание взбросов может происходить в случае, если на складку поперечного изгиба действует дополнительное слабое горизонтальное сжатие (см. фиг. 122, е). Однако в данном случае такого горизонтального сжатия нет.

По мнению некоторых геологов (Белоусов, 1960а,в), выполаживание взбросов возникает вследствие гравитационного расплывания поднятой части антиклинали. Однако в наших моделях такого расплывания поднятых участков заведомо не происходило. Они могли стоять, не изменяя своей формы, до тех пор, пока не возобновлялось движение штампа. Таким образом, эти модели доказывают, что выполаживание взбросов по направлению их восстания может возникать без участия гравитационного расплывания.

Условия, необходимые для образования пологих разрывов. Складки поперечного изгиба, созданные при экспериментах, проведенных при малой скорости роста (около 1 и 0,2 мм/мин), осложнялись на крыльях не только крутопадающими, но и многочисленными пологими разрывами (см. фиг. 127, а).

При промежуточных значениях скорости результаты роста оказывались промежуточными (табл. 16). При большой скорости подъема штампа (около 150 и 30 мм/мин) складки осложнялись только крутыми разрывами первой группы. Пологих поверхностей скалывания на крыльях не возникало (см. фиг. 127, б).

Таблица 16

Условия и результаты испытания моделей складок поперечного изгиба.
Влажность глины $44,2 \pm 2,5\%$; мощность образца 6 см; ширина штампа 8,8 см; подъем штампа 3 см

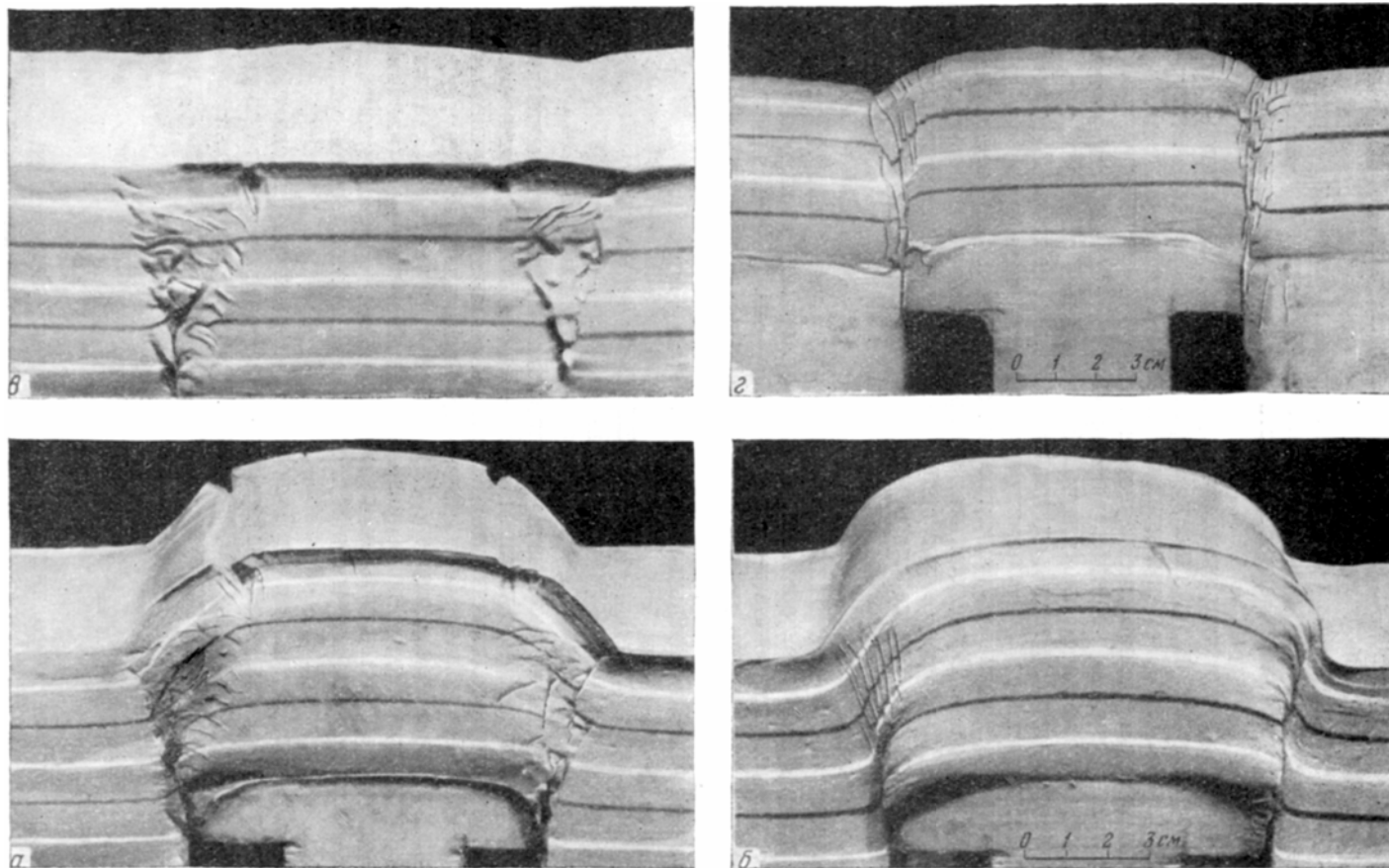
Условия						Результаты				
Скорость движения штампа, мм/мин	Величина градиента скорости, которую следует умножить на 10^{-4} gradV , сек ⁻¹	Эффективная вязкость $\eta_{ш}$, тз	Величина произведения $\eta_{ш}$ gradV , тз · сек ⁻¹	Продолжительность подъема	Общее число опытов	Число опытов, при которых образовались пологие разрывы	Число крутых разрывов после подъема штампа		Средняя амплитуда крутого разрыва, мм	Ширина зоны разрывов на верхней поверхности модели, мм
							среднее	приходится на 1 сек (M)		
140	770	$0,0245 \cdot 10^3$	1,89	13	14	0	48±5	3,7±0,4	0,6	50
30	150	$0,09 \cdot 10^3$	1,35	60	17	0	30±1	0,5±0,01	1	45
6	30	$0,275 \cdot 10^3$	0,825	300	21	6	20±2	0,07±0,007	1,5	40
1	6	$1,044 \cdot 10^3$	0,63	1800	18	18	13±1	0,007±0,0005	2,3	35
0,2	1	$4,7 \cdot 10^3$	0,47	9000	8	8	5±1	0,0005±0,0001	6	25

Объяснение зависимости пологих разрывов от скорости подъема складки вытекает из физической теории прочности, приведенной в главе 21. До начала роста складки на модели в пределах ее крыльев наносились различно ориентированные линии. Во время развития складки направление этих линий изменялось по-разному: вертикальные линии почти не изменяли наклон, горизонтальные – сильно его изменяли. В результате выяснилось, что в пределах крыла складки поперечного изгиба деформация близка к простому сдвиганию в вертикальном направлении.

В главах 33–35, посвященных простому сдвиганию, показывается, что при такой деформации равные друг другу по величине главные касательные напряжения действуют по двум мысленным плоскостям. Одна из них в крыльях складки поперечного изгиба должна быть вертикальна, другая – горизонтальна. Вертикальные плоскости в модели остаются почти вертикальными длительное время, а горизонтальные – не долго сохраняют свое первоначальное направление. Значит, на вертикальных плоскостях в модели максимальные по величине касательные напряжения действуют дольше, чем на плоскостях, временно оказывающихся в горизонтальном положении. Поэтому разрывы преимущественно образуются вдоль крутонаклоненных поверхностей, отклоняющихся от вертикальной плоскости на угол $(45-\alpha)$, где α – угол скалывания.

С уменьшением скорости роста складки увеличивается длительность пребывания плоскости в положении, близком к горизонтальному. Значит, увеличивается длительность действия на них высоких касательных напряжений и появляется больше пологих сколов, чем при большой скорости роста складки.

Ширина зон возникновения разрывов. На моделях было замечено, что от скорости роста складки зависит ширина зон, в которых возникают разрывы



Фиг. 127. Модели антиклиналей поперечного изгиба из влажной глины при подъеме и опускании: а – малая и б – большая скорости подъема, в – малая и г – большая скорости опускания

указанных выше первой и второй групп. Ширина зоны развития разрывов первой группы, (при мощности образца 6 см, ширине штампа 8,8 см и амплитуде поднятия штампа 3 см) в случае скорости движения штампа 140 и 30 мм/мин достигает 5–50 мм. При снижении скорости до 1 и 0,2 мм/мин она уменьшается до 35 и 25 мм.

Эти данные хорошо согласуются с тем, что на прозрачных пластичных моделях всегда хорошо видно расширение зон действия высоких напряжений по мере увеличения скорости роста складок поперечного изгиба (см. табл. 16).

Ширина зоны развития разрывов второй группы, наблюдающихся на верхней поверхности модели, линейно возрастала по мере увеличения мощности модели от 2 до 6 см при ширине штампа 8 см, скорости движения 5,6 мм/мин и определенной высоте подъема складки.

Связь между числом разрывов, величиной касательных напряжений и градиентом скорости на крыле складки. Эксперименты показали, что при разной скорости роста складки и одинаковой величине ее подъема (например при подъеме штампа на 3 см) регистрируется различное число разрывов.

Возрастание скорости роста складки сопровождается увеличением числа однотипных разрывов. Во всех опытах на крыльях возникали крутые разрывы, тогда как пологие в быстро поднимавшихся моделях отсутствовали. Поэтому мы сопоставляли со скоростью только число крутых разрывов, появлявшихся в одном крыле складки и имевших протяженность по падению от 2,5 до 5 см (см. табл. 16).

Увеличение числа однотипных разрывов при росте скорости подъема складки имеет физическое объяснение, если опираться на изложенную в главе 21 теорию возникновения разрывов, учитывающую зависимость прочности от длительности действия напряжений. Длительность действия напряжений ∂ , необходимая для подготовки разрыва определенного типа, связана с величиной касательных напряжений (τ_{\max}) формулой

$$\partial = \partial_1 e^{\frac{P_{1\tau} - \tau_{\max}}{\zeta}}, \quad (1)$$

где $P_{1\tau}$ и ζ – величины, характеризующие прочностные свойства материала, e – основание натурального логарифма; ∂_1 – единица измерения времени.

Из формулы следует, что среднее число N разрывов определенного типа, приходящееся на единицу времени, можно получить, взяв величину, обратную ∂ , умноженную на постоянную безразмерную величину N_1 , которая равна среднему числу параллельных разрывов заданной величины (например, длиной около 1 см³), возникающих в единице объема (в 1 см³) в той части модели, где касательные напряжения достигают величины, равной условно мгновенной прочности.

Таким образом, в среднем на 1 см³ однородно напряженного объема должно приходиться такое число разрывов N , которое зависит от прочностных свойств материала ($P_{1\tau}$, ζ , N в данных условиях всестороннего давления и температуры) и от величины максимальных касательных напряжений τ_{\max} :

$$N = \frac{N_1}{\partial} = N_1 e^{\frac{\tau_{\max} - P_{1\tau}}{\zeta}}. \quad (2)$$

Значит, логарифм среднего числа разрывов, приходящихся на единицу времени, должен быть прямо пропорционален величине максимальных касательных напряжений:

$$\ln N = \frac{\tau_{\max}}{\zeta} + C. \quad (3)$$

Под C подразумевается сумма постоянных величин, зависящих только от прочностных свойств материала:

$$C = \ln N_1 - \frac{P_{1r}}{\zeta}. \quad (4)$$

Согласно (3) логарифм числа разрывов должен быть прямо пропорционален величине максимальных касательных напряжений.

Во время опытов было установлено, что в крыле складки поперечного изгиба скорость деформации D (с точностью в пределах одного порядка) пропорциональна величине градиента скорости V вертикального движения верхней поверхности

$$D \approx \Phi |\text{grad} V|, \quad (5)$$

где Φ – безразмерный коэффициент пропорциональности.

Из экспериментов, проведенных И. М. Кузнецовой с пластичными оптически активными моделями, известно, что Φ порядка единиц и часто близок к 6.

Теперь можно выразить величину максимальных касательных напряжений через величину градиента скорости и вязкость материала η_{III} . Для этого используется основная зависимость, связывающая напряжения τ_{\max} со скоростью деформации D с помощью коэффициента вязкости η_{III} :

$$\tau_{\max} = \eta_{III} \cdot D. \quad (6)$$

На основании соотношения (5) в формулу (6) вместо скорости деформации на глубине подставляется величина градиента скорости движения верхней поверхности модели. Там находится, что

$$\tau_{\max} \approx \Phi \eta_{III} |\text{grad} V|. \quad (7)$$

Эта формула неоднократно привлекалась для оценки напряженного состояния недр по данным о тектонических движениях поверхности земной коры (Гзовский, 1960б, 1962). Наконец, подставляя последнее выражение для напряжений в уравнение для логарифма числа разрывов (3), приходим к окончательному уравнению

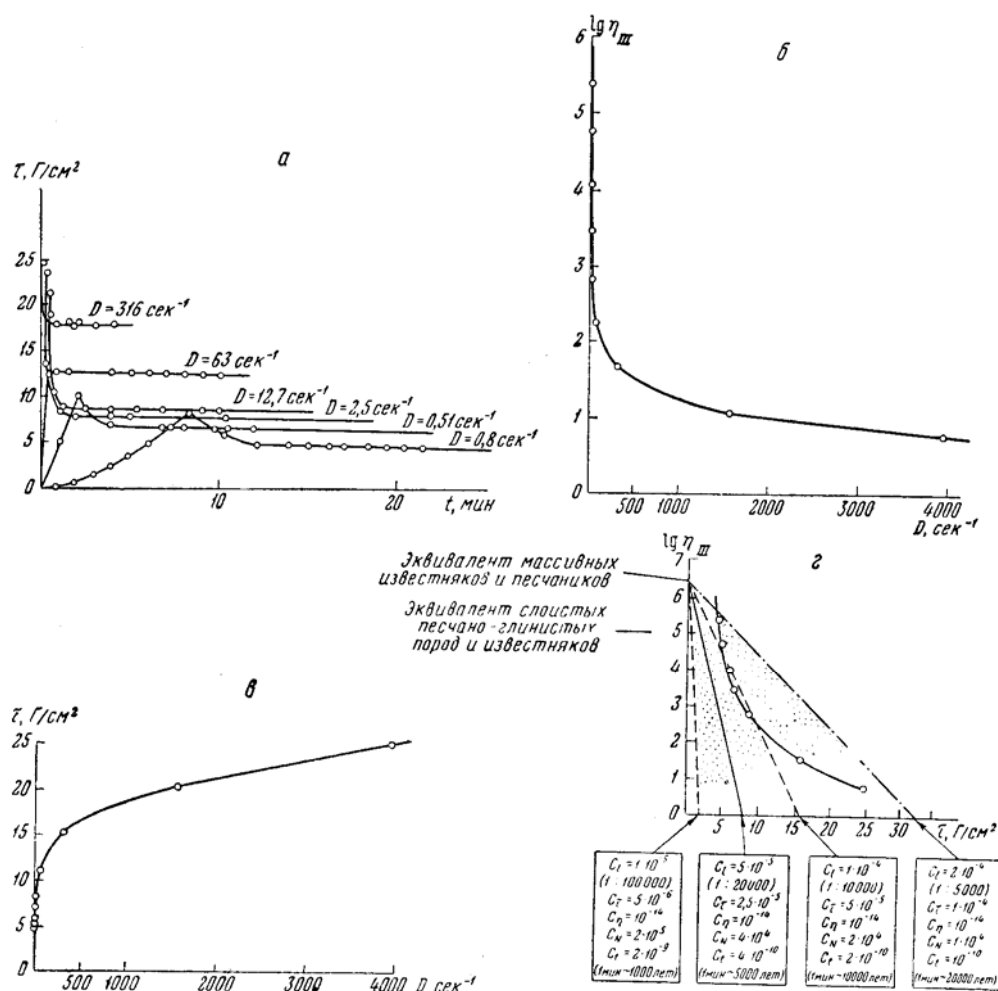
$$\ln N \approx \frac{\Phi}{\zeta} \eta_{III} |\text{grad} V| + C. \quad (8)$$

Это уравнение является формальным следствием из физической теории возникновения разрывов, учитывающей зависимость прочности от длительности действия напряжений. Оно показывает, что логарифм среднего числа N разрывов, возникающих в единицу времени, должен быть прямо пропорционален произведению коэффициента эффективной вязкости η_{III} на величину градиента скорости $|\text{grad} V|$ вертикальных движений в крыле крупной складки поперечного изгиба. Речь идет о коэффициенте эффективной вязкости потому, что с увеличением градиента скорости, а значит и напряжений, происходит снижение вязкости. Поэтому каждой величине градиента скорости соответствует свое – эффективное значение вязкости.

Для того чтобы теоретически выведенное соотношение (8) сопоставить с фактическими данными о моделях, было сделано следующее.

Вначале исследовали вязкость материала модели. На вискозиметре создавалась определенная постоянная скорость деформации и регистрировались напряжения при установившемся во времени режиме (фиг. 128, а). По этим фактическим данным строились графики: соотношений между скоростью деформации и логарифмом вязкости (см. фиг. 128, б); соотношений

между скоростью деформации и величиной максимальных касательных напряжений (см. фиг. 128, в); соотношений между величиной касательных напряжений и логарифмом вязкости (см. фиг. 128, з). Последний график был использован также для выяснения того, насколько удовлетворяются условия подобия. Он наложен на заштрихованное на диаграмме поле, указывающее теоретические требования к материалу модели в определенных диапазонах множителей подобия.



Фиг. 128. Соотношения между вязкостью, скоростью деформации и величиной максимальных касательных напряжений в часовъярской гле (влажность $44 \pm 2,5\%$) (по М. В. Гзовскому и Ма Цзинь):

а – зависимость касательных напряжений (τ) от времени (t) при постоянной скорости деформации (D); б – зависимость вязкости (η_{III}) от скорости деформации (D); в – зависимость касательных напряжений (τ) от скорости деформации (D); з – прямые изменения логарифма вязкости ($\lg \eta_{III}$) от величины касательных напряжений (τ), которыми должны обладать эквивалентные материалы при различных множителях подобия (C_l , C_T , C_η , C_N , C_t), и кривая вязкости глины

Формула (5) и график 128, б позволили найти, какие величины эффективной вязкости соответствуют каждому значению градиента скорости.

Затем скорость подъема свода складки (V) разделили на ширину (l) зоны, включающей деформирующееся крыло складки (в горизонтальном направлении вкост простирания крыла) и нашли величины градиента

скорости

$$|\text{grad}V| = \frac{V}{l} . \quad (9)$$

Последние были затем умножены на соответствующие им значения эффективной вязкости и включены в табл. 16.

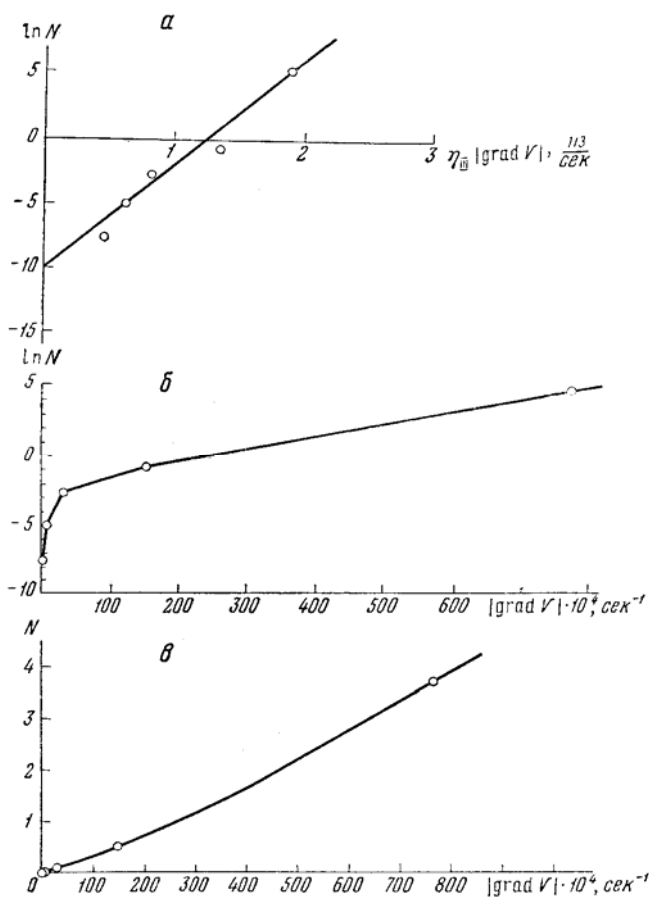
На фотографиях моделей подсчитали числа крутых разрывов величиной от 25 до 50 мм, зарегистрированных при разной скорости роста складки после

подъема штампа на 3 см. Эти числа разделили на продолжительность подъема модели. Так было найдено среднее число N возникающих разрывов, приходящееся на единицу времени, а также логарифм этого числа.

Получившиеся величины $\ln N$, а также произведения $\eta_{III}|\text{grad}V|$ были нанесены на график фиг. 129, а и включены в табл. 16. На фиг. 129, а точки расположились таким образом, что они могут быть объединены одной прямой линией. Непосредственное сопоставление градиента скорости с логарифмом числа разрывов или с самим числом выражается криволинейными графиками (см. фиг. 129, б, в).

Таким образом, констатируется та приблизительно линейная зависимость логарифма среднего числа разрывов (N) от величины градиента скорости (V) движений в крыле, умноженной на вязкость η_{III} , которая следует из используемой нами теории прочности и выражена в уравнении (8). Это качественное подтверждение выводов из теории представляется нам весьма важным результатом.

В будущем необходима количественная проверка теории, выраженной уравнением (8). Угловым коэффициентом графика (см. фиг. 129, а) равен Φ/ζ , т.е. отношению двух величин, представляющих большой интерес при различных способах физической интерпретации полевых геологических данных. Из графика следует, что в данном случае величина Φ/ζ около 8, т.е. порядка единиц. Из других исследований на прозрачных моделях известно, что Φ также порядка единиц. Следовательно, нужно ожидать, что и коэффициент ζ у использованной влажной глины тоже порядка единиц. Это легко проверить в дальнейшем при лабораторных опытах. Если получится хорошее



Фиг. 129. Различные варианты сопоставления числа разрывов (N), градиента скорости $|\text{grad}V|$ и вязкости материала (η_{III}) на крыльях моделей антиклиналей поперечного изгиба

схождение результатов, то по данным о плотности расположения разрывов в природе удастся приближенно оценивать величину коэффициента ζ для больших масс горных пород. Из фиг. 129, а легко определить, что входящая в уравнения (3) и (8) величина $C = 10$. Используя соотношение (4) и располагая более точными данными о величинах P_{1r} и ζ , можно найти логарифм N_1 . Величину этого логарифма возможно установить и путем непосредственных измерений на моделях.

Таким образом, можно утверждать, что имеются реальные перспективы нахождения числовых значений всех величин, входящих в приведенные выше формулы. Сперва это удастся сделать для моделей, а затем для природных объектов.

Сейчас можно опираться на качественное совпадение результатов экспериментов с теоретически обоснованными представлениями. Это дает дополнительные возможности при решении ряда геологических и геофизических вопросов

1. Используя величину градиента скорости (измеренную на поверхности по геологическим данным), можно приближенно судить о величине напряжений, действующих (или действовавших) на глубине внутри крыла складки. При этом мы опираемся на уравнение (7). Следует иметь в виду, что коэффициент вязкости изменяет свою величину вместе с градиентом скорости. Поэтому возрастание градиента скорости сопровождается не линейное, а более медленное увеличение касательных напряжений (см. фиг. 129, в).

2. Наблюдая как изменяется в пространстве средняя плотность расположения однотипных разрывов, можно судить об изменении в пространстве величины напряжений, основываясь при этом на выражении, получаемом из уравнения (3),

$$\tau_{\max} = \zeta (\ln N - C). \quad (10)$$

Это выражение относится к разрывам одного типа, образовавшимся за одинаковое время при одном механизме деформации, в одних и тех же породах. Такая интерпретация возможна, если заранее установлено, что обсуждаемая закономерность распространяется на рассматриваемые разрывы. На примере подобных пологих разрывов первой группы мы убедились, что могут встречаться исключения из выраженного формулой (10) правила, вытекающие из физической теории возникновения тектонических разрывов, приведенной в главе 21.

3. Можно приближенно оценить величину всестороннего давления внутри крыла крупной складки поперечного изгиба, так как имеются определенные соотношения между величинами максимальных касательных напряжений и всестороннего давления σ_m в этих структурных условиях.

М. В. Гзовским (1962) приводится приближенное выражение

$$\sigma_m \approx \sigma_g - \frac{2}{3} \eta_{III} \Phi |gradV|, \quad (11)$$

где σ_g – вертикальные нормальные напряжения, возникающие за счет веса вышележащих пород. Величина σ_m вычисляется для нижних частей крыльев тех поднятий и прогибов, которые создаются путем поперечного изгиба.

4. При поисках и разведке месторождений полезных ископаемых и решении инженерно-геологических вопросов рекомендуется использовать величину градиента скорости движений на крыле складки поперечного изгиба для предварительного суждения о числе разрывов, возникающих на глубине в пределах крыла складки. В основу приближенных расчетов может быть положена выведенная выше формула (8), в которой число разрывов N зависит от величины градиента скорости тектонических движений поверхности над крылом складки $|gradV|$, величина Φ – порядка единиц; постоянная C и коэффициент ζ зависят от прочностных свойств горных пород и

могут быть вычислены по формуле (4) после испытания пород на прочность. Наибольшие затруднения возникают сейчас в связи с определением эффективной вязкости η_{III} . Разработка методов ее измерения весьма важна не только для решения данной задачи, но и для других тектонофизических исследований.

Средняя амплитуда отдельного разрыва. Поскольку с ростом скорости констатировалось увеличение числа крутых разрывов первой группы, которое отмечалось при одной и той же величине смещения штампа, оказывалось, что суммарная амплитуда смещения по всем разрывам была приблизительно одинаковой. Значит, при большей скорости роста складки, когда возникало больше разрывов, средняя амплитуда перемещения по каждому разрыву была меньше, чем при меньшей скорости роста складки. Результаты соответствующих измерений на моделях и последующих вычислений приведены в табл. 16.

Условия, необходимые для возникновения шовных горстов и грабен на крыльях складок. В результате анализа полевых данных в главах 14 (часть вторая) и 31 мы предположили, что узкие длинные горсты и грабены на крыльях крупных складок поперечного изгиба, ограниченные почти параллельными крутопадающими разрывами, возникли вследствие изменений знака вертикальных движений складок. Задача экспериментов заключалась в проверке физической реальности такого процесса.

Опыты проводились на моделях с различной шириной штампа по отношению к мощности деформируемой толщи; подъем и опускание складок велись со скоростями, указанными в табл. 16.

Одни эксперименты начинались с подъема антиклинали, завершавшегося образованием горст-антиклинали. Затем штамп опускался с определенной скоростью и горст-антиклиналь постепенно оседала вниз до исходного положения (см. фиг. 127, 130, а, в) или превращалась в грабен-синклиналь (фиг. 130, а, б).

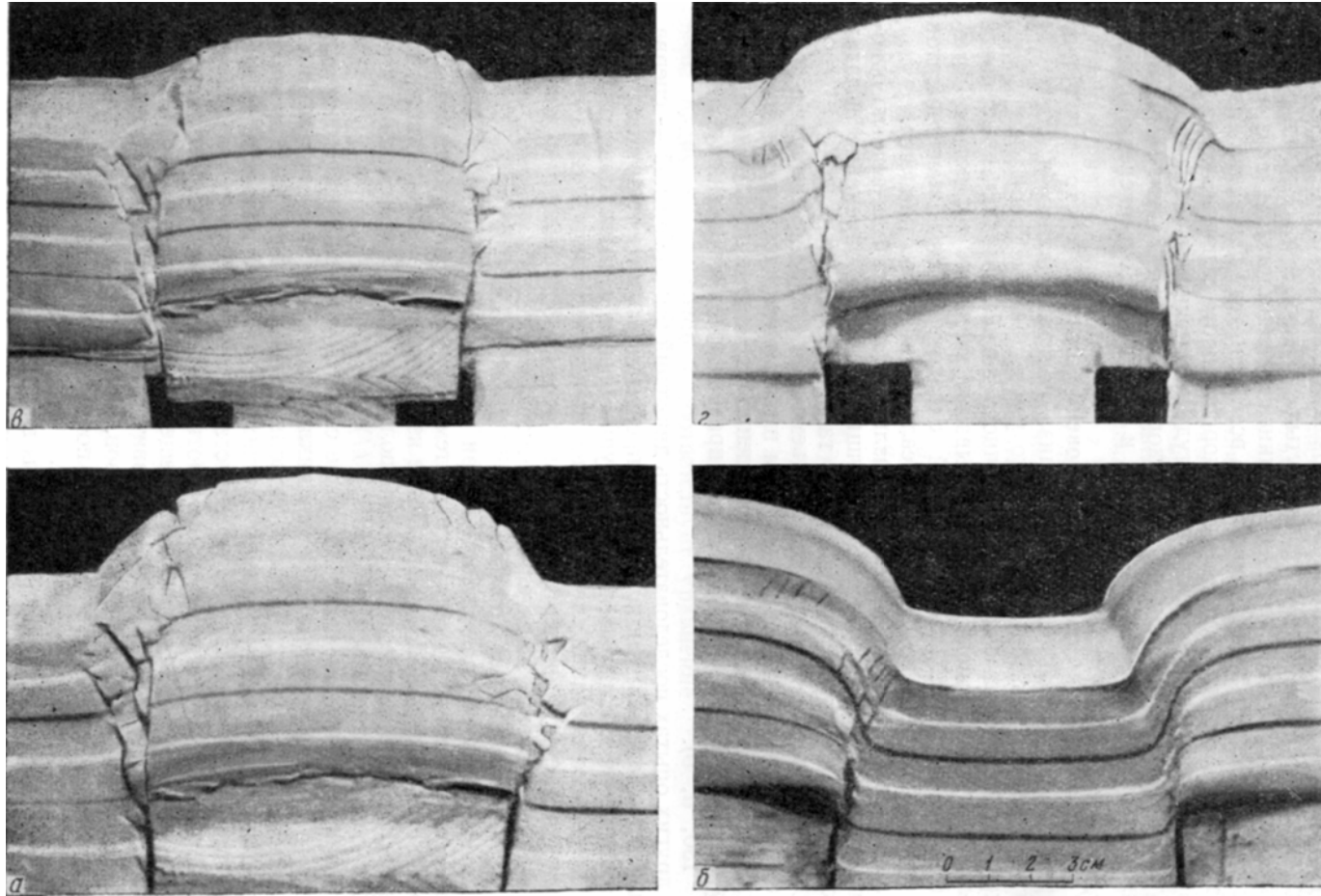
В других опытах последовательность движений была обратной – сперва создавалась грабен-синклиналь, а она превращалась в горст-антиклиналь.

С физической точки зрения эти две группы опытов не имеют существенного различия, если ширина складки больше мощности модели, так как тогда развитие разрывов происходит в каждом крыле самостоятельно и определяется направлением относительного смещения соседних участков, разделенных рассматриваемым крылом.

Во время первой половины опыта, при непрерывном движении складки в одном направлении, формируется система разрывов, описанная выше и изображенная на фиг. 131, I и II. После изменения направления движения штампа и развития складки во второй половине опыта одновременно происходят два явления (см. фиг. 131, III).

Во-первых, залегание слоев на крыле складки с течением времени становится более пологим и приобретает наклон, обратный первоначальному. Одновременно появляются мелкие дополнительные складки. Вместе со слоями поворачиваются и разрывы, возникшие в первой половине опыта. Крутопадающие взбросы первой группы становятся при этом сначала более крутыми, а затем получают наклон в противоположную сторону. Одновременно по этим разрывам происходят смещения в направлении, противоположном тому, которое было во время развития разрывов в первой половине опыта. В результате амплитуда разрывов, созданная в первой половине опыта, в течение второй его половины постепенно уменьшается, а затем нарастает с противоположным знаком.

Во-вторых, появляются новые разрывы в соответствии с обычной схемой их расположения, но связанные с новым направлением перемещения. Положение новых разрывов первой и второй групп во второй половине опыта оказывается зеркальным по отношению к возникшим в первой половине опыта. Плоскость симметрии проходит вертикально через границу штампа.



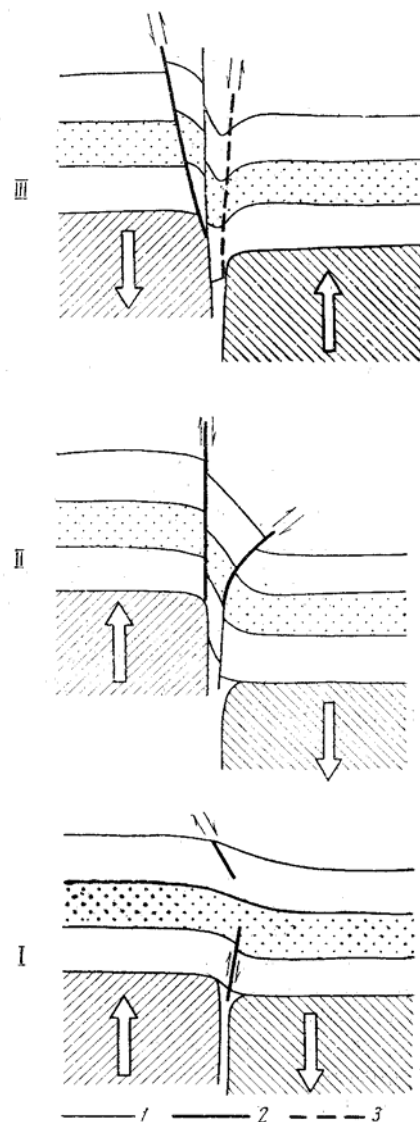
Фиг. 130. Модели антиклинали (а) и синклинали (б) поперечного изгиба и результаты последующего опускания антиклинали (в) и подъема синклинали (г)

К моменту возвращения штампа в исходное положение разрывы оказываются развитыми более или менее симметрично по отношению к границе штампа (см. фиг. 127, в; 130, в, г).

Зона их распространения расширяется кверху. Внутри нее имеются нарушения двух возрастов, в каждом возрасте по четыре обычных типа. Поэтому внутренняя структура зоны разрывов сложна и сильно отличается от остальных слабонарушенных частей модели. Вероятно, такие зоны можно будет рассматривать в будущем как аналоги некоторых из известных крупных природных зон смятия или дробления, с которыми связаны многие гипогенные месторождения полезных ископаемых. Для этого следует провести специальное исследование и сопоставить природные зоны смятия с возникающими на моделях.

Несмотря на множество нарушений в зонах разрывов, в моделях часто наблюдаются общие закономерности их строения. Они бывают более просто построены при большой скорости движений складки, когда пологие разрывы первой группы не возникают. К концу первой половины опыта складки приобретают морфологию горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, у которых каждое крыло имеет ступенчатую или чешуйчатую структуру с одним преимущественным направлением смещения по разрывам (см. фиг. 127, б). Во второй половине опыта при обратном движении складки новые смещения долгое время не успевают уничтожить первоначальное смещение. Одновременно по новым разрывам начинает нарастать амплитуда с новым знаком смещения. Поэтому на крыле наблюдаются параллельные, расположенные рядом разрывы с незначительными отличиями в углах падения, по которым слои смещены в противоположных направлениях. В результате зона разрывов оказывается узкой ступенчатой грабен-синклиналью или горст-антиклиналью. Нередко внутри нее происходит чередование узких грабенов и горстов; на поверхности модели над зоной разрывов чаще всего возникает узкое ограниченное разрывами понижение (см. фиг. 127, г). Но бывают модели, на которых зоны разрывов представлены на поверхности узкими поднятиями (см. фиг. 130, г).

Описанные нарушения можно называть шовными, используя термин уже применявшийся многими исследователями (см., например, Петрушевский, 1955).



Фиг. 131. Схема последовательных стадий (I, II, III) формирования шовных грабен-синклинали и горст-антиклинали

Разрывы: 1 – развившиеся на предыдущей стадии; 2 – развивающиеся и местами поворачивающиеся на данной стадии; 3 – образовавшиеся в прошлом и обновленные на данной стадии с обратным направлением смещения крыльев

Шовная грабен-синклиналь (или горст-антиклиналь), расположенная на границе крупных складок, обычно имеет асимметричную форму.

Во многих случаях при оседании горст-антиклиналей поперечного изгиба наблюдались асимметричные шовные грабен-синклинали, у которых внешнее крыло (т. е. наиболее удаленное от оси крупной антиклинали) уже чем внутреннее крыло (см. фиг. 127, а). При обратной последовательности движений, когда грабен-синклиналь превращается в горст-антиклиналь, у шовной грабен-синклинали более узким оказывалось внутреннее крыло. Следовательно, узкое крыло шовной грабен-синклинали в обоих случаях располагалось со стороны первоначально относительно опущенного участка.

Если эта закономерность в дальнейшем подтвердится, ее можно будет использовать для установления истории движений крупных складок поперечного изгиба.

Шовные горст-антиклинали и грабен-синклинали возникают не сразу после начала обратного движения. Они достигают наиболее четкого выражения при определенной величине обратного перемещения основной крупной складки. При еще большем обратном перемещении складки почти по всем крутым разрывам в ее крыле слои смещены в одном направлении и наблюдается чешуйчатая или ступенчатая структура крыла. Значит шовные грабен-синклинали и горст-антиклинали могут исчезать. Отсутствие их не доказывает движения складки только в одном направлении.

Наконец, отметим, что шовные грабен-синклинали и горст-антиклинали сильнее проявляются в верхних слоях, чем в нижних.

Таким образом, эксперименты с моделями доказали возможность образования шовных грабен-синклиналей и горст-антиклиналей в результате знакопеременного роста складок поперечного изгиба. Вместе с тем намечались некоторые детали строения шовных нарушений, которые могут помочь восстановить детали истории движения складки.

ВЫВОДЫ

При описании моделей складок поперечного изгиба был сделан ряд выводов, связывающих механизм и морфологию нарушений с различными факторами. Главные из них следующие.

1. На разнообразных моделях достоверно установлено, каким является основное поле напряжений, связанное с ростом складок поперечного изгиба. Для него характерно веерообразное расположение расходящихся вверх траекторий алгебраически минимальных нормальных напряжений (σ_3) в антиклинальных складках. На протяжении большей части их развития параллельно шарниру ориентируются траектории промежуточных главных нормальных напряжений (σ_2), а положение, близкое к слоистости, занимают траектории алгебраически максимальных нормальных напряжений (σ_1). На заключительном этапе развития моделей антиклиналей поперечного изгиба траектории промежуточных и максимальных напряжений меняются местами. Эта смена происходит скачкообразно без промежуточных положений и обусловлена тем, что такое изменение напряжений является следствием возникновения продольных разрывов. Траектории данного поля напряжений расположены существенно иначе, чем траектории главных напряжений в складках продольного сжатия.

2. Разрывы на непрозрачных моделях возникают в строгом соответствии с тем полем напряжений, которое устанавливается оптическим методом на прозрачных моделях. На моделях достоверно установлено, что осепоперечные разрывы возникают после осепродольных при неизменном действии одних и тех же внешних активных сил, создающих складку поперечного изгиба. Различные эмпирические закономерности проявления разрывов (условия, необходимые для возникновения пологих нарушений на крыле складки, соотношения между числом разрывов и градиентом скорости движений на

крыле складки, зависимость ширины зоны разрывов от скорости роста складки) совпадают с теоретическими следствиями из принятой в главе 21 физической теории разрывов, в которой учитывается зависимость прочности от длительности действия напряжений. Это доказывает правильность выбранной теории и возможность решения прямых и обратных задач. К прямым задачам относятся различные случаи прогноза разрывов, основанного на знании поля напряжений. Обратными задачами являются разнообразные формы интерпретации наблюдаемых разрывов, приводящие к характеристике полей напряжений, создавших разрывы.

3. Большое значение имеет качественное сходство интегральных результатов испытания моделей с теоретическими следствиями из формул, отражающих дифференциальные соотношения между разрывами, напряжениями, деформациями, временем и характеристиками механических свойств модели. Такое совпадение показывает, что имеется принципиальная возможность использовать интегральные результаты наблюдений над геологическими явлениями (например, над градиентом скорости тектонических движений, числом разрывов) для определения основных характеристик механических свойств больших масс пород в естественных условиях залегания и для установления величины коэффициентов, позволяющих судить о напряженном состоянии недр по тектоническим движениям верхней части земной коры.

4. Все закономерности распределения напряжений и возникновения разрывов, зарегистрированные на моделях складок, которые формировались путем поперечного изгиба, полностью совпадают с теми особенностями поля напряжений и распространения разрывов в пространстве и времени, которые были установлены в главе 31 в результате интерпретации полевых данных. Благодаря исследованию моделей можно считать доказанным, что механизмом формирования основных крупных складок первого и второго порядка в Байджансайском антиклинории являлся поперечный изгиб.

5. Изменение величины напряжений в пределах складок поперечного изгиба достоверно установлено на моделях благодаря использованию оптического метода. Выяснено, что наибольшие по величине максимальные касательные напряжения действуют в крыльях складок и постепенно ослабевают снизу вверх. Кроме того, около верхней поверхности складки существуют другие максимумы величины напряжений. Они расположены в месте перехода от крыла к относительно поднятому участку. Если ширина антиклинали больше мощности деформируемой толщи, имеется два таких максимума, тянущихся по краям свода складки. Если ширина антиклинали равна или меньше мощности толщи, два последние максимума сливаются в один, расположенный вдоль оси складки. Величина касательных напряжений в пределах максимумов возрастает по мере увеличения скорости роста складки. В местах действия повышенных касательных напряжений всестороннее сжатие уменьшено по сравнению с гидростатическим давлением, свойственным данной глубине от верхней свободной поверхности. В областях с наиболее высокими касательными напряжениями алгебраически максимальные напряжения являются растягивающими. Они тем больше, чем выше касательные напряжения. Все перечисленные закономерности в распределении величины напряжений в моделях нужно распространять на крупные природные складки поперечного изгиба в Байджансайском антиклинории.

6. На моделях определено, что при развитии антиклиналей путем поперечного изгиба ширина поднятия на поверхности приблизительно равна или больше глубины залегания того тела, которое своим движением вверх создает антиклиналь. Отсюда следует, что глубина области приложения сил, создающих антиклиналь, не больше ширины антиклинали на дневной поверхности. Используя этот вывод, можно установить, что такие узкие антиклинали поперечного изгиба, как Центрально-Бозбутацкая, ширина которой от 500 до 1000 м, возникли при существенной роли сил, приложенных на глубине от 500 до 1000 м. Эти силы могли появиться в результате нагнетания

под эту антиклиналь фаменских, или франско-среднедевонских отложений, обладающих меньшей вязкостью, чем выходящие на поверхность нижнетурнейские известняки. Такое предположение хорошо согласуется с тем, что на простирании оси данной антиклинали находится Нижне-Бозбутацкая антиклиналь, у которой обнажено ядро, по-видимому, диапирового характера, сложенное фаменскими или франско-среднедевонскими породами.

7. На моделях достоверно установлено, что временная смена направления движения складок поперечного изгиба на противоположное приводит к тому, что в их крыльях возникают узкие шовные горст-антиклинали и грабен-синклинали, ограниченные крутыми, почти параллельными разрывами.

Так подтверждается основанное на полевых данных предположение, что узкие длинные горсты и грабены, существующие на крыльях природных крупных антиклинальных складок поперечного изгиба, возникли вследствие их опускания в течение некоторого времени.

8. Временное обратное движение антиклиналей вниз (оседание), подтверждаемое существованием шовных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, может считаться причиной продольного сжатия крыльев крупных природных складок поперечного изгиба. Оно могло в равной мере действовать как на осепродольных участках крыльев, так и на поперечных их участках – центроклинальных и периклинальных окончаниях складок, вызывая опрокидывание крыльев и дополнительную складчатость продольного сжатия.

Поэтому, несмотря на местное опрокидывание крыльев складок поперечного изгиба, нельзя считать доказанным существование общего слабого горизонтального сжатия пород среднего палеозоя в Байджансайском антиклинории.

9. На оптически активных упругих моделях было установлено, что местное выполаживание взбросов (около их выхода на дневную поверхность в крыле складки) может возникать при развитии складки путем поперечного изгиба, если существует слабое дополнительное сжатие в горизонтальном направлении, которое само по себе недостаточно для образования складки (см. фиг. 122, е). Однако траектории главных касательных напряжений в пластичных моделях указывают на возможность возникновения выполаживающихся кверху взбросов и без участия дополнительного горизонтального сжатия (см. фиг. 122, а). В непрозрачных моделях из влажной глины такие взбросы возникают при действии одних вертикальных сил (см. фиг. 127, а; 130, а).

Следовательно, выполаживающиеся кверху взбросы не доказывают существования общего горизонтального сжатия в пределах Байджансайского антиклинория.

10. Существование в некоторых частях Байджансайского антиклинория многочисленных пологих поверхностей скалывания, осложняющих крутые крылья крупных антиклиналей поперечного изгиба, указывает на то, что в этих местах скорость роста антиклиналей, по отношению к соседним синклиналям, была относительно небольшой и благоприятной для возникновения пологих нарушений. Опытты показали, что пологие разрывы связаны с ростом антиклиналей поперечного изгиба в вертикальном направлении и не требуют для своего возникновения каких-либо других сил. Поэтому их нельзя считать признаком существования региональных пологих надвигов, предполагавшихся в Байджансайском районе некоторыми исследователями.

11. Происходящее на юго-западном крыле Мынчабырской антиклинали расширение зоны разрывов с северо-запада на юго-восток можно объяснить тем, что в этом направлении увеличивается скорость подъема данной антиклинали по отношению к Коксайской синклинали.

12. Данные о моделях подтверждают возможность некоторого поворота и уменьшения угла наклона продольных взбросов (Аралтауского и Узун-

тасского), наиболее рано образовавшихся на крыле Мынчабырской антиклинали поперечного изгиба. Наличие признаков сильного растяжения в этом крыле можно связать с временными движениями складки в обратном направлении, т. е. ее незначительным опусканием.

13. Из результатов моделирования следует, что поверхности наклонных взбросов, развитых на крыльях природных складок поперечного изгиба, с глубиной должны становиться более крутыми. Это важно знать для направления разведочных скважин.

14. Основываясь на результатах моделирования, можно считать, что сбросы, развитые на сводах складок поперечного изгиба, возникали немного позже, чем самые древние из взбросов на крыльях этих же складок, а затем все эти разрывы развивались одновременно.

15. Наиболее благоприятными для гидротермального оруденения должны быть взбросы, развивавшиеся на крыльях дольше других разрывов и разраставшиеся снизу вверх. Кроме того, область крыла складки поперечного изгиба является местом с наибольшим снижением всестороннего давления и максимальным числом разрывов. Этот вывод отличается от распространенного мнения о том, что наиболее благоприятна для оруденения область, прилегающая к осевой части складки. Выше, при рассмотрении механизма продольного сжатия, также обращалось внимание на большую перспективность осевой поверхности складки. Таким образом, выясняется, что разделение складок по механизму их образования имеет существенное значение для поисков и разведки гидротермальных месторождений.

В Байджансайском антиклинории основное внимание при поисках гидротермальных руд было направлено на крылья крупных складок поперечного изгиба. В результате удалось удвоить число известных рудопроявлений на дневной поверхности. Последующая детальная геохимическая съемка и поисковое бурение, проводившиеся другими экспедициями, подтвердили преимущественную приуроченность оруденения к крыльям складок поперечного изгиба. Здесь были найдены промышленные рудные тела. Поиски и бурение в осевых частях антиклиналей поперечного изгиба не увенчались находением промышленных рудных тел, хотя мелкие рудопроявления здесь на поверхности встречаются.

16. На моделях не было отмечено такой стадии в развитии складок поперечного изгиба, во время которой развивались бы сдвиги, направленные диагонально по отношению к оси складки. Вместе с тем на природных складках они были установлены как одни из наиболее поздних нарушений. По-видимому, специфические условия, необходимые для их возникновения, появляются при каких-то особых сочетаниях движений соседних участков коры. Иными словами, предполагается, что они являются результатом взаимодействия полей напряжений. Специфика условий возникновения сдвигов заключается в том, что одновременно существует и повышенное сжатие в горизонтальном направлении вкрест простирания складок, и горизонтальное растяжение вдоль простирания. Вследствие этого даже на малой глубине вертикальные нормальные напряжения, обусловленные весом пород, не являются самыми слабыми из сжимающих. К этому вопросу придется вернуться еще в главе 41.

В перечисленных выводах, основанных на результатах моделирования, заключены ответы почти на все вопросы, которые остались не разрешенными после рассмотрения полевых данных и были перечислены в конце главы 31. Необъясненными остались только причины возникновения диагональных сдвигов.

IV. ПРОБЛЕМА МЕХАНИЗМА ГЛАВНОЙ КАРАТАУСКОЙ ЗОНЫ РАЗРЫВОВ. ПРОСТОЕ И СЛОЖНОЕ СДВИГАНИЕ

В результате работ В. В. Галицкого считалось, что Главная Каратауская зона разрывов развивалась в верхнем палеозое вследствие деформации простого сдвига, которой подвергалась область Каратау. Этот вывод основывался на интерпретации крупных тектонических разрывов, принимавшихся за сдвиги, и на данных о трещинах, широко распространенных рядом с Главной Каратауской зоной разрывов в Кокджотском горсте. Трещины прекрасно фиксируются на аэрофотоснимках.

В результате проведенных полевых исследований и анализа всех существующих материалов выяснилось, что крупные разрывы не являются сдвигами. Кроме того, возникло много других, приведенных во второй части работы, оснований считать, что деформация простого сдвига не играла существенной роли ни в развитии всего Байджансайского антиклинория, ни в формировании Главной Каратауской зоны разрывов. Неясным остался только вопрос об условиях возникновения той сетки трещин, которая выявлена по аэрофотоснимкам в пределах Кокджотского горста. Следует выяснить, связана ли она с деформацией простого сдвига или нет. Для этого надо сперва четко сформулировать, какие существуют признаки того, что рассматриваемые трещины возникли при деформации простого сдвига. Это важно также и потому, что внутри Байджансайского антиклинория имеется много небольших участков с такой трещиноватостью, которую можно связывать с деформацией простого сдвига. Известно, что такая деформация широко проявлена на многих рудных месторождениях. Механизм ее развития и особенности расположения связанных с ней трещин описаны во всех учебниках по тектонике и структурной геологии. Поэтому обсуждение этой деформации может показаться излишним. Однако все, что опубликовано относительно данной деформации в геологической литературе, основано на таких представлениях о прочности (гипотеза Г. Беккера), которые в третьей части данной работы были признаны устаревшими и заменены на другие. Следовательно, устарели и общие основания признанной схемы сопоставления разрывов с деформацией простого сдвига; эту схему требуется пересмотреть. После установления новой схемы и ее сопоставления с данными о трещиноватости, можно будет сделать окончательный вывод о механизме формирования Главной Каратауской зоны разрывов.

Глава 33

ТЕОРИЯ ДЕФОРМАЦИИ ПРОСТОГО СДВИГАНИЯ

ТЕРМИНОЛОГИЯ

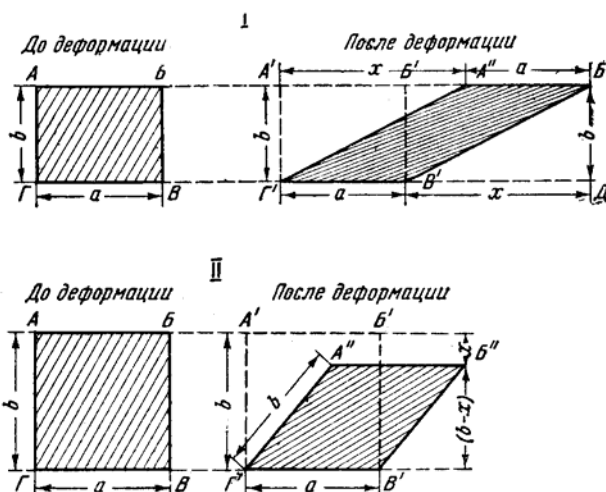
В геологической литературе обсуждаемую ниже деформацию обычно называют сдвигом или деформацией сдвига. Существует два варианта графического изображения этой деформации, причем они механически не являются тождественными (фиг. 132).

Термин сдвиг часто применяют, вкладывая в него и другое содержание. Так, например, в структурной геологии сдвигом называется любой тектонический разрыв, по которому происходило смещение в горизонтальном направлении (т. е. вдоль простирания его шва).

В теориях упругости и пластичности сдвигом называют происходящее при деформации изменение угла между двумя прямыми линиями, бывшими до деформации взаимно-перпендикулярными.

Нередко разрыв, по которому происходило относительное смещение разделенных им блоков в направлении вдоль поверхности разрыва, также называют сдвигом. Кроме того, имеются понятия о «простом» и «чистом» сдвигах.

Своеобразные условия деформирования возникают в случае действия на элементарный кубик равных по величине сжимающих и растягивающих внешних активных сил, ориентированных по двум взаимно-перпендикулярным направлениям. На сечениях, наклоненных под углом 45° к обоим силам, нормальные напряжения равны нулю, а касательные имеют максимальное значение, численно равное каждой из двух сил. Данный способ деформирования обычно называется чистым сдвигом (на данных сечениях). Простым сдвигом называют деформацию, возникающую при действии на тело только



Фиг. 132. Схемы деформации простого сдвига, используемые в геологической литературе: I – правильная; II – неправильная

одной активной пары сил и одной реактивной пары противоположного знака.

Во избежание недоразумений при дальнейшем изложении следует указать, какие термины мы считаем удобным применять в различных случаях, чтобы избежать разного понимания термина «сдвиг».

Учитывая, что в структурной геологии укрепилось обозначение разрыва с горизонтальным направлением относительного смещения крыльев вдоль простирания шва термином сдвиг, мы применяем термин «сдвиг» только в этом смысле.

Изменение угла между двумя линиями, бывшими до деформации взаимно-перпендикулярными, мы будем называть скашиванием прямого угла в результате деформации или для сокращения просто с к а ш и в а н и е м¹.

Разрывы, по которым происходило относительное смещение их крыльев вдоль поверхностей швов, мы называем с к о л а м и.

Деформацию, развивающуюся в материале под действием приложенной к нему пары внешних активных сил, будем обозначать термином с д в и г а н и е, а не «сдвиг». В этом случае сохраняется привычная основа термина, а по форме он оказывается близким к терминам, обозначающим другие случаи деформирования: сжатие, растяжение, кручение и др. Таким образом, сдвигание может считаться синонимом простого сдвига.

В литературе имеется два варианта графического изображения схемы для двухосного случая этой деформации.

В а р и а н т I: форма прямоугольника, мысленно выделенного из деформируемого объема материала, в результате деформации искажается таким образом, что две противоположных стороны скользят вдоль двух параллельных линий, а две другие стороны, все более и более наклоняясь, удлиняются (см. фиг. 132, I). Площадь получающегося четырехугольника остается неизменной и равной площади исходного прямоугольника $ABVГ$, которая равна ab . Из чертежа следует, что после сдвигания площадь параллелепипеда $A''B''V''Г''$ равна площади прямоугольника $A'B'DГ'$ за вычетом площадей треугольников $A'A''Г'$ и $B'B''Д$, т. е. она равна постоянной C :

$$C = (a + x)b - \frac{1}{2}xb - \frac{1}{2}xb = ab + xb - xb = ab.$$

Описанный вариант I считается нами правильным графическим изображением плоской деформации сдвигания.

В а р и а н т II изображается в виде квадрата (прямоугольника), деформация которого заключается в скашивании углов при постоянной длине всех его сторон (см. фиг. 132, II). В результате квадрат (прямоугольник) приобретает форму ромба. Площадь фигуры по мере увеличения скашивания угла уменьшается и в пределе оказывается равной нулю. Из чертежа следует, что площадь параллелепипеда $A''B''V''Г''$ равна $a(b - x)$, тогда как площадь исходного прямоугольника равна ab . Величина x представляет собой уменьшение высоты параллелепипеда вследствие деформации. Считая объем материала, испытывавшего деформацию, постоянным, приходится делать вывод о том, что уменьшение площади параллелепипеда должно вызывать выдавливание материала в направлении, перпендикулярном плоскости чертежа. Поэтому приведенная схема не может считаться отражающей явление, происходящее при плоской деформации. Деформация оказывается трехосной. Этот вариант мы считаем неправильным.

При теоретическом рассмотрении деформации сдвигания обычно привлекается представление об эллипсоиде деформации. По поводу последнего в геологической литературе высказывались противоречивые суждения. Поэтому на нем необходимо остановиться.

¹ В курсе теории упругости (Лейбензон, 1947) сдвигом называют «деформацию скашивания прямого угла».

ЭЛЛИпсоИД ДЕФОРМАЦИИ

Представление об эллипсоиде деформации давно используется в геотектонике главным образом для того, чтобы по наблюдаемым деформациям судить о вероятном расположении в пространстве различных разрывов. Обычное использование эллипсоида деформации для установления пространственной ориентации трещин скалывания основано на гипотезе Г. Беккера (Becker, 1893), заключающейся в том, что трещины скалывания считаются параллельными тем направлениям, вдоль которых радиусы-векторы эллипсоида сохранили величину, равную первоначальному радиусу исходной сферы. При двухосной плоской деформации (когда в направлении средней оси эллипсоида деформация не происходит) не изменившиеся по величине радиусы лежат в плоскостях круговых сечений трехосного эллипсоида. Исходя из этого, Г. Беккер заключил, что в данном случае трещины скалывания параллельны круговым сечениям эллипсоида. Позднее было обращено внимание на то, что при трехосной деформации радиусы с первоначальной длиной в совокупности образуют конические поверхности, которые не совпадают с круговыми сечениями эллипсоида (Ферберн, 1949).

Гипотеза Г. Беккера получила весьма широкое распространение в геологической научной, учебной и производственной литературе. Критика этой гипотезы со стороны геологов-экспериментаторов имела место на протяжении многих лет. По этому вопросу выступали: Т. Линк (Link, 1929), Д. Григгс (1930), Ли Сы-гуан (Li Szu-Kuang, 1954), А. А. Белицкий (1949), Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий и Ю. А. Розанов (1949), Г. И. Гуревич (1954, 1955б), М. В. Гзовский (1954а, 1956, 1959, 1960г). Кроме перечисленных, имели место критические замечания ряда других авторов.

В результате упомянутой критики некоторые геологи сочли представление об эллипсоиде деформации в целом ошибочным. Однако другие продолжали считать возможным использование этого представления (Пэк, 1955; Вольфсон, 1955), подчеркивая, что оно часто применяется в качестве лишь удобного графического условного обозначения и способа обобщения наблюдаемых фактов. В последнем случае вопрос о строгости его теоретического обоснования не столь важен. Теория эллипсоида при этом не привлекается для описания внутреннего механизма пластической деформации. Ряд геологов продолжал видеть в этом представлении гипотезу, отражающую внутренний механизм деформации и разрушения горных пород (Данилович, 1955).

В последнее время вопрос о научной ценности представления об эллипсоиде деформации и о его соотношениях с поверхностями разрушения оказался запутанным как никогда раньше.

Остановимся на основном вопросе: является ли в целом это представление теоретически обоснованным?

Деформацией земной коры (в узком смысле слова) называют изменения расстояний между частицами слагающих ее горных пород, а также связанные с этим изменения углов между прямыми линиями, соединяющими некоторые частицы.

Мерой изменения расстояния между двумя какими-нибудь частицами M и N , т. е. мерой удлинения в определенном направлении обычно служит отношение

$$\varepsilon = \frac{M_2 N_2 - M_1 N_1}{M_1 N_1}, \quad (1)$$

где $M_1 N_1$ – начальное расстояние;

$M_2 N_2$ – расстояние в конце процесса деформирования.

Отношение (1) принято называть «условной относительной деформацией». Оно может использоваться как в случае малых удлинений, так и при значительных удлинениях, называемых «конечными», когда ε превышает 0,1. Некоторые неудобства, возникающие в последнем случае, не имеют значения для обсуждаемого вопроса.

Для характеристики изменений углов между прямыми, соединяющими некоторые точки, принято рассматривать изменения прямых углов между отрезками, бывшими взаимно-перпендикулярными до деформации. Скашивание чаще всего измеряется тангенсом того угла, на который изменился прямой угол, и обычно обозначается буквой γ .

Изучая деформации, приходится исследовать разные вопросы. Прежде всего рассматриваются их геометрические особенности, которые описываются группой геометрических уравнений. После этого выясняются соотношения между деформациями и вызывающими их силами или напряжениями, устанавливается наличие обратимых (упругих) и необратимых (остаточных) деформаций и составляются физические уравнения, описывающие эти соотношения. Теория деформации в узком смысле слова посвящена геометрическим особенностям деформаций. На ее основе, с привлечением ряда физических закономерностей, развиваются теории упругости и пластичности. Как будет видно в дальнейшем, представление об эллипсоиде деформации выводится чисто геометрическим путем, без привлечения каких-либо физических закономерностей.

Геометрическая теория деформации основывается на анализе перемещений отдельных материальных точек или их систем. Перемещение каждой точки из ее первоначального положения с прямоугольными декартовыми координатами x_1, y_1, z_1 в новое положение с координатами x_2, y_2, z_2 характеризуется вектором перемещения, проекции которого на координатные оси x, y, z соответственно обозначаются u', v', w' . Поэтому

$$\left. \begin{aligned} x_2 &= x_1 + u'; \\ y_2 &= y_1 + v'; \\ z_2 &= z_1 + w'. \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

В случае поступательного движения всего рассматриваемого тела или участка земной коры как единого целого, все входящие в него материальные точки испытывают одинаковые перемещения, и для них u', v', w' являются постоянными величинами.

Если u', v', w' изменяются от точки к точке, то это означает, что имели место либо вращение рассматриваемого участка как единого абсолютно твердого тела, либо его деформирование, либо и вращение, и деформирование. Изменения u', v', w' на бесконечно малых расстояниях по направлению осей координат характеризуются первыми производными u', v', w' по x, y, z .

Рассматривая соотношения между этими производными, можно определенную часть составляющих перемещения u', v', w' считать обусловленной общим вращением тела. Исключив из u', v', w' те их части, которые связаны с общим вращением и поступательным перемещением тела как абсолютно твердого, можно выделить составляющие перемещения u, v, w , связанные только с деформацией. В дальнейшем будут рассматриваться только u, v, w .

Необходимо иметь в виду, что при разделении общего перемещения на части, связанные с поступательным движением, вращением и деформацией, сопоставляются лишь начальное и конечное положения тела (см. фиг. 2). Положение оси вращения можно выбрать произвольно. Различна и величина поступательного перемещения, необходимого для перевода тела из начального положения в конечное.

Таким образом, хотя математически и доказывается возможность перехода от начального состояния к конечному в результате поступательного перемещения, поворота вокруг произвольно выбранной нами оси и «чистой деформации», на самом деле переход от начального состояния в конечное может происходить несколько иначе (см. фиг. 2). Чем меньше промежуток времени, разделяющий два рассматриваемых положения, тем меньше может быть отличие принимаемой картины от действительного поступательного

перемещения и вращения (Некрасов, 1953). Весьма важно, что величина итоговой «чистой деформации» не зависит от того, какими будут приняты поступательное перемещение и вращение.

Обычно исследуется настолько небольшой объем, что внутри него u , v , w являются линейными функциями координат x , y , z . Такая деформация объема называется однородной. В этом случае относительное удлинение ε в каком-либо выбранном направлении не зависит от длины начального отрезка M_1N_1 и места его расположения внутри исследуемого объема. После однородной деформации прямые остаются прямыми, плоскости – плоскостями, параллельные прямые и плоскости – параллельными.

Пусть материальная точка в положении M_1 до однородной деформации имеет координаты x_1 , y_1 , z_1 . Координаты близкой к ней точки, находящейся в положении N_1 , до деформации следующие: $(x_1 + dx_1)$, $(y_1 + dy_1)$, $(z_1 + dz_1)$. Длина отрезка

$$M_1N_1 = \sqrt{dx_1^2 + dy_1^2 + dz_1^2}. \quad (3)$$

Направление отрезка M_1N_1 можно определить, указав косинус угла между ним и осью x (обозначается l_1), косинус угла между ним и осью y (обозначается m_1) и косинус угла между ним и осью z (обозначается n_1)

$$l_1 = \frac{dx_1}{M_1N_1}; m_1 = \frac{dy_1}{M_1N_1}; n_1 = \frac{dz_1}{M_1N_1}. \quad (4)$$

После деформации материальная точка M оказывается в положении M_2 с координатами $x_2 = x_1 + u_M$; $y_2 = y_1 + v_M$; $z_2 = z_1 + w_M$. Точка N окажется в положении N_2 с координатами: $(x_1 + dx_1) + u_N$; $(y_1 + dy_1) + v_N$; $(z_1 + dz_1) + w_N$. Здесь u_M , v_M , w_M обозначают составляющие вектора перемещения точки M , а u_N , v_N , w_N – точки N . Проекции линии M_2N_2 на оси координат окажутся равными

$$\begin{aligned} dx_2 &= (x_1 + dx_1) + u_N - x_1 - u_M = dx_1 + (u_N - u_M); \\ dy_2 &= (y_1 + dy_1) + v_N - y_1 - v_M = dy_1 + (v_N - v_M); \\ dz_2 &= (z_1 + dz_1) + w_N - z_1 - w_M = dz_1 + (w_N - w_M). \end{aligned} \quad (5)$$

Длина отрезка после деформации

$$M_2N_2 = \sqrt{dx_2^2 + dy_2^2 + dz_2^2}. \quad (6)$$

Новые направляющие косинусы l_2 , m_2 , n_2 после деформации равны:

$$l_2 = \frac{dx_2}{M_2N_2}; m_2 = \frac{dy_2}{M_2N_2}; n_2 = \frac{dz_2}{M_2N_2}. \quad (7)$$

Для решения (5), (6), (7) необходимо установить, чему равны разности $(u_N - u_M)$, $(v_N - v_M)$ и $(w_N - w_M)$, являющиеся составляющими перемещения точки N относительно точки M . Поскольку рассматривается столь малый объем, что деформация в нем считается однородной, составляющие перемещения принимаются в качестве следующих линейных функций координат:

$$\left. \begin{aligned} u_N &= u_M + \frac{\partial u}{\partial x} dx_1 + \frac{\partial u}{\partial y} dy_1 + \frac{\partial u}{\partial z} dz_1; \\ v_N &= v_M + \frac{\partial v}{\partial x} dx_1 + \frac{\partial v}{\partial y} dy_1 + \frac{\partial v}{\partial z} dz_1; \\ w_N &= w_M + \frac{\partial w}{\partial x} dx_1 + \frac{\partial w}{\partial y} dy_1 + \frac{\partial w}{\partial z} dz_1. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

После перенесения u_M, v_M, w_M в левые части уравнений (8), устанавливаются величины интересующих нас разностей. Теперь, внося в (7) величины dx_2, dy_2, dz_2 согласно (5) и с учетом (8), получаем

$$\left. \begin{aligned} l_2 &= \frac{1}{M_2 N_2} \left(dx_1 + \frac{\partial u}{\partial x} dx_1 + \frac{\partial u}{\partial y} dy_1 + \frac{\partial w}{\partial z} dz_1 \right); \\ m_2 &= \frac{1}{M_2 N_2} \left(dy_1 + \frac{\partial v}{\partial x} dx_1 + \frac{\partial v}{\partial y} dy_1 + \frac{\partial w}{\partial z} dz_1 \right); \\ n_2 &= \frac{1}{M_2 N_2} \left(dz_1 + \frac{\partial w}{\partial x} dx_1 + \frac{\partial w}{\partial y} dy_1 + \frac{\partial w}{\partial z} dz_1 \right). \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

Если правые части уравнений (9) умножить и разделить на $M_1 N_1$, а затем учесть (4), окажется, что

$$\left. \begin{aligned} l_2 &= \frac{M_1 N_1}{M_2 N_2} \left[\left(1 + \frac{\partial u}{\partial x} \right) l_1 + \frac{\partial u}{\partial y} m_1 + \frac{\partial u}{\partial z} n_1 \right]; \\ m_2 &= \frac{M_1 N_1}{M_2 N_2} \left[\frac{\partial v}{\partial x} l_1 + \left(1 + \frac{\partial v}{\partial y} \right) m_1 + \frac{\partial v}{\partial z} n_1 \right]; \\ n_2 &= \frac{M_1 N_1}{M_2 N_2} \left[\frac{\partial w}{\partial x} l_1 + \frac{\partial w}{\partial y} m_1 + \left(1 + \frac{\partial w}{\partial z} \right) n_1 \right]. \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Согласно (1)

$$\frac{M_2 N_2}{M_1 N_1} = (1 + \varepsilon),$$

поэтому система (10) приобретает вид

$$\left. \begin{aligned} l_2 &= \frac{1}{(1 + \varepsilon)} \left[\left(1 + \frac{\partial u}{\partial x} \right) l_1 + \frac{\partial u}{\partial y} m_1 + \frac{\partial u}{\partial z} n_1 \right]; \\ m_2 &= \frac{1}{(1 + \varepsilon)} \left[\frac{\partial v}{\partial x} l_1 + \left(1 + \frac{\partial v}{\partial y} \right) m_1 + \frac{\partial v}{\partial z} n_1 \right]; \\ n_2 &= \frac{1}{(1 + \varepsilon)} \left[\frac{\partial w}{\partial x} l_1 + \frac{\partial w}{\partial y} m_1 + \left(1 + \frac{\partial w}{\partial z} \right) n_1 \right]. \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

Решение этой системы уравнений относительно l_1, m_1, n_1 приводит к системе

$$\left. \begin{aligned} \frac{l_1}{(1 + \varepsilon)} &= a_{11} l_2 + a_{12} m_2 + a_{13} n_2; \\ \frac{m_1}{(1 + \varepsilon)} &= a_{21} l_2 + a_{22} m_2 + a_{23} n_2; \\ \frac{n_1}{(1 + \varepsilon)} &= a_{31} l_2 + a_{32} m_2 + a_{33} n_2, \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

где введенные коэффициенты $a_{11}; a_{12}; \dots, a_{33}$ зависят только от $\frac{\partial u}{\partial x}; \frac{\partial u}{\partial y}; \dots, \frac{\partial w}{\partial z}$

и при каждой системе координат имеют определенные постоянные величины.

Затем все уравнения системы (12) возводятся в квадрат. Их левые части суммируются и приравниваются сумме правых частей. При суммировании левых частей учитывается, что

$$l_1^2 + m_1^2 + n_1^2 = 1.$$

В итоге выводится одно уравнение

$$\frac{1}{(1 + \varepsilon)^2} = (a_{11} l_2 + a_{12} m_2 + a_{13} n_2)^2 + (a_{21} l_2 + a_{22} m_2 + a_{23} n_2)^2 + (a_{31} l_2 + a_{32} m_2 + a_{33} n_2)^2. \quad (13)$$

В (13) величина относительного удлинения ε связана с ориентировкой отрезка MN после деформации, когда его направление характеризуется косинусами l_2, m_2, n_2 .

Перейдем к установлению формы той поверхности, которая геометрически выражает зависимость величины относительной деформации от направления отрезка MN . Для этого из точки M как из начала координат по направлению отрезка M_2N_2 откладывается отрезок r , длина которого прямо пропорциональна $(1 + \varepsilon)$:

$$r = r_0(1 + \varepsilon). \quad (14)$$

Величина r_0 представляет собой отрезок, пропорциональный первоначальной длине MN , т. е. является изображением M_1N_1 в некотором масштабе. Поскольку из (1) следует, что

$$M_2N_2 = M_1N_1(1 + \varepsilon),$$

отрезок r пропорционален MN после деформации, т. е. изображает M_2N_2 в том же масштабе. Ясно, что в недеформированном теле, если $\varepsilon = 0$, то $r = r_0$ и концы всех отрезков располагаются на поверхности сферы.

Из (14) вытекает, что

$$\frac{1}{(1 + \varepsilon)^2} = \frac{r_0^2}{r^2}. \quad (15)$$

Сопоставляя (13) и (15), можно приравнять их правые части. Кроме того, зная, что концы отрезков r имеют координаты x, y, z , связанные с направляющими косинусами l_2, m_2, n_2 соотношениями:

$$l_2 = \frac{x}{r}; m_2 = \frac{y}{r}; n_2 = \frac{z}{r}, \quad (16)$$

в правую часть уравнения (13) вместо l_2, m_2, n_2 подставляются их значения согласно (16). В результате, после сокращения r^2 , получается следующее уравнение:

$$(a_{11}x + a_{12}y + a_{13}z)^2 + (a_{21}x + a_{22}y + a_{23}z)^2 + (a_{31}x + a_{32}y + a_{33}z)^2 = r_0^2, \quad (17)$$

которое описывает форму поверхности, являющейся геометрическим местом концов различно ориентированных отрезков r .

Эта поверхность, характеризующая однородную деформацию окрестностей точки M , представляет собой трехосный эллипсоид. Он называется эллипсоидом деформации. Сложность уравнения (17) обусловлена тем, что оси эллипсоида в общем случае не совпадают с осями координат, хотя центром эллипсоида и является начало координат, помещенное в точке M . Путем такого поворота осей координат, при котором они совмещаются с осями эллипсоида, из уравнения (17) после раскрытия скобок могут быть исключены члены с произведениями разноименных координат. Затем, в результате деления всех членов на одну постоянную величину, уравнение приводится к простейшему (каноническому) виду:

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} - 1 = 0. \quad (18)$$

Величины a, b, c являются полуосями эллипсоида, которые, так же как и коэффициенты $a_{11}; a_{12}; \dots a_{33}$ из (12), зависят только от

$$\frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial y}, \dots, \frac{\partial w}{\partial z},$$

т. е. от изменений составляющих перемещения точек в пространстве, связанных с деформацией.

В курсе теории упругости Л. С. Лейбензона (1947, стр. 21–25), следуя которому выше был выведен эллипсоид деформации, показано, что трем взаимно-перпендикулярным осям эллипсоида деформации параллельны прямые линии материальных точек, бывшие взаимно-перпендикулярными и до деформации. Таким образом, оси эллипсоида являются главными осями деформации.

Другой более простой вывод эллипсоида деформации заключается в следующем. Представим себе обширный однородно деформируемый участок земной коры, испытывающий одновременно вращательное и поступательное перемещения. В нем первоначальные координаты x' , y' , z' отдельные материальных точек при неизменной системе координат могут считаться линейными функциями координат x , y , z этих точек после деформации. Соотношения между координатами точек до и после однородной деформации, вращения и поступательного перемещения (являющихся аффинным преобразованием пространства) описываются следующим образом:

$$\left. \begin{aligned} x' &= a_{11}x + a_{12}y + a_{13}z + a_{14}; \\ y' &= a_{21}x + a_{22}y + a_{23}z + a_{24}; \\ z' &= a_{31}x + a_{32}y + a_{33}z + a_{34}, \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

где a_{11} , a_{12} , ..., a_{34} – постоянные величины;

a_{14} , a_{24} , a_{34} – величины, отражающие поступательное перемещение.

До деформации можно отметить материальные линии одинаковой длины r_0 , выходящие из произвольно выбранного начала координат и направленные во все стороны. Концы этих прямых расположатся на поверхности сферы радиусом r_0 , которой соответствует уравнение

$$(x')^2 + (y')^2 + (z')^2 = r_0^2. \quad (20)$$

В результате однородной деформации изменяются координаты концов материальных линий, располагавшихся сперва на поверхности сферы. В итоге замены x' , y' , z' в (20) на основании (19) (после того, как из (19) будет исключено поступательное перемещение), т. е. когда $a_{14} = a_{24} = a_{34} = 0$, выясняется, что

$$\begin{aligned} (a_{11}x + a_{12}y + a_{13}z)^2 + (a_{21}x + a_{22}y + a_{23}z)^2 + \\ + (a_{31}x + a_{32}y + a_{33}z)^2 = r_0^2. \end{aligned} \quad (21)$$

Получившееся уравнение совпадает с (17), которое является уравнением эллипсоида деформации.

Если направление осей координат выбрать таким образом, чтобы они совпадали с осями эллипсоида деформации (21) и если деформация такова, что в системе уравнений (19) коэффициенты $a_{12} = a_{13} = a_{21} = a_{23} = a_{31} = a_{32} = a_{14} = a_{24} = a_{34} = 0$, то (19) примет вид:

$$\left. \begin{aligned} x' &= a_{11}x; \\ y' &= a_{22}y; \\ z' &= a_{33}z. \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

Поэтому при выяснении результатов деформации сферы путем подстановки (22) в (21) получаем

$$a_{11}^2 x^2 + a_{22}^2 y^2 + a_{33}^2 z^2 = r_0^2. \quad (23)$$

Разделив все члены (23) на r_0^2 и обозначив

$$\frac{r_0}{a_{11}} = a, \frac{r_0}{a_{22}} = b, \frac{r_0}{a_{33}} = c, \quad (24)$$

уравнение (23) можно преобразовать в:

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} - 1 = 0, \quad (25)$$

являющееся каноническим уравнением эллипсоида деформации.

Таким образом, теоретически устанавливается, что сфера, мысленно выделенная вокруг некоторой точки, в результате однородной деформации преобразуется в эллипсоид, который описывается уравнениями (17), (21) или (25).

Поверхность эллипсоида деформации, отражающая конечный результат однородной деформации вещества в окрестностях некоторой точки, может быть построена и использована для графической количественной характеристики деформации. Для этого нужно, задавшись определенным линейным масштабом, в направлении различных радиусов векторов после деформации отложить отрезки, равные $r = r_0(1 + \varepsilon)$.

Поскольку форма каждого эллипсоида вполне определяется длинами трех осей, для его построения достаточно знать три главных удлинения в направлении осей, которые обычно обозначаются $\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3$.

Эллипсоид деформации не является единственной формой геометрического выражения трехосной деформации в окрестностях точки. Может быть построен «взаимный эллипсоид деформации», который получается, если по направлению каждого радиуса вектора отложен отрезок, обратно пропорциональный $(1 + \varepsilon)$. Длина осей обычного эллипсоида деформации и взаимного эллипсоида деформаций обратны друг другу; направления их одноименных осей не совпадают. Физический смысл взаимного эллипсоида деформации заключается в том, что он представляет собой тот эллипсоид в недеформированном веществе, который в результате деформации превращается в сферу.

Кроме того, откладывая по направлениям радиусов векторов величину, обратно пропорциональную квадратному корню из абсолютного значения, соответствующего удлинения ε , т.е. $\frac{1}{\sqrt{|\varepsilon|}}$, получают так называемую «поверхность деформации».

Если по всем направлениям имеет место только уменьшение или увеличение длины отрезков, эта поверхность также является эллипсоидом.

Если же в одних направлениях происходит увеличение, а в других уменьшение длины отрезков, то поверхность оказывается гиперболоидом. Физический смысл поверхности деформации заключается в том, что при деформации перемещение конца каждого материального отрезка, выходящего из начала координат, происходит в направлении нормали к данной поверхности в точке ее пересечения с рассматриваемым отрезком.

Независимо от того, какой графический способ изображения деформаций мы выберем, главные удлинения и оси деформации сохраняют характеристики и значение шести величин, достаточных для полного описания результата однородной деформации, произошедшей в рассматриваемом объеме.

Использование представления об эллипсоиде деформации вполне обосновано и допустимо. Читая противоречащие действительному положению вещей утверждения Г. И. Гуревича (1954, стр. 271), будто в геологических работах эллипсоид деформации «не действительный эллипсоид, не определенная геометрическая фигура, описываемая соответствующим уравнением», а «просто овал, в котором проведены две взаимно-перпендикулярные

черточки», овал, «имеющий какое-то отношение к делу»... «условный знак, который не имеет чего-либо специфического по сравнению с другими методами геологической маркировки», не следует приходить к выводу о недопустимости применения в геологии представления об эллипсоиде деформации. Те геологи, которые пришли к такому выводу на основании выступлений Г. И. Гуревича, допустили явную ошибку.

Эллипсоид деформации дает возможность полной графической характеристики однородной деформации, произошедшей в каждом участке земной коры. Констатируя изменения размеров галек, оолитов, различных органических остатков, минеральных зерен и других тел, мы в состоянии определять величину деформаций, испытанных горными породами, а затем весьма просто графически отражать ее, строя эллипсоид деформации. Производя эксперименты, мы измеряем удлинения в различных направлениях. В модели можно включать шарики из деформируемого материала и наблюдать их преобразование в эллипсоиды (Белоусов, 1954). Часто на образцы до деформации наносятся окружности, которые в результате деформации превращаются в эллипсы (Губкин, 1947). Во всех этих случаях эллипсоид количественно характеризует трехосную однородную деформацию.

Если мы не в состоянии собрать данные, необходимые для количественной оценки деформации и судим о ней только качественно, констатируя лишь положение ее осей, полностью построить эллипсоид нам не удастся. Но и в этих случаях имеет смысл, после соответствующих оговорок, изображать эллипсоид произвольной формы, оси которого располагаются в пространстве вполне определенно, совпадая с положением выявленных осей деформации. Изображение именно эллипсоида, а не какого-нибудь другого значка, например ромбика, при этом качественно наиболее правильно передает соотношения между удлинениями в различных направлениях.

Следует отметить, что представление об эллипсоиде деформации с успехом и широко применяется при решении ряда технологических задач, связанных с изготовлением различных деталей путем обработки металла давлением. В этом случае эллипсоид привлекается для характеристики конечных пластических деформаций (Смирнов-Аляев и Розенберг, 1951).

Таким образом, представление об эллипсоиде деформации проверено практикой экспериментов, физически обосновано и имеет математическую теорию. Его широко используют в технике. Поэтому геологи не должны считать это представление ошибочным.

Необходимо подчеркнуть, что при теоретическом выводе и экспериментальной проверке этого представления не вводятся никаких ограничений, связанных с внутренним механизмом процесса деформирования или особыми свойствами деформации – упругостью, пластичностью и величиной¹. Ничего не предполагается и в отношении изменений или постоянства объема. Поэтому понятие «эллипсоид деформации» может применяться к малым, конечным, упругим и пластическим деформациям. Оно описывает только конечный геометрический результат однородной деформации и ничего не говорит о том, как она протекала и что произойдет с ней после прекращения действия создавших ее сил.

Используя чисто геометрическое представление об эллипсоиде деформации для характеристики упругих и пластических деформаций, необходимо считаться с их физическими особенностями, а также не забывать о тех ограничениях, которые принимаются при выводе эллипсоида деформации. Так как данный вопрос обычно не освещается, на нем следует остановиться специально.

¹ Превращение сферы в эллипсоид при конечных однородных деформациях рассматривается в книгах В. В. Новожилова (1948) и А. Надаи (1954).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЛИПСОИДА ДЕФОРМАЦИИ ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ УПРУГИХ И ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Поскольку общая однородная деформация во время действия напряжений в любой момент состоит из вполне определенных по величине упругой и пластической составляющих, каждое общее удлинение может быть представлено суммой упругого и пластического.

Следовательно, эллипсоид однородной деформации может быть построен как для общих удлинений, так и отдельно для их упругой или пластической частей.

Говоря о возможности построения эллипсоида упругой составляющей общей деформации, необходимо иметь в виду, что в горных породах упругие удлинения не превышают 1%. Наибольшая величина скашивания прямых углов при таких удлинениях не превышает 1°. Следовательно, эллипсоид упругой составляющей по форме почти не отличается от сферы.

Пластическая составляющая общей деформации горных пород в земной коре часто достигает значительной величины, измеряемой десятками процентов. Отражающий ее эллипсоид может обладать значительной удлиненностью.

Вследствие малой удлиненности эллипсоида упругой составляющей предложение отделять эллипсоиды упругой и пластической составляющих от эллипсоида общей деформации может показаться излишним. Однако специальное рассмотрение этого вопроса убеждает нас в целесообразности разделения эллипсоидов.

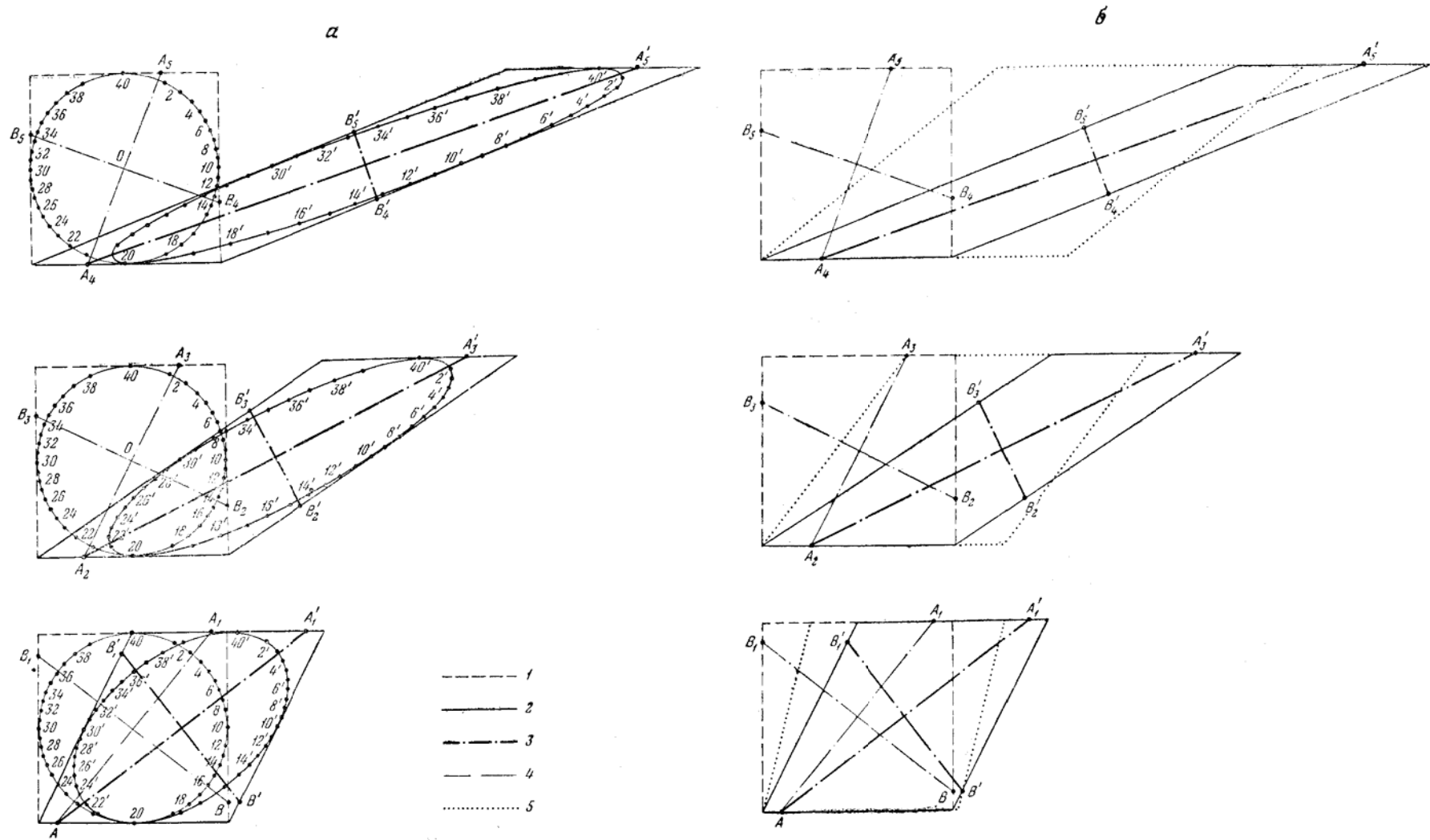
Существуют случаи, когда оси пластической составляющей испытывают поворот, тогда как оси упругой составляющей не изменяют ориентировки в пространстве. В итоге направления осей упругой и пластической составляющих оказываются разными. Напряжения мы считаем связанными с упругой составляющей, поэтому ориентировка осей напряжений не совпадает с ориентировкой осей общей деформации и ее пластической части. Это обстоятельство имеет большое значение для геологов, изучающих деформации и распределение напряжений в земной коре.

При широко распространенной в земной коре конечной деформации простого сдвига имеют место следующие соотношения. В соответствии с принятой выше терминологией конечным простым сдвигом называется деформация, конкретный механизм которой заключается в смещении всех материальных точек в одном направлении, причем величина смещения по линейному закону увеличивается вкрест этому направлению. Уравнения деформации простого сдвига в плоскости xu (если ось x параллельна направлению смещения, а оси y, z перпендикулярны ему) в обозначениях, принятых для (19), представляют

$$\left. \begin{aligned} x' &= x - a_{12}y; \\ y' &= y; \\ z' &= z. \end{aligned} \right\} \quad (26)$$

Коэффициент a_{12} характеризует величину простого сдвига, которую часто обозначают γ .

Рассматривая превращение окружности в плоскости xu в результате деформации во все более вытянутый эллипс, можно констатировать изменение ориентировки осей эллипса (фиг. 133). Однако это не означает общего поворота всего деформируемого объема в целом, так как материальные линии («волокна»), параллельные оси x , сохраняют ориентировку в пространстве неизменной, как и линии, перпендикулярные плоскости чертежа,

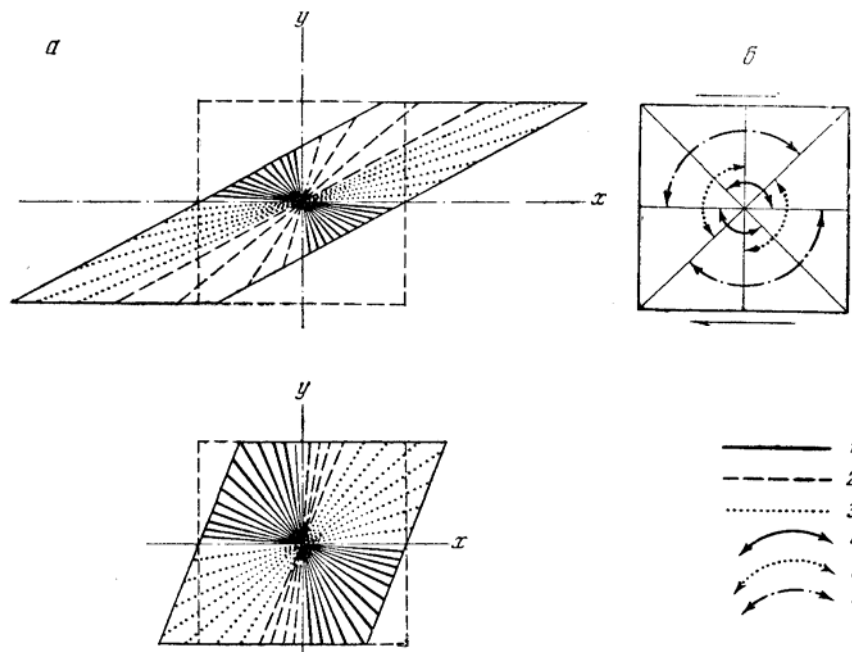


Фиг. 133. Эллипс и оси деформации при простом сдвигании:

a – определенные путем построения эллипса; *b* – определенные методом А. Надаи. 1 – положение материальных линий до деформации; 2 – положение материальных линий после деформации; 3 – оси деформации; 4 – первоначальное положение материальных линий, совпадающих с осями; 5 – ромб, диагонали которого параллельны осям деформации

т. е. параллельные оси z . Следовательно, общего вращения не происходит, и переход от одного положения эллипсоида к другому осуществляется каким-то иным путем.

Направление главных удлинений при плоской деформации конечного простого сдвига нагляднее всего может быть установлено путем построения эллипса, в который преобразуется окружность, отмеченная в теле до деформации. Материальные точки, лежащие на этой окружности, обозначены цифрами.



Фиг. 134. Изменения длины и направления различно ориентированных линий при простом сдвигании:

a – направления материальных линий, испытывавших при простом сдвигании: 1 – только укорочение, 2 – сначала укорочение, а затем удлинение, 3 – только удлинение; b – схема диапазонов исходного расположения взаимно-перпендикулярных линий, углы между которыми при простом сдвигании: 4 – только уменьшаются, 5 – только увеличиваются, 6 – сначала увеличиваются, а затем уменьшаются

А. Надаи (1954) рекомендует другой графический способ установления направлений главных удлинений. Эти направления соединяют точки деформированного тела, которые до и после деформации расположены на взаимно-перпендикулярных линиях, являющихся диагоналями ромба. Используя любой способ построения направлений главных удлинений, можно установить, что, по мере увеличения сдвига, эти направления изменяются не в результате общего вращения, а по другим причинам.

В начале процесса главные удлинения совпадают с материальными линиями, до деформации близкими к диагоналям исходного квадрата (см. фиг. 133, AA_1 и BB_1). С увеличением деформации отмечается совпадение главных удлинений с другими материальными линиями, проходившими в недеформированном теле в несколько ином направлении (см. фиг. 133, A_2A_3 и B_2B_3). При еще большем сдвигании главные удлинения совпадают с третьими материальными линиями, направления которых в недеформированном теле еще больше отличались от направлений диагоналей исходного квадрата (см. фиг. 133, A_4A_5 и B_4B_5). Материальные линии, расположенные параллельно главным удлинениям при весьма большом сдвигании первоначально, т. е. до

деформации, должны быть почти параллельными сторонам скашиваемого квадрата.

Таким образом, с увеличением сдвига с главными удлинениями последовательно совпадают все новые материальные линии.

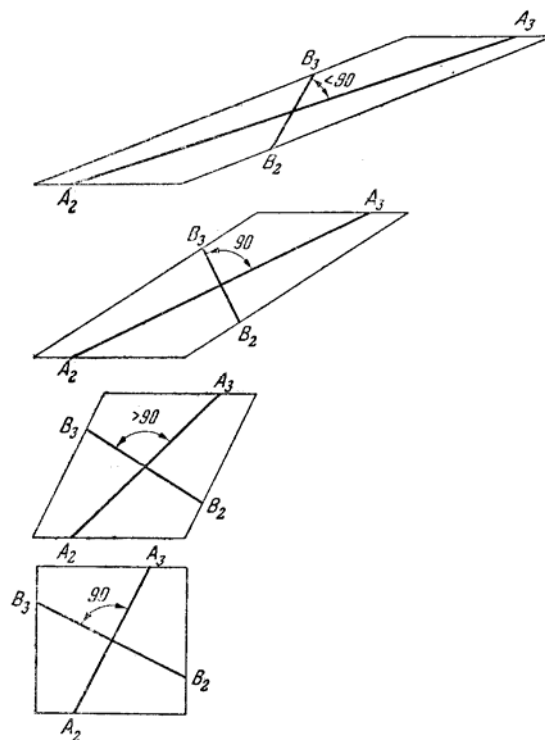
Проследивая историю деформирования различно ориентированных материальных линий, можно заметить, что те из них, которые идут от центра исходного квадрата вверх налево от вертикальной оси координат (фиг. 134, а), испытывают при деформации укорочение, вплоть до того момента, когда они совпадают с вертикальной осью. После этого они начинают подвергаться обратной деформации, т. е. удлинению. Все волокна, идущие вверх из центра исходного квадрата правее вертикальной оси координат, на протяжении всего процесса сдвига удлиняются. Таким образом, на каждой стадии можно различать волокна, испытавшие только удлинение, только укорочение, сперва укорочение, а затем удлинение (см. фиг. 134, а). Волокна (параллельные осям x и z) не изменяют свою длину.

Если рассмотреть изменения первоначально прямых углов между материальными линиями, то окажется, что одни углы в ходе деформации только уменьшаются (см. фиг. 134, б). При иной ориентировке первоначально взаимно-перпендикулярных линий углы между ними только увеличиваются. Наконец, при третьей первоначальной ориентировке прямых углов они сперва увеличиваются в одном направлении, а затем уменьшаются в другом.

Поэтому две взаимно-перпендикулярные линии могут сперва вследствие небольшой деформации образовать тупой угол, а затем вновь пересечься под прямым углом и на данной стадии деформации играть роль ее главных направлений; в дальнейшем угол между этими линиями становится острым (фиг. 135).

Таким образом, волокна, совпадающие с главными удлинениями на каждой данной стадии деформации простого сдвига, в течение предыдущих и последующих стадий не совпадают с ними. Поэтому оказывается, что при деформации простого сдвига вообще нет таких материальных линий, между которыми прямой угол оставался бы неизменным в течение всего процесса деформирования.

Итак, на площадках, перпендикулярных главным удлинениям, наблюдаемым в данный момент, общий результат скашиваний равен нулю. Но это не значит, что на этих площадках скашивание вообще не происходило. Оно имело место сперва в одном, а затем в противоположном направлении. Этот вывод весьма интересен, так как деформация простого сдвига часто про-



Фиг. 135. Изменения первоначально прямого угла между двумя линиями при простом сдвигании

является в земной коре и встречается в технике. Она нередко рассматривается в качестве простейшей и используется при испытаниях механических свойств различных веществ.

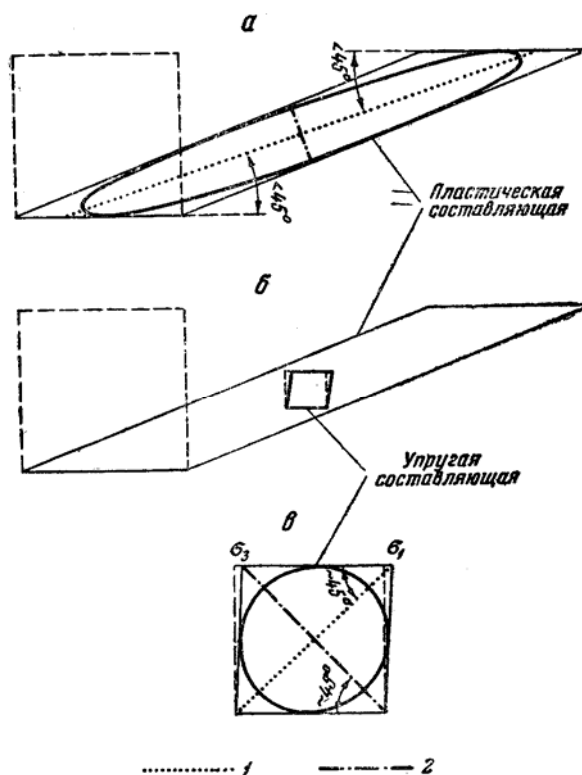
Деформация простого сдвига не простая по внутреннему механизму и истории. В каждый момент деформирования оси деформации и многие материальные линии в теле испытывают изменение ориентировки по отношению к силам, вызывающим деформацию и поэтому в дальнейшем рассматриваемый объем оказывается в новых условиях. На каждой стадии первоначально выделенная сфера имеет форму эллипсоида. Однако эта форма непрерывно преобразуется. Оси эллипсоида с одних материальных радиусов, векторов переходят на другие, подобно тому, как изменялось бы положение и поведение материальных радиусов-векторов в образце, который мы стали бы сжимать прессом сперва в одном, а затем в другом направлении.

Рассмотренный пример простого сдвига показывает, что при конечных деформациях, сопровождающихся изменением ориентировки осей эллипсоида, последний является лишь суммарным показателем общего результата процесса. Историю и механизм процесса он не характеризует.

Поскольку обратная упругая деформация, происходящая после прекращения действия внешних деформирующих сил в горных породах, всегда мала, остающаяся пластическая деформация мало отличается от рассмотренной выше общей деформации. Поэтому все сказанное относительно направления осей и формы эллипсоида общей деформации можно распространить на эллипсоид пластической составляющей.

Совершенно иной должна быть оценка эллипсоида упругой составляющей. Обратимая или упругая часть общей деформации не обусловлена общим суммарным перемещением каждой частицы (атома, иона или молекулы) по отношению к тем частицам, с которыми она взаимодействовала перед началом деформации. Сам факт наблюдаемой остаточной деформации простого сдвига свидетельствует о том, что после прекращения действия напряжений частицы не вернулись на свои первоначальные положения.

Упругая часть общей деформации обусловлена средней величиной весьма малых смещений частиц с тех устойчивых положений, какие они могут занять, будучи окруженными частицами, с которыми они взаимодействуют в



Фиг. 136. Соотношения между эллипсоидами упругой и пластической составляющих общей деформации при простом сдвигании:

a – эллипсоид пластической составляющей; *б* – упругая составляющая простого сдвига; *в* – эллипсоид упругой составляющей; 1 – большие оси эллипсоидов; 2 – малые оси эллипсоидов

данный момент времени, при данной величине пластической деформации. Иными словами величины упругой составляющей и связанных с нею напряжений не зависят от величины развившейся к данному моменту времени пластической составляющей общей деформации.

В горных породах упругие удлинения и скашивания прямых углов очень невелики, в связи с чем упругая часть сдвига всегда мала. Поэтому рассматриваемый эллипсоид должен отличаться малым эксцентриситетом, а оси упругой составляющей образуют угол, почти равный 45° (возможное отклонение данного угла меньше 1°) с направлением сдвига. Оси эллипсоида пластической составляющей могут отклоняться от этого направления на значительный угол, достигающий $20-25^\circ$. Теоретически отклонение осей эллипсоида пластической составляющей не может быть больше 45° .

По мнению автора, оси эллипсоида упругой составляющей общей деформации в изотропных горных породах совпадают с осями напряжений. Основываясь на указанном несовпадении осей пластической составляющей с осями упругой составляющей простого сдвига, приходится считать, что при конечном простом сдвиге оси эллипсоида пластической составляющей могут отклоняться от осей напряжений на угол до 45° (фиг. 136).

На примере деформации простого сдвига можно убедиться в том, что при построении эллипсоида деформации по геологическим данным мы всегда должны вполне отчетливо представлять, к какой составляющей общей деформации он относится, и в соответствии с этим давать ту или иную интерпретацию эллипсоида.

По трещинам и разрывным смещениям можно реконструировать положение осей напряжений и, следовательно, осей эллипсоида упругой составляющей.

По ориентировке минералов и пластическим деформациям различных окаменелостей, галек, зерен, оолитов и т. п. геологических тел может быть построен эллипсоид пластической составляющей общей деформации.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И РАСПОЛОЖЕНИЕ РАЗРЫВОВ ПРИ ПРОСТОМ СДВИГАНИИ

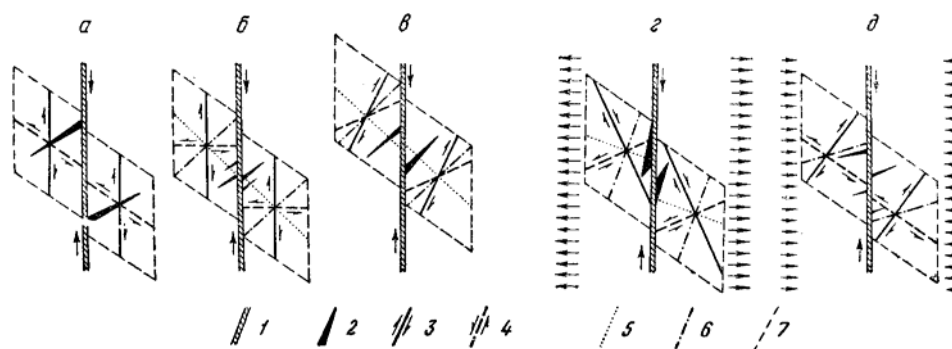
При деформации простого сдвига ожидается следующее направление действия напряжений. Вследствие ограниченности величины упругой части общей деформации сдвига оси главных нормальных напряжений, независимо от величины пластической части общей деформации, должны быть расположены под углом 45° к направлению сдвига и совпадать с направлениями осей эллипсоида упругой части общей деформации.

В области, испытывающей деформацию плоского простого сдвига, мысленно выделим квадрат, одни стороны которого параллельны направлению сдвига, другие – перпендикулярны ему и лежат в плоскости деформации. Определим положение осей напряжений по отношению к этому квадрату.

Ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1) параллельна с точностью до 1° удлиняющейся диагонали квадрата – напряжения растягивающие. Ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) параллельна с точностью до 1° укорачивающейся диагонали квадрата – напряжения сжимающие. Максимальные касательные напряжения всегда действуют на площадках, расположенных под углом 45° к осям алгебраически максимальных и минимальных главных нормальных напряжений. Значит, в данном случае одни из главных касательных напряжений параллельны, а другие перпендикулярны направлению сдвига. По величине они равны между собой.

Имея в виду выводы, сделанные в главе 21, считаем, что трещины отрыва возникают по направлениям, параллельным осям алгебраически минималь-

ных нормальных напряжений, т. е. под углом 45° к направлению сдвига. Поскольку деформация сдвига охватывает полосу, вытянутую в направлении сдвига, каждый отрыв наискось пересекает эту полосу. Все отрывы, образовавшиеся в данной полосе, должны располагаться в виде кулисообразного ряда, ось которого параллельна направлению сдвига. Если смотреть вдоль оси ряда, то видно, что каждая из трещин, удаляясь от нас, отклоняется от оси ряда в одном определенном направлении – влево или вправо. Соответственно, кулисообразные ряды трещин отрыва В. В. Белоусов (1952) предложил делить на левые и правые.



Фиг. 137. Схемы расположения трещин в момент их возникновения при деформации сдвига:

a – широко распространенная неправильная схема; *б* – при угле скалывания 45° ; *в* – при угле скалывания меньше 45° ; *г* – при угле скалывания 45° и дополнительном растяжении; *д* – при угле скалывания 45° и дополнительном сжатии; 1 – шов главного разрыва; 2 – трещины отрыва; 3, 4 – сопряженные трещины скалывания; 5, 6 – оси напряжений σ_1 и σ_3 ; 7 – условные границы рассматриваемого участка

Из нашей схемы напряженного состояния в зоне простого сдвига следует, что левые ряды должны возникать при деформации левого сдвига, а правые ряды – при деформации правого сдвига. Для того чтобы определить название зоны сдвига, надо пересечь ее поперек и, глядя в направлении движения, заметить, в какую сторону отклонится след движения в результате деформации.

Трещины скалывания возникают вдоль направлений действия максимальных касательных напряжений или отклоняются от них в сторону оси наибольшего сжатия на угол $(45 - \alpha)$, где α – угол скалывания.

Если трещины скалывания совпадают с направлением максимальных касательных напряжений, значит одни из сколов должны быть параллельны направлению сдвига, а другие – перпендикулярны.

Материальные площадки, параллельные направлению сдвига, сохраняют свою ориентировку неизменной, также как и главные напряжения, независимо от величины остаточной деформации, т. е. от времени. Следовательно, на них максимальные касательные напряжения непрерывно действуют в течение всего процесса деформирования.

Иные соотношения имеют место на площадках, перпендикулярных к направлению сдвига. В течение опыта в данное положение последовательно попадают все новые и новые материальные площадки. Каждая площадка лишь некоторое время находится в данном положении, а затем выходит из него. Значит, длительность действия максимальных касательных напряжений на площадках, перпендикулярных сдвиганию, значительно меньше, чем на параллельных сдвиганию. Поэтому трещины скалывания легче и скорее должны возникать в направлении, параллельном сдвиганию, чем перпендикулярном, несмотря на то, что величина касательных напряжений, действующих в обоих направлениях, одинакова. Зависит это от

того, что прочность является функцией длительности действия напряжений.

Если трещины скальвания образуются под некоторым углом ($45 - \alpha$) к направлениям действия максимальных касательных напряжений, то они располагаются наискось к направлению сдвига. При этом трещины должны создавать кулисообразный ряд такого же направления, как и трещины отрыва. Причем трещины одного знака с направлением сдвига должны располагаться под меньшим углом к оси ряда, чем трещины отрыва, т. е. под углом намного меньшим 45° , а трещины противоположного знака – под большим углом, т. е. под углом больше 45° (фиг. 137).

Так теоретически обосновывается, что при деформации простого сдвига трещины скорее всего располагаются в форме кулисообразных рядов, причем последние могут состоять как из отрывов, так и из сколов. Пластическая деформация, продолжающаяся после возникновения трещин, должна изменять направление трещин и увеличивать угол между ними и осью ряда.

В Байджансайском антиклинории во многих местах нами были описаны ряды кулисообразно расположенных трещин. Данное расположение считалось признаком того, что трещины возникли в участках, испытавших деформацию сдвига, которая развивалась под действием активной пары сил.

ВЫВОДЫ

Теоретически обосновывается предположение, что при сдвигании главные напряжения практически сохраняют постоянное направление, которое не зависит от величины пластической деформации.

Оси максимальных и минимальных нормальных напряжений отклонены на 45° от направления сдвига (если оно не сопровождается перпендикулярным к нему сжатием или растяжением). Одни из площадок действия максимальных касательных напряжений параллельны плоскости сдвига. На протяжении всего времени пластического деформирования тела они совпадают с одними и теми же материальными плоскостями. Другие площадки действия максимальных касательных напряжений перпендикулярны к плоскости и направлению сдвига. С этими площадками лишь на короткое время совпадают определенные материальные плоскости, которые в процессе сдвига изменяют свою ориентировку в пространстве. Таким образом, при сдвигании максимальные касательные напряжения двух сопряженных направлений действуют на материал не одинаково.

Трещины отрыва и скальвания должны зарождаться в соответствии с постоянным направлением осей напряжений, величиной и длительностью действия напряжений на материальных плоскостях, а также прочностными свойствами материала. Затем трещины должны деформироваться вместе с материалом. При этом будет преобладать их кулисообразное расположение.

Глава 34

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВОГО ИЗУЧЕНИЯ КУЛИСООБРАЗНО РАСПОЛОЖЕННЫХ ТРЕЩИН

Ряды кулисообразно расположенных трещин наблюдались нами в породах разного состава и возраста: в известковистых филлитах протерозоя, где они заполнены карбонатными жилами; в франско-среднедевонских мелкогалечных конгломератах и состоящих из обломков кварца песчаниках, в которых состав жил кварцевый; в известняках и доломитах фаменского яруса и нижнего карбона, где образовались карбонатные жилы. Ряды бывают левыми и правыми (фиг. 138).

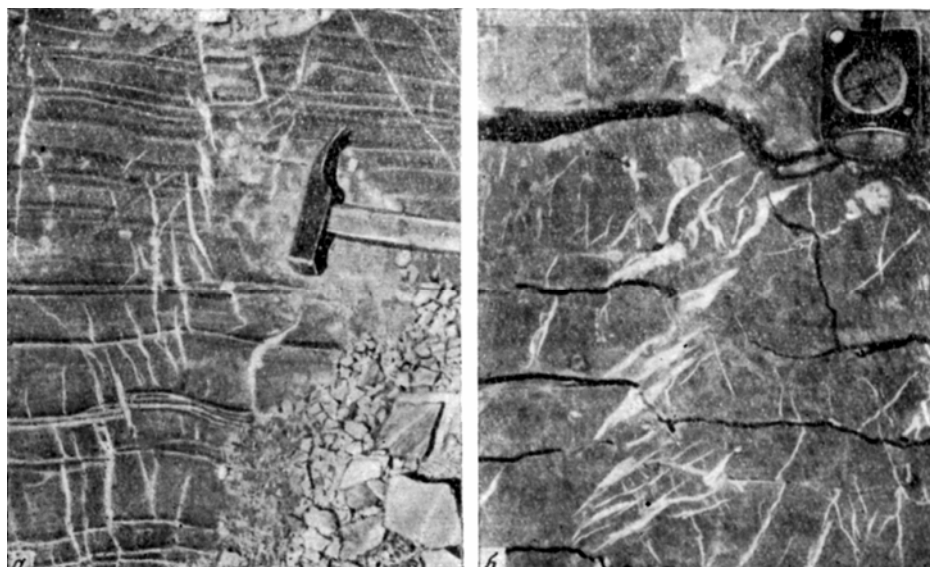
Обычно длина отдельных трещин в изученном районе не превышает первых метров. Протяженность рядов трещин достигает 20 м. Эти ряды и трещины довольно мелкие. В литературе имеются указания на большие размеры трещин и рядов. Так, например, в Калифорнии при сдвиговом смещении вдоль сброса Сан-Андреас в перекрывающих разрыв четвертичных отложениях возникли многочисленные кулисообразные ряды трещин отрыва, в которых длина отдельных трещин превышала 10 м.

Для многих рядов, наблюдавшихся нами и описанных другими исследователями в различных районах, характерны S-образная изогнутость и расщепление трещин наподобие ласточкиного хвоста. Трещины, образующие ряды, в одних случаях являются ясно проявленными отрывами, в других – скорее сколами, в третьих – трудно определимы. Угол между отдельными трещинами и осью ряда был от 25 до 45, редко до 70°. Геологические условия возникновения рассматриваемых трещин достаточно разнообразны, но их механическая сущность одинакова.

ПРИМЕРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КУЛИСООБРАЗНО РАСПОЛОЖЕННЫХ ТРЕЩИН

В коленообразных изгибах слоев, часто осложненных рядами трещин, оси которых совпадают со смыкающим крылом изгиба, расположение трещин по отношению к изгибу слоев однообразно: левые коленообразные изгибы осложняются левыми рядами, правые изгибы – правыми рядами (см. фиг. 138). Деформацию каждого участка образования кулисообразного ряда можно считать деформацией сдвига.

В крыльях мелких дополнительных складок нередко образуются кулисообразные ряды трещин. Так, например, известны кулисообразно расположенные трещины отрыва на крыле дополнительной антиклинальной складки с шириной 25 м и амплитудой 10 м, образованной тонкослоистыми алеври-тистыми известняками нижнего карбона (фиг. 139, а). Эта складка осложняет крыло более крупной антиклинали. Угол общего падения слоев на крыле крупной антиклинали меняется от 40 до 60°. В обнажении видно, что интересующая нас дополнительная складка образовалась благодаря



Фиг. 138. Ряды кулисообразно расположенных трещин в фаменских известняках Байджансайского антиклинария:

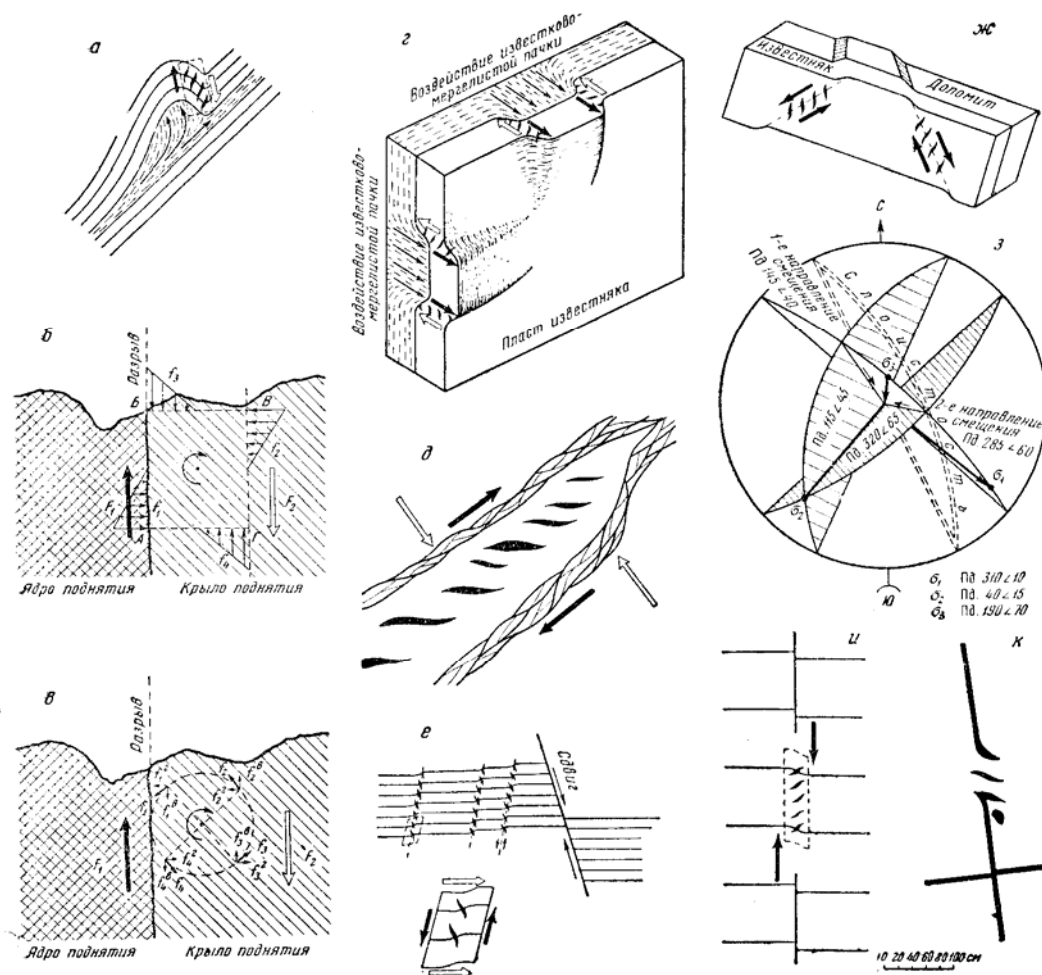
а – левый ряд в зоне левого коленообразного изгиба слоев, *б* – правый ряд в зоне правого коленообразного изгиба слоев

нагнетанию в ее ядро материала пачки слоев. Слои, залегающие над раздувшимся ядром, были смещены на участке крыла складки с обратным падением и испытали максимальное сдвигание.

Рядом с крупными тектоническими разрывами нередко встречаются кулисообразно расположенные трещины. Так, например, на северо-восточном крыле крупной Булакбетской антиклинали, в месте его соприкосновения с выдвинутым в виде горста ядром, на отдельных участках можно видеть многочисленные ряды трещин отрыва. Трещины располагаются несколько в стороне от тектонического контакта крыла поднятия с ядром. Эти трещины не являются оперяющими. Они образовались самостоятельно. Смещение по большому разрыву при подъеме ядра позволяет для участка развития рядов трещин указать на направление активной силы F_1 , возникшей благодаря трению в шве разрыва. Она действовала снизу вверх и задирала верхний край крыла антиклинали. Нижняя часть крыла, оставшаяся относительно неподвижной, оказывала сопротивление смещению рассматриваемого участка кверху, т.е. создавала реактивную силу F_2 , направленную сверху вниз. Таким образом, намечается активная пара сил (см. фиг. 139, б).

Смещение по разрыву измеряется несколькими сотнями метров, а прилегающий к разрыву участок крыла не испытал заметного задиранья и поворота; следовательно, отмеченная активная пара сил не вызвала вращения участка, к которому она была приложена. Кроме уже установленной активной пары сил, была другая пара, оказывавшая сопротивление вращению данного участка. Если бы вторая пара была направлена навстречу первой паре, то она ослабляла бы вращение или сводила к нулю результаты действия первой. Однако известны результаты действия первой пары, представленные кулисообразными рядами трещин отрыва, возникшими при отсутствии вращения. Следовательно, вторая пара имела иное направление.

Для того чтобы установить направление второй пары, рассмотрим силы, действовавшие на некоторый мысленно выделенный участок крыла $АВВГ$, прилегающий к разрыву. Под влиянием первой пары сил F_1 и F_2 этот



Фиг. 139. Примеры геологических условий возникновения кулисообразно расположенных трещин и их интерпретация.

Черные толстые стрелки – активные усилия; белые стрелки – реактивные усилия; тонкие черные стрелки – направления перемещения пород; пунктиром ограничены участки, испытывающие деформацию сдвига; а–к – поясняются в тексте

участок должен был приобретать вращательное движение. Однако, начиная вращаться, он встречал сопротивление со стороны соседних участков. Его угол A упирался в поверхность AB ядра поднятия. Реактивная сила f_1 была направлена горизонтально. Вдоль поверхности, отделяющей мысленно выделенный участок от более низкой части крыла, также возникла сила f_2 , достигавшая наибольшей величины около угла B и также направленная горизонтально. Реактивные силы, сопротивлявшиеся вращению участка $ABBG$, можно представить и на гранях BB и AG . Эти силы f_3 и f_4 действовали вертикально и достигали наибольших значений около углов B и G . Вертикальные реактивные силы f_3 и f_4 , приложенные к граням BB и AG , создавали пару сил, вычитавшуюся из первой пары F_1 и F_2 . Горизонтально направленные реактивные силы f_1 и f_2 образовывали пару, которая создавала момент, обратный по знаку моменту пары F_1 и F_2 . Следовательно, эта пара, как и пара f_3 и f_4 , оказывала сопротивление вращению. Однако, будучи перпендикулярной паре F_1 и F_2 , она не могла оказывать сопротивления сдвиганию грани AB вверх по отношению

к грани $BГ$. Итак, вторая пара сил f_1 и f_2 , мешавшая возникновению вращения, была направлена перпендикулярно первой и действовала в одной плоскости с ней.

Механическую обстановку на крыле во время роста складки можно изобразить в виде активной силы, направленной вверх и действовавшей на крыло в месте его перехода в свод антиклинали, а также реактивной силы, направленной вниз и действовавшей на крыло в месте его перехода в обычное залегание слоев, подчиненное крылу крупной антиклинали. Таким образом, на крыло небольшой антиклинали действовала в целом активная пара сил.

В рассмотренном случае распределение реактивных сил f_1 и f_2 , f_3 и f_4 было связано с прямоугольной формой выделенного объема $АВВГ$. Мы придем к тому же результату, если мысленно обособим объем иной формы, например цилиндрической (см. фиг. 139, в). Вращению такого цилиндра мешают реактивные силы трения, приложенные к каждой точке его поверхности и направленные по касательным к ним.

Силы, приложенные к каждому из двух концов любого диаметра, образуют пары, которые могут быть разложены на вертикальную и горизонтальную составляющие. Вместо одной пары на конце любого диаметра будем рассматривать две – горизонтальную и вертикальную. Суммарное воздействие всех горизонтальных пар может быть заменено действием одной равнодействующей горизонтальной пары сил, а все вертикальные пары – одной равнодействующей вертикальной парой.

Равнодействующая пара вертикальных реактивных сил, направленная навстречу активной паре, вычитается из нее и соответственно уменьшает вызываемое ею вращение. Равнодействующая пара горизонтальных реактивных сил создает момент пары сил обратного знака по сравнению с первой (активной) парой и таким образом оказывает сопротивление вращению. Вместе с тем она не мешает смещению отдельных частей рассматриваемого цилиндрического объема в вертикальном направлении, т. е. не мешает деформации сдвига.

В результате двух способов (см. фиг. 139, б, в) рассмотрения обстановки возникновения трещин отрыва констатируется, что они возникают в условиях деформации сдвига, вызванной действием двух пар сил, одна из которых была активной, другая – реактивной. Обе пары действовали в одной плоскости и были перпендикулярны друг другу.

На крутом крыле Мынчабырской антиклинали с вертикальным залеганием фаменских слоев кулисообразные ряды трещин отрыва наблюдались в средних по мощности и толстых прослоях известняков, которые в виде отдельных пластов залегают в тонкослоистых известняково-мергелистых отложениях (см. фиг. 139, г). Известняково-мергелистые тонкослоистые пачки испытали здесь значительные по величине пластические деформации, в результате которых их мощности в одних местах уменьшены, в других сильно раздуты. В местах раздува мощностей известняково-мергелистые породы оказывали давление на некоторые участки прилегающих пластов известняков и вызывали их смещение. В местах сочленения сдвинутых глыб с несдвинутыми частями пластов наблюдались кулисообразные ряды трещин отрыва, заполненные карбонатными жилами. Примеры таких нарушений упоминались выше в связи с описанием Байджансайской синклинали и Булакбетской антиклинали.

На противоположных сторонах каждой глыбы сдвигание имело разное направление, поэтому кулисообразные ряды трещин были разноименны: пласты рассечены левыми и правыми рядами трещин отрыва. Расположение каждого ряда легко связать с положением пар сил, возникающих на границах смещавшихся глыб в этих пластах.

В швах тектонических разрывов кулисообразные ряды трещин наблюдались не часто. Они отмечались в фаменских известняках, разбитых круп-

ными трещинами скалывания, по которым происходило взбросовое перемещение. В глыбе, вытянутой вдоль падения двух крупных трещин со сходными элементами залегания, хорошо виден правый кулисообразный ряд трещин отрыва, заполненных карбонатными жилками (см. фиг. 139, д). В швах трещин залегают перетертые и раздробленные известняки, свидетельствующие о том, что вдоль трещин происходило смещение. При этом на глыбу должны были действовать силы трения, приложенные в виде пары. Учитывая, что во всех известных нам примерах правые кулисообразные ряды наблюдались в связи с правыми активными парами сил, следует предполагать, что в данном случае пара была правой. Вполне очевидно, что эта пара сил не могла вызвать вращения глыбы, так как ему препятствовали реактивные силы со стороны соседних глыб. По аналогии с фиг. 139, б здесь реактивная пара, мешавшая вращению, но допустившая деформацию сдвигания, была перпендикулярна активной паре.

Более простые в геологическом отношении, но механически аналогичные условия имели место при образовании так называемых оперяющих трещин отрыва, которые наблюдались автором около швов разрывных смещений и возле поверхностей смещения, совпадающих с напластованием.

Вместо крупных трещин скалывания одного из двух сопряженных направлений местами обнаруживаются ряды кулисообразно расположенных мелких трещин отрыва.

В вертикально залегающих протерозойских известковистых филлитах Кокджотского горста кулисообразные левые ряды трещин отрыва наблюдались нами возле правых сдвигов с амплитудой смещения в несколько метров. Простираение осей рядов трещин образует с простираением сдвигов угол в 15–20°. Каждый левый ряд приурочен к небольшому левому коленообразному изгибу слоев (см. фиг. 139, е). Эти изгибы, осложненные рядами трещин, расположены так, как расположились бы трещины скалывания, сопряженные с правыми сдвигами (т. е. парные им левые поверхности скалывания). Направление смещения слоев в левых изгибах такое же, каким оно должно быть по трещинам скалывания, сопряженным со сдвигами. Очевидно, изгибы слоев и ряды трещин были созданы такими же касательными напряжениями, какие обычно создают трещины скалывания, сопряженные с правым сдвиговым смещением. Поэтому можно около каждого ряда трещин изобразить пару сил, направленных параллельно оси ряда, и деформацию слоев внутри коленообразных изгибов считать деформацией сдвигания.

Этот пример показывает, что каждый кулисообразный ряд трещин образовался вместо одной трещины скалывания. При этом ось ряда совпадала с ориентировкой трещины скалывания, вместо которой он возник.

Вместо двух сопряженных трещин скалывания могут возникать кулисообразные ряды отрывов двух направлений. Они наблюдались на крутом крыле дополнительной Пономаревской дисгармоничной антиклинали с амплитудой в несколько сотен метров, сложенной слоистыми карбонатными отложениями фаменского яруса.

В пачке, состоящей из переслаивающихся тонкослоистых серых доломитов и черных обломочных известняков, отчетливо видны различия в трещиноватости отдельных слоев. В серых доломитах трещин больше, чем в известняках. Они представлены сколами со средним падением под углом 65° по азимуту 320° и под углом 45° по азимуту 115°. Падение слоев здесь имеет угол 65° по азимуту 245° (см. фиг. 139, ж).

В одном из прослоев черных известняков трещин намного меньше. Они представлены короткими отрывами, которые расположены в виде кулисообразных рядов, тянущихся в двух направлениях и хорошо видных на поверхностях наслоения. Оси рядов по направлению совпадают с ориентировкой следов пересечения плоскостей сколовых трещин, развитых в доломитах, с плоскостью наслоения. Ряды, совпадающие со следами трещин с падением

45° по азимуту 115°, являются правыми. Рядом с ними иногда видны параллельные им следы пересечения слоистости трещинами скальвания с падением 45° по азимуту 115°. Левые кулисообразные ряды трещин отрыва тянутся параллельно следам пересечения плоскости слоя с трещинами скальвания, имеющими падение 65° по азимуту 320°. В обнажении можно установить, что ряды развиты только в прослое черных известняков.

Закрытый и плоский характер трещин скальвания в доломитах, а также структурно-геологические признаки общего сжатия пород в соседних обнажениях позволяют считать, что эти трещины скальвания возникли в условиях всестороннего сжатия, на фоне которого действовало одностороннее сжатие.

Первоначальное зияние заполненных кальцитом трещин отрыва, развитых в прослое черных известняков, говорит о существовании в нем растяжения во время образования трещин.

Учитывая все отмеченные факты, можно восстановить картину образования трещин. В силу особенностей механических свойств доломиты под действием напряжений сжатия стали разрушаться трещинами раньше, чем известняки. Наибольшее сжатие по направлению, вероятно, совпадало с биссектрисой острого угла между возникшими трещинами скальвания, имеющими падение 65° по азимуту 320° и 45° по азимуту 115°. В результате обработки трещин на стереографической сетке установлено, что биссектриса имеет падение 70° по азимуту 190° (см. фиг. 139, з). После образования трещин и смещения вдоль них условия напряженного состояния промежуточного прослоя более прочного черного известняка существенно изменились. Смещение отдельных глыб доломитовых слоев, благодаря трению и связности с известняковым прослоем, создавало дополнительные силы, действовавшие на части прослоя, находящиеся около швов между доломитными глыбами.

Учитывая сколовый характер трещин, на стереографической сетке можно графически восстановить направление смещений по ним: оно происходило в плоскости, близкой к плоскости наслоения. Следовательно, прилежащие к трещинам участки прослоя известняков испытывали действие активных пар сил. Эти участки связаны с остальными частями прослоя, поэтому они испытывали деформацию сдвига, причем на них действовали не только активные пары сил, параллельные трещинам, но и перпендикулярные им реактивные пары сил.

Таким образом, в рассматриваемом примере причиной образования кулисообразных рядов трещин отрыва, возможно, явилось более раннее возникновение трещин скальвания в доломитовых слоях по сравнению с известняковым прослоем. Деформации участков известнякового прослоя, прилежащих к сколам в доломитных слоях, породили кулисообразные ряды трещин отрыва.

В пользу высказанной гипотезы говорит то, что оси кулисообразных рядов трещин отрыва по направлению совпадают со следами пересечения трещин скальвания с поверхностью наслоения. Кроме того, направление смещения по трещинам скальвания в доломитах и направление перемещения известняка в тех зонах сдвига, которые связываются с трещинами скальвания, оказываются одинаковыми. Трещины с падением 45° по азимуту 115° обладают тем же правым направлением смещения, что и связанные с ними правые ряды трещин отрыва. Левые ряды трещин отрыва, требующие для своего образования левого смещения при сдвигании, увязываются с трещинами скальвания с падением 65° по азимуту 320°, для которых устанавливается левое смещение.

Переход трещин скальвания в кулисообразные ряды трещин отрыва (см. фиг. 139, и, к) наблюдался во многих местах. При расположении рядов на продолжении трещин скальвания или в промежутках между сколами, приходится считать, что до образования трещин напряжения были везде одинаковыми. Основываясь на том, что трещины постепенно разраста-

ются в длину, можно думать, что кулисообразные ряды отрывов, наблюдающиеся на окончаниях трещин скалывания, возникали несколько позднее внутренних частей последних. Если это так, то условия напряженного состояния мест образования отрывов должны были изменяться после возникновения внутренних частей сколов. Крылья сколов, испытывая относительное смещение, воздействовали на прилежащие к ним неразрушенные участки подобно активной паре сил и вызывали в них деформацию сдвига. Именно эти особенности условий деформирования можно считать причиной образования трещин отрыва. Направление смещения по трещинам скалывания и предполагающиеся на их окончаниях деформации сдвига (которые соответствуют наименованию ряда трещин отрыва) оказываются одного направления.

Если ряды трещин отрыва находятся не на окончаниях отдельных сколов, а замещают трещины скалывания на некоторых участках, ряды, вероятно, возникали следующим образом: участок, где возникли две трещины скалывания (лежащие в одной плоскости, но еще не соединившиеся друг с другом), оказывался в особых условиях; смещавшиеся крылья трещин скалывания действовали на него подобно активной паре сил, вызывая деформацию сдвига (см. фиг. 139, *и*).

Очевидно, замещение трещин скалывания кулисообразными рядами отрывов происходит в тех местах, где развивается деформация сдвига. Эти кулисообразные ряды, возникая в связи с трещинами скалывания (которые располагаются обычно вдоль двух семейств поверхностей), ориентированы в двух направлениях. При таком расположении можно устанавливать ориентировку осей напряжений в породах, рассматривая осевые плоскости кулисообразных рядов так же, как трещины скалывания. Кулисообразные ряды, кроме того, помогают определить направление смещения по тем трещинам скалывания, с которыми они связаны.

ВЫВОДЫ

В итоге рассмотрения конкретных примеров стало ясно, что образование кулисообразных рядов трещин можно связывать с деформацией сдвига, возникающей в результате действия двух пар сил, перпендикулярных одна другой и лежащих в одной плоскости. Одна из этих пар активная, другая – реактивная.

Считая, что кулисообразные трещины возникали при деформации сдвига, можно объяснить изогнутую S-образную форму многих трещин тем, что их разрастание происходило одновременно с продолжавшейся пластической деформацией пород. В результате, возникшая средняя часть каждой трещины поворачивалась, и угол между ней и осью ряда возрастал. Одновременно трещина продолжала разрастаться, подчиняясь постоянному направлению осей напряжений. Ее вновь возникавшие крайние части ориентировались так же, как первоначально была ориентирована их древняя средняя часть.

Таким образом, удастся объяснить условия возникновения кулисообразных рядов трещин и особенности их морфологии, если исходить из теории, приведенной в предыдущей главе, и связывать их с деформацией сдвига. Однако то, что теория не противоречит полевым данным и может быть согласована с ними, не означает полного доказательства ее правильности. Для окончательного решения вопроса необходимы эксперименты, которые позволят установить внешние силы, распределение напряжений, деформации и расположение разрывов.

Глава 35

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ТРЕЩИН, СВЯЗАННЫХ С ПРОСТЫМ И СЛОЖНЫМ СДВИГАНИЕМ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПЫТОВ

Постановка задач

Нами проведены опыты по образованию трещин в условиях простого сдвига. Опыт ставился с целью сбора фактов, которые необходимы для ответа на следующие вопросы:

1. Правильно ли отрицание графической схемы конечной пластической деформации сдвига, изображающей перекашивание исходного квадрата в ромб с сохранением длины сторон (см. фиг. 132, II).

2. Правы ли мы в том, что отказываемся от сопоставления трещин с осями конечных пластических деформаций при сдвигании и ищем связь между трещинами и осями условно-мгновенных упругих деформаций, которые считаем совпадающими с осями напряжений?

3. Существует ли зависимость угла, под которым образуются трещины при сдвигании, от механических свойств материалов, а если существует, то какова она?

Эксперименты проводились автором совместно с Е. И. Чертковой.

Условия проведения опытов

В геологической литературе используются две схемы (см. фиг. 132) плоской конечной пластической деформации сдвига, причем обе схемы привлекаются для объяснения кулисообразных рядов трещин отрыва.

Первая схема, согласно которой все точки образца смещаются в одном направлении параллельно одной оси, но с разной скоростью, прямо пропорциональной расстоянию от этой оси, была признана правильной.

Вторая схема, по которой плоская деформация кубика приводит к тому, что две его грани превращаются из квадратов в ромбы, считалась неправильной.

При опытах, поставленных в соответствии с первой схемой, неизменно воспроизводились кулисообразные ряды трещин. Результаты этих опытов будут описаны ниже.

При опытах, поставленных в соответствии со второй схемой, кулисообразные ряды трещин не образовывались. Расположение возникших при этом трещин скальвания не соответствовало тому, которое указывалось схемой, фигурирующей во многих книгах и учебниках (Усов, 1940б; рис.16, 84, 86, 88). Поэтому основное внимание было уделено моделированию по первой схеме.

Условия подобия и материалы моделей. Во всех опытах в качестве непрозрачного материала, моделирующего горные породы, применялась глина, которая часто используется для изучения процессов образования разрывов. В нашем распоряжении имелись серая, тонкая скульптурная, бурая песчанистая и бентонитовая часовъярская глины, которые смешивались в различных пропорциях между собой, с абразивными порошками и водой.

Для выяснения закономерностей распределения напряжений при деформации сдвига были испытаны прозрачные модели из пластичных растворов этилцеллюлозы и из упругих студней желатины.

Ниже приводится пример того, как можно сперва произвольно выбрать материал для модели, а затем установить, каким природным условиям эта модель будет подобна, и проверить, будет ли она подобна тому процессу, который требуется изучить. Эксперименты желательнее было провести на влажной глине.

Удобно было деформировать образцы глины с некоторой заданной скоростью и создавать деформацию в горизонтальной плоскости. Вязкость глины порядка 10^4 нз. Модуль полной деформации упругого сдвига данной глины в среднем около 1 кг/см^2 . Условно-мгновенные прочностные скальвания и на отрыв порядка 1 Г/см^2 . Инерционные силы не должны оказывать существенного влияния на опыты, которые предполагалось проводить медленно. Не могла играть существенной роли и сила тяжести, так как деформация происходила в горизонтальной плоскости. Поэтому при выводе условий подобия из уравнений равновесия и движения исключались члены, содержащие плотность материала и ускорение силы тяжести. После соответствующих сокращений отпало первое основное условие подобия:

$$C_G = C_\rho C_g C_l, \quad (1)$$

где C_G – множитель подобия для модулей упругости; C_ρ – множитель подобия для плотности; C_g – множитель подобия для ускорения силы тяжести; C_l – множитель подобия для геометрических размеров.

Остались в силе второе и третье условия:

$$C_\eta = C_\tau C_t; \quad (2)$$

$$C_p = C_\tau, \quad (3)$$

где C_η – множитель подобия для вязкости; C_τ – множитель подобия для касательных напряжений; C_t – множитель подобия для времени; C_p – множитель подобия для прочности.

Множитель подобия геометрических размеров не вошел в оставшиеся условия подобия, следовательно, в данном частном случае он не влияет на свойства материала моделей.

Скорость деформации сдвига D , которую решено было задавать, характеризуется величиной угла скашивания, возникающего за единицу времени. Она имеет размерность, обратную времени. Поэтому множитель подобия этой скорости C_D обратен множителю подобия времени C_t :

$$C_D = \frac{1}{C_t}. \quad (4)$$

Для карбонатных пород Каратау, в которых чаще всего встречаются кулисообразные ряды трещин, вязкость надо принять около 10^{20} нз, модуль сдвига в среднем $5 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$, условно-мгновенные прочностные порядка 10^2 кг/см^2 .

Взяв отношения между этими величинами и одноименными характеристиками влажной глины, легко найти значения множителя подобия прочностей,

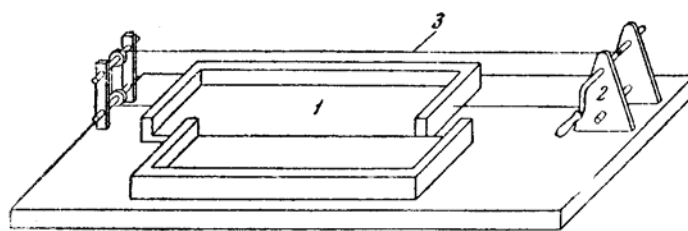
равного множителю подобия напряжений, и множителя подобия вязкости:

$$C_\tau = C_p = \frac{10^{-3}}{10^2} = 10^{-5}; \quad C_\eta = \frac{10^4}{10^{20}} = 10^{-16}.$$

Эти множители подобия взяты произвольно, так как делать модели из влажной глины решили произвольно. Из данных множителей подобия определяется обязательное значение множителя подобия для времени:

$$C_t = \frac{C_\eta}{C_\tau} = \frac{10^5}{10^{16}} = 10^{-11}.$$

При этой величине 1 мин опыта соответствует 200 000 лет (один год округленно считается равным $3 \cdot 10^7$ сек). В природных условиях в районах с высокой подвижностью, например в современном Тянь-Шане, скорости сдвига в больших участках земной коры составляют около 0,02 сек дуги в год, причем это среднее значение для времени длительностью около 300 000 лет (Гзовский, Крестников, Рейснер, 1959).



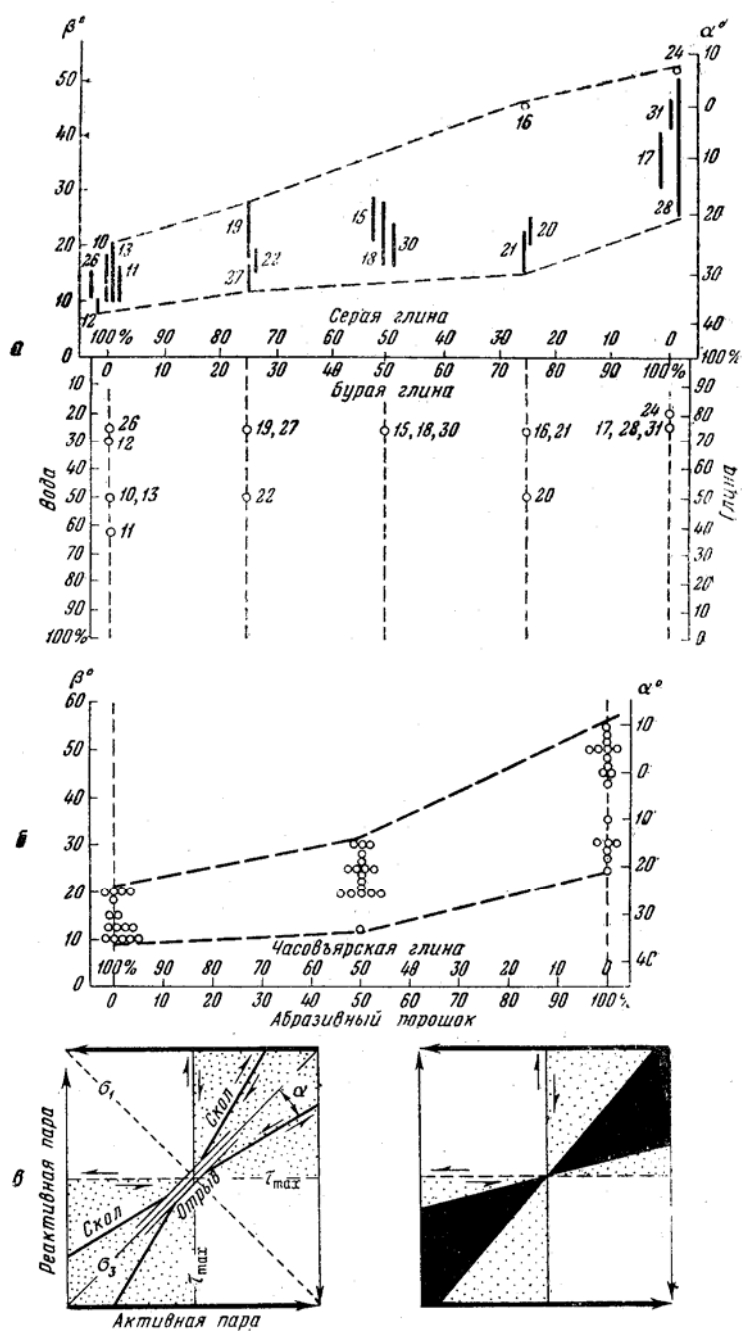
Фиг. 140. Прибор для испытания моделей в условиях простого сдвига:
1 – лоток для моделей; 2 – лебедка; 3 – тросик

При получившемся масштабе время в 300 000 лет на модели соответствует 1,5 мин. Значит, скашивание прямого угла на 1 сек должно производиться за время порядка 1 часа, а на 1° дуги требуется около 3 суток. Истинные скорости сдвига, измеряемые в природе за время порядка годов и месяцев, доходят в пределе до 10 сек за 1 год. Значит, скашивание на 1° дуги происходит за 360 лет или за $1 \cdot 10^{20}$ сек времени. На модели этому соответствует 0,1 сек. Так получаются два предела скорости, между которыми должна быть скорость деформации модели. Для модели верхний предел 1° дуги за 3 суток, нижний предел 1° дуги за 0,1 сек. Опытты проводились со средней скоростью около 1° дуги за 10 сек.

Таким образом, используя для опыта влажную глину, мы удовлетворяем условиям подобия, которые определены весьма приближенно. Более точно установить условия подобия нельзя из-за того, что мы не в состоянии уточнить данные, относящиеся к природному процессу, – скорости деформации, вязкости и длительной прочности пород.

Приборы для испытания моделей. Опытты проводились на двух приборах. Опытты, соответствующие первой схеме, производились на приборе, установленном на общей подставке (фиг. 140). 1 – деревянный лоток длиной 23 см, шириной 10 см и глубиной 1,5 см. Одна половина лотка неподвижна, вторая – может сдвигаться вдоль первой, как при левом сдвигании. 2 – лебедка, на которую наматывается тросик 3, тянущий подвижную часть лотка. Лебедка приводится в действие небольшой ручкой. На верхней поверхности образца краской наносились прямые линии поперек направления смещения подвижной половины лотка.

Опытты, соответствующие второй схеме, проводились с образцами



Фиг. 141. Диаграммы направления трещин в моделях при простом сдвигании: а – для моделей из серой и бурой глин (цифры обозначают номера опытов); б – для моделей из часовъярской глины и абразивного порошка; в – сводная диаграмма

размером 50×50×50 мм, помещенными в специальную деревянную рамку, состоящую из четырех квадратных сторон, скрепленных петлями. Перекашивая рамку, можно было деформировать заключенную в ней глину. После заполнения рамки глиной на сглаженных свободных сторонах краской наносилась цветная квадратная сетка.

Осуществить перекашивание рамки парой сил (см. фиг. 132, Д) технически сложнее, чем сжимать ее в направлении диагонали, поэтому применялся последний способ приложения внешних активных сил. Поскольку глина деформировалась только благодаря воздействию на нее деревянной рамки, способ приложения сил к рамке не оказывал влияния на процесс образования трещин в глине.

Способ изображения результатов. Опыты ставились главным образом со смесями серой и бурой глин и воды. Количество воды в смеси оказывало значительное влияние на свойства материала. Несмотря на то, что образцы изготавливались из смеси с определенным соотношением воды и глины, точно учитывать количество воды не удавалось, так как образцы успевали подсыхать во время опыта.

Состав каждого образца в момент его изготовления отражен на нижней половине диаграммы (фиг. 141, а). Горизонтальная ось диаграммы выражает 100% объема сухого глиняного материала. В зависимости от процентного содержания серой и бурой глин состав их смеси отмечается той или иной точкой на горизонтальной оси. В середине оси точки отражают равное количество серой и бурой глин (по 50%). Крайняя левая точка на этой оси отвечает 100% серой глины и 0% бурой. Крайняя правая точка отвечает 100% бурой глины и 0% серой.

Вниз от горизонтальной оси отложен отрезок вертикальной оси, изображающий 100% объема смеси глиняного материала с водой. Каждой точке на этом отрезке отвечает смесь с определенным процентным содержанием. Точка середины нижнего отрезка вертикальной оси соответствует 50% воды и 50% глины. Крайняя нижняя точка вертикального отрезка изображает 100% воды и 0% глины, крайняя верхняя точка – 100% глины и 0% воды.

Вверх от горизонтальной оси отложен отрезок вертикальной оси, по которой откладывались величины углов α и β .

Угол β измерялся между направлением оси кулисообразного ряда трещин (совпадающим с линией стыка двух половин лотка прибора) и направлением линии пересечения трещин с верхней поверхностью образца. По нему легко можно вычислить угол α между трещиной и направлением, образующим 45° с линией стыка двух половин лотка: $\alpha = 45^\circ - \beta$.

Таким образом, каждый опыт изображается на диаграмме в двух местах: в нижней половине одна точка указывает состав материала (цифра обозначает номер опыта), в верхней половине точка (или жирная линия, объединяющая крайние положения нескольких точек) отражает величины углов α и β , под которыми возникали трещины.

На фиг. 141, б аналогично изображены результаты опытов с моделями из смеси часовъярской глины с абразивным порошком; на ней не показана влажность модели.

Сводка результатов всех опытов дана на фиг. 141, в. На ней направления возникших трещин изображались черными линиями, выходящими из центра диаграммы. Эти линии слились в черные сектора. Теоретически возможные направления трещин расположены в секторах, покрытых точками.

ОПИСАНИЕ ОПЫТОВ, ПРОВЕДЕННЫХ ПО ПЕРВОЙ СХЕМЕ

Описание опытов по первой схеме (см. фиг. 132, Д) дается в порядке изменения состава образцов от чистой серой к чистой бурой песчанистой глине. Количество воды в большинстве опытов относилось к общему количеству глины (по объему), как 1 : 3 или 1 : 1.

Серая глина 100%. Смесь из 50% глины и 50% воды. Смещение половины лотка вызывало появление вдоль оси прибора косых трещин, отклоняющихся от этой оси на 10–20°. Трещины располагались в виде левого кулисообразного ряда. Число трещин постепенно увеличивалось. При дальнейшем смещении трещины, разрастаясь, отгибались вправо и соединялись с соседними. Так формировался один общий крупный волнистый разрыв. В некоторых образцах возникали также короткие трещины скалывания, почти перпендикулярные к направлению сдвига.

Смесь из 75% глины и 25% воды (фиг. 142, а). При смещении подвижной половины лотка примерно на 4 мм на поверхности глины обнаруживались трещины, идущие наискось к продольной оси прибора и создающие сложный левый кулисообразный ряд. Трещины отклонялись от оси прибора на 8–15° в одном направлении. При дальнейшем смещении примерно на 2 мм они увеличивались и при этом происходило разрушение перемычек между ними. Разрастаясь по простиранию в обоих направлениях, трещины постепенно отгибались вправо, приобретали S-образную форму и сдвигово-надвиговой характер смещения. Эти части трещин являются типичными сколами, так как направление смещения их крыльев параллельно швам разрывов. В итоге возникал крупный волнистый разрыв.

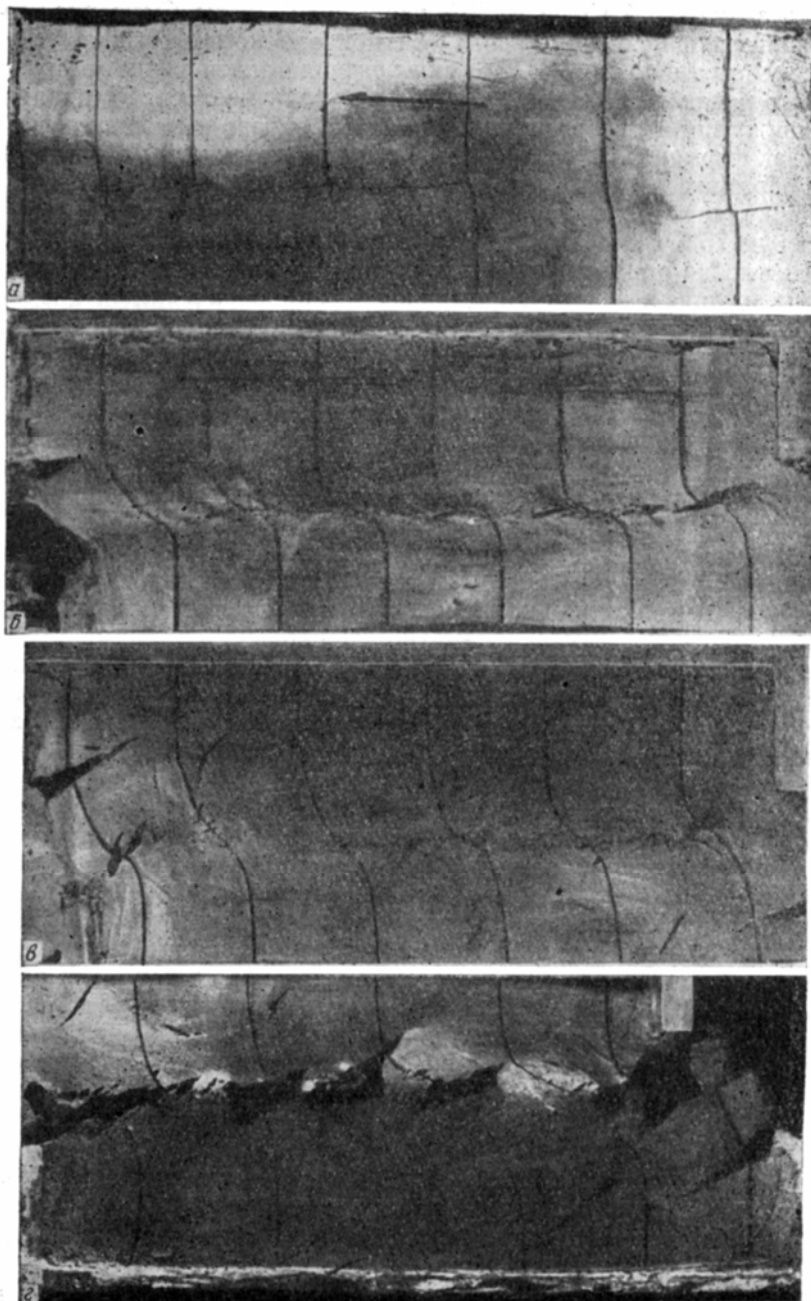
Серая глина 75 %, бурая глина 25 %. Смесь из 75% глины и 25% воды. В образцах смешанного состава процесс в общем развивался по той же схеме. Однако угол между косыми трещинами и осью прибора оказывался несколько большим, чем в предыдущих опытах.

После пластического сдвига на 18–20 мм в зоне шириной около 16 мм вдоль границы двух половинок лотка в правой части образца открывались редкие (часто одна) косые трещины. Затем по всей зоне сдвига возникали многочисленные зияющие короткие косые трещины, создававшие левый кулисообразный ряд (см. фиг. 142, б). Углы между осью ряда и отдельными трещинами 18–27°. В результате последующего разрушения перемычек между трещинами путем скалывания образовался единый крупный сложнопостроенный волнистый разрыв.

В средней части образцов по мере развития смещения по разрыву происходило сближение таких участков противоположных крыльев крупного разрыва, которые обращены выпуклостью друг к другу. Из-за этого в данных местах происходило сильное сжатие материала в зоне шва разрыва и выдавливание глины кверху. В краевых частях образцов, наоборот, в зоне разрыва раскрывались зияющие полости. В части образцов при дальнейшем сдвигании некоторые из трещин, развиваясь по простиранию, резко изменяли направление, после чего сохраняли прямолинейное простирание под углом 40–50° к оси прибора. Возникали новые трещины под углом 45° к оси прибора. По смещению их крыльев было видно, что это отрывы. По мере перемещения образца трещины поворачивались против часовой стрелки так, что угол между ними и осью прибора возрастал сперва до 90°, а затем до 180°. После того как трещины оказывались под углом, большим чем 90°, они постепенно закрывались.

Серая глина 50 %, бурая глина 50%. Смесь из 75% глины и 25% воды. Как и в предыдущих опытах, сначала возникал левый кулисообразный ряд косых трещин, отклонявшихся от оси ряда (и прибора) на 16–28°. Потом происходило разрушение перемычек между трещинами и образование обобщающего их волнистого разрыва. Наконец, при смещении по волнистому разрыву в пределах его шва выделились раскрывавшиеся зияющие полости и участки, в которых происходило сжатие, выдавливание и скалывание материала крыльев. Последние участки возникали в местах сближения выпуклостей противоположных крыльев разрыва.

Серая глина 25 %, бурая глина 75 %. Смесь из 75% глины и 25% воды. При опытах возникали те же левые кулисообразные ряды трещин, располагавшихся под углами от 15 до 45°.



Фиг. 142. Кулисообразные ряды трещин в моделях из влажной глины различного состава.

a – серая глина; *б* – смесь серой и бурой глин; *в*, *г* – бурая глина

Бурая глина 100 %. Смесь из 75% глины и 25% воды. При опытах углы между трещинами в кулисообразных левых рядах и осями этих рядов были от 25 до 50°. Характерен опыт, изображенный на фиг. 142, в. Сначала в зоне сдвига возникли отдельные мелкие трещины отрыва, которые затем деформировались, разрастались, изменяя свое направление, и принимали S-образную форму. В промежутках между трещинами, являвшихся перемычками

между двумя половинками образца, испытывавшими относительное смещение, происходило продольное сжатие, в результате которого они выгибались кверху, образуя антиклинальные складки, расположенные кулисообразно; выпуклость складок видна в вертикальном сечении (см. фиг. 142, а).

В результате описанных опытов можно прийти к выводу, что с возрастанием содержания бурой песчанистой глины в испытываемой смеси трещины отклоняются от оси кулисообразного ряда на все больший угол β (см. фиг. 141, а). В чистой серой глине этот угол равен $8-20^\circ$, в чистой бурой глине $20-50^\circ$, а в смесях этих глин углы имеют промежуточные значения. Влияние состава материала на величину угла β в опытах заметно, но проявлялось не четко из-за того, что глина успевала усыхать в течение подготовки и проведения опыта, а угол изменялся в зависимости от влажности образца.

Для того чтобы проверить вывод о зависимости угла от механических свойств, а следовательно, и от состава материала, была проделана серия аналогичных опытов с влажной, медленно усыхающей часовъярской глиной, к которой примешивали различное количество абразивного порошка. Результаты этих опытов показаны на фиг. 141, б. В чистой часовъярской глине угол β равен $10-20^\circ$. Во влажном чистом абразивном порошке он варьирует от 20 до 55° . В смесях глины с порошком угол β имеет промежуточную величину.

Отдельные стадии процесса разрушения образца при деформации сдвига были тщательно прослежены и зафиксированы на нескольких опытах. Рассмотрим один из них.

Образец состоял из глины четвертичного возраста, взятой под Москвой. Трещины в образце возникли после сдвига на 10 мм в зоне шириной около 25 мм, т. е. после скашивания образца на 25° . Они образовали кулисообразный ряд в зоне, испытывавшей сдвигание. Отклонение трещин от оси ряда равнялось $15-20^\circ$. После смещения на 20 мм трещины настолько разрослись, что их концы стали заходить друг за друга. При дальнейшем сдвигании перемычки между трещинами испытывали продольное сжатие и выпучивались кверху. Одновременно с этим трещины разрастались по простиранию, изменяя свое направление и соединяясь с соседними. При этом они обрезали со всех сторон небольшой участок, являвшийся перемычкой между двумя сдвигавшимися половинами образца. Он оказался заключенным внутри шва крупного разрыва. Другая перемычка между первоначально возникшими трещинами разрушилась в результате того, что при ее продольном сжатии и выпучивании вверх образовался расщепивший ее поперек надвиг.

Так постепенно сформировался крупный и сложнопостроенный разрыв, разделивший образец на две половины. Продолжение относительного перемещения крыльев крупного разрыва привело к вращению куска глины, заключенного внутри шва. Этот кусок испытал поворот на 180° при относительном смещении крыльев разрыва на 60 мм с момента начала деформации.

Края крыльев крупного разрыва, в результате сложности процесса образования последнего, оказались волнистыми. В местах сближения выпуклых частей крыльев разрыва его шов узкий. Между этими участками вогнутые части крыльев, располагаясь напротив друг друга, создают расширения зоны шва разрыва, внутри которой остались глыбы, испытывавшие вращение и раздробление.

Обобщая наблюдавшуюся во время опытов картину развития трещин при деформации сдвига, можно наметить следующие типичные стадии (фиг. 143):

- 1) пластическое сдвигание без разрушения;
- 2) образование кулисообразного ряда раскрывающихся трещин (левый ряд при левом сдвигании и правый ряд при правом сдвигании), вытянутого вдоль зоны, испытывающей сдвигание;

3) изгибание средних частей трещин при их разрастании в обе стороны вдоль первоначального простирания и возникновение S-образной формы трещин;

4) продольное сжатие промежутков между трещинами и связанное с этим изменение направления их разрастания; усиление S-образности формы трещин;

5) соединение концов соседних трещин в результате разрушения промежутков между ними.

Последующее смещение по крупному разрыву порождает возникновение зияющих полостей внутри шва разрыва, чередующихся с узкими участками, в пределах которых происходит выжимание и истирание сближающихся выпуклых частей крыльев.

Если на стадии 3 соседние трещины заходят друг за друга, то создаются условия для вырезания отдельных глыб, в дальнейшем заключенных внутри шва крупного разрыва и испытывающих вращение (см. фиг. 143, 3а, 4а). В редких случаях отклонения трещин от их обычного расположения (на стадии 3) промежутки между трещинами испытывают растяжение и разрушаются путем отрыва (3б и 4б).

Результаты опытов совпадают с выводами, основанными на физической теории разрывов (см. главы 21 и 33). Отчетливо устанавливается, что величина конечной пластической деформации сдвигания не влияет на величину угла, под которым образуются трещины.

Величина угла отклонения трещин от оси кулисообразного ряда, судя по проведенным опытам, определяется механическими свойствами материала в условиях деформирования. Серая глина во всех опытах характеризовалась малой величиной угла отклонения трещин от оси ряда. Добавление различных примесей (бурой глины, абразивного порошка, песка) изменяло механические свойства глины – понижало прочность на отрыв по сравнению с прочностью на скалывание. Угол отклонения трещин от оси (см. фиг. 141, б) закономерно возрастает с увеличением добавки.

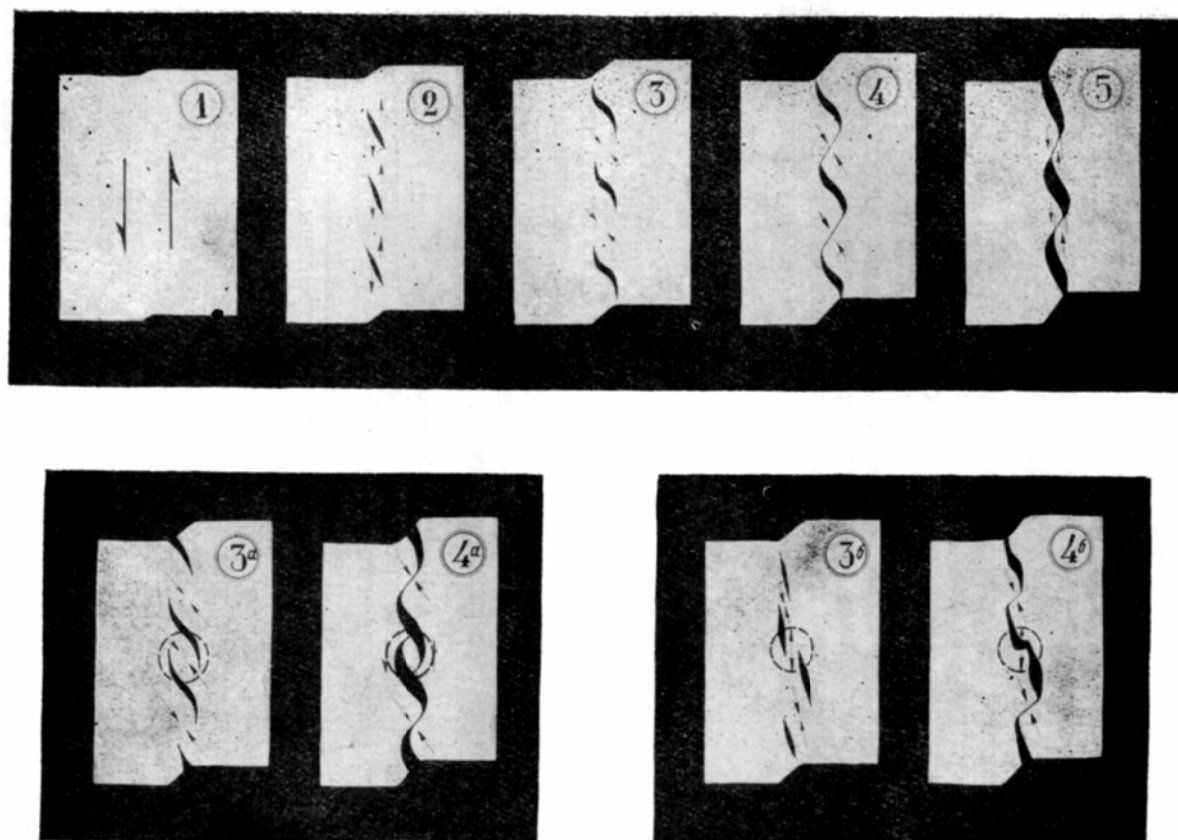
Данные описанных опытов были нанесены на диаграмму (см. фиг. 141, в). Направление наблюдавшихся трещин расположено на ней в пределах черных секторов.

Отдельные опыты, произведенные нами с другими материалами, показали, что каждый из них характеризуется вполне определенным диапазоном величин углов отклонения трещин от оси ряда. Среди испытанных материалов были разные сорта увлажненной глины, влажный каолин, влажный шамот¹, влажный песок, абразивные порошки в смеси с глицерином или трансформаторным маслом, петролатум в смеси со стеарином. Во всех этих опытах получались в общем такие же результаты, как в экспериментах с глиной. Трещины возникали в виде левых кулисообразных рядов и располагались под острым углом к оси ряда. Связать величину этого угла с величиной пластического сдвигания, применяя для этого обычно используемые в геологии гипотезы, не удастся. Вместе с тем, зависимость угла от состава и свойств материала намечается достаточно определенно, так как добавление различных примесей вызывает закономерное изменение величины угла.

Нами было отмечено, что после своего образования трещины могут деформироваться и изменять ориентировку в пространстве.

Многие получившиеся при опытах трещины располагались в пространстве таким образом, что в ряде случаев оказывались перпендикулярными к направлению наибольшего удлинения. В процессе своего образования они раскрывались, приобретая зияющий характер. Эти трещины бесспорно могут быть отнесены к категории отрывов.

¹ Шамот – грубоизмельченная обожженная огнеупорная глина.



Фиг. 143. Схема последовательных стадий (1-5) развития кулисообразного ряда трещин при деформации простого сдвига
 3а, 4а и 3б, 4б – разновидности развития трещин на 3-й и 4-й стадиях. Стрелки показывают направление усилий внутри модели

Другие трещины располагались, почти совпадая по направлению с плоскостями действия наибольших касательных напряжений. В процессе развития их крылья перемещались почти параллельно плоскостям трещин. Раскрытия трещин почти не происходило. По всем признакам эти трещины являются сколовыми.

Трещины, возникающие под углом меньше 45° к оси ряда, также являются сколовыми. Величина угла отклонения их от 45° характеризует коэффициент q (см. главу 21), который отражает зависимость прочности от нормальных напряжений.

ОПИСАНИЕ ОПЫТОВ, ПРОВЕДЕННЫХ ПО ВТОРОЙ СХЕМЕ

Кратко остановимся на опытах по образованию трещин при деформации кубика в соответствии со второй схемой (см. фиг. 132, Д). Описание типичных опытов приводится в порядке изменения состава глины.

Серая глина 100%. Нагрузка 40 кГ. Через 2 мин 30 сек на свободных гранях обнаружили трещины скалывания, тянущиеся в двух направлениях непараллельно сторонам рамки. Углы между сторонами рамки и близкими к ним по направлению трещинами оказались равными 18; 24; 28 и 30° . Прямой угол рамки уменьшился до 63° , а диагональ рамки укоротилась на 19 мм, т. е. на 28%. В дальнейшем происходило выдавливание материала в сторону свободных граней и сужение пространства внутри рамки, из-за чего опыт не мог быть продолжен. На выпучивавшихся свободных гранях раскрывались ранее возникшие трещины скалывания.

Серая глина 50% , бурая глина 50%. Нагрузка 25 кГ. Через 1 мин на свободных гранях появились трещины скалывания, угол между ними и сторонами рамки 10 и 15° . Затем обнаружили новые трещины такого же направления, непараллельные сторонам рамки и линиям перекосившейся квадратной сетки на образце. Диагональ рамки сократилась на 10 мм, т. е. на 14%. Угол между сторонами рамки уменьшился с 90 до 73° . Затем, из-за выпучивания материала и срезания рамкой части образца, опыт был прерван.

Буряя глина 66% , серая глина 33%. Нагрузка 25 кГ. Через 1 мин на свободной грани появились две трещины скалывания, угол между которыми равен 60° (биссектриса угла вертикальна). Углы между трещинами и сторонами рамки 22 и 24° . Укоротившаяся диагональ уменьшилась на 17 мм, т. е. на 24%. По мере выпучивания материала трещины раскрывались. Последовательные разрастания трещин в опыте показаны на фиг. 144.

Буряя глина 100%. Нагрузка 37,5 кГ. Через 55 сек на свободных гранях обнаружили две пересекавшиеся трещины скалывания, угол между которыми был равен 83° (биссектриса вертикальна). Углы между трещинами и сторонами рамки равнялись 21 и 15° . Укоротившаяся диагональ рамки уменьшилась на 12 мм, т. е. на 17%. Через 50 сек при нагрузке 50 кГ на свободных гранях раскрылись извилистые и зигзагообразные крупные трещины, близкие к вертикальным.

Результаты опытов представлены в табл. 17.

Проведенные по второй схеме опыты позволяют утверждать, что при деформации по схеме, изображенной на фиг. 132, Д лишь на начальной стадии можно говорить о приблизительно плоском характере деформации. В дальнейшем резко проявляется ее трехосность (выпучивание из рамки).

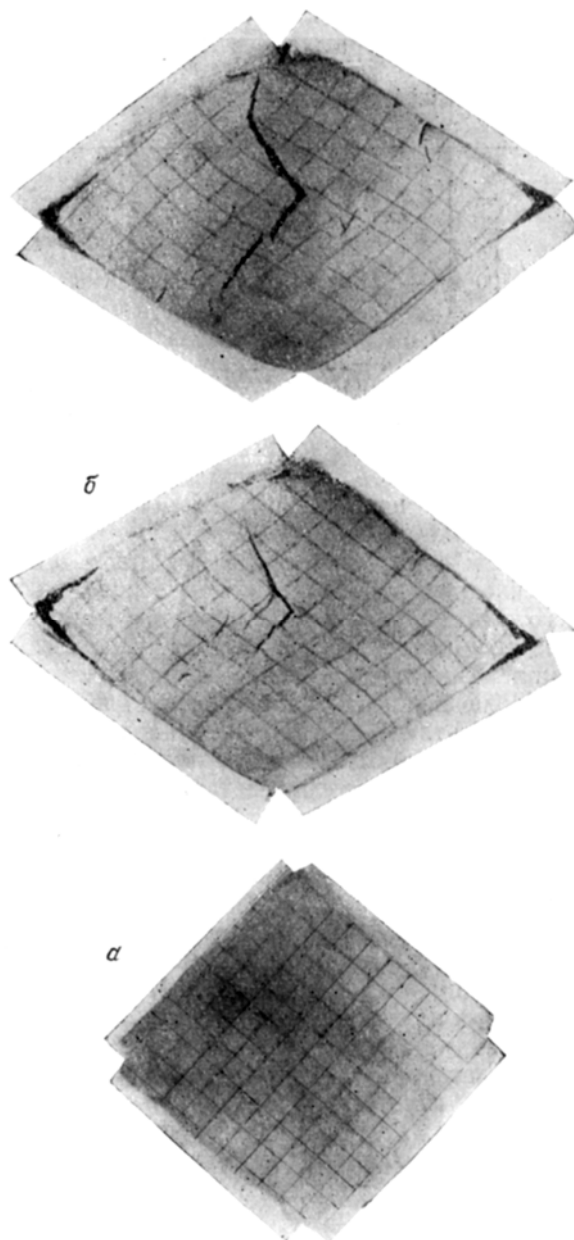
Возникающие на ранней стадии деформирования трещины скалывания в глине не параллельны сторонам ромба, а образуют с ними углы от 10 до 30° и отклоняются в одном направлении. Биссектрисы острых углов между трещинами скалывания, тянущимися в двух направлениях, приблизительно совпадают по ориентировке в пространстве с укорачивающейся диагональю ромба.

Эти особенности расположения трещин, возникающих в глине, не согласуются с часто применяющейся геологами схемой, по которой трещины скальвания при такой деформации считаются параллельными сторонам ромба. Трещин отрыва в глине не получалось.

Весьма важно то, что в тех же смесях из бурой и серой глины, в случаях постановки опытов по первой схеме, неизменно возникали кулисообразные ряды трещин. Соотношения между направлением сдвига и типами образовавшихся кулисообразных рядов были при этом такими же, какие устанавливаются в природе.

Следовательно, примененная в рассмотренных опытах вторая схема деформации не способствует возникновению кулисообразных рядов трещин отрыва, и предположение о параллельности трещин скальвания сторонам ромба, которое основывается на использовании гипотезы Г. Беккера, является неправильным. Как известно, гипотеза Г. Беккера делает обязательным совпадение биссектрисы тупого угла между трещинами скальвания с укорачивающейся диагональю ромба. Во всех наших опытах с укорачивающейся диагональю ромба совпадает биссектриса острого угла.

Гипотеза наибольших касательных напряжений может объяснить возникновение трещин скальвания лишь под углом в 45° к направлению наибольшего укорочения, совпадающему с укорачивающейся диагональю ромба. Если бы с короткой диагональю ромба совпадала биссектриса тупого угла между трещинами скальвания, то можно было бы предполагать, что трещины возникали под 45° к направлению наибольшего главного сжимающего напряжения, а затем они были повернуты в процессе пластической деформации



Фиг. 144. Последовательное развитие трещин скальвания в модели, деформируемой по второй схеме:

a – исходная форма, *б* – слабо деформированная, *в* – сильно деформированная модель

Таблица 17

Расположение трещин в образцах при сдвиге по второй схеме

Состав образца, %		Величины углов, градусы				Наибольшее укорочение, %
бурая глина	серая глина	тупой угол ромба	угол между трещинами и сторонами ромба	угол между трещинами	угол между трещинами и укороченной диагональю	
–	100	117	18–30	65–75	32–40	28
50	50	107	10–15	80	40	14
66	33	115	22–24	60	30–35	24
100	–	110	15–21	83	36–40	17

(достигавшей 14–28%), из-за чего мы наблюдали искаженные углы. Но поскольку эти углы, увеличенные пластической деформацией после образования трещин, существенно меньше 45° , приходится констатировать, что трещины возникали безусловно под углом, меньшим 45° к направлению наибольшего сжатия. Следовательно, гипотеза максимальных касательных напряжений не может быть применена для объяснения полученных трещин.

Таким образом, остаются гипотезы, считающие закономерным расположение трещин скалывания под углом, меньшим 45° к направлению наибольшего сжатия. Это – гипотеза, учитывающая влияние внутреннего трения на образование трещин скалывания, гипотеза Мора и изложенное в главе 21 комплексное представление о прочности пород, с учетом роли времени.

Наблюдавшиеся в данном случае факты могут быть объяснены с помощью любой из этих трех гипотез. опыты были поставлены таким образом, что получить материал для более полной оценки применимости данных гипотез было нельзя (всестороннее давление и длительность действия напряжений были в первом приближении одинаковыми).

Все три гипотезы связывают трещины не с величиной конечной пластической деформации и положением ее осей, а с осями существующих в материале напряжений, которые однозначно определяются условно-мгновенными упругими деформациями.

Таким образом, рассмотренный выше второй вариант графического изображения схемы деформации сдвига не отражает условий, необходимых для возникновения кулисообразных рядов трещин отрыва. Трещины скалывания, которые фактически образуются при деформации, протекающей в соответствии с этой схемой, располагаются не так, как обычно ожидают на основании гипотезы Г. Беккера или гипотезы максимальных касательных напряжений. Расположение трещин может быть объяснено гипотезами, не только связывающими их с осями напряжений, но и учитывающими возможность отклонения трещин от поверхностей действия наибольших касательных напряжений.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МОДЕЛЕЙ ПРИ ПРОСТОМ И СЛОЖНОМ СДВИГАНИИ

Распределение напряжений при сдвигании было изучено оптическим методом на моделях двух типов.

Одни модели – из пластичных растворов этилцеллюлозы с вязкостью порядка от 10^3 до 10^8 пз. Этот материал заполнял узкий зазор между двумя коаксиальными цилиндрами фотоэластопластовискозиметра, описанного в главе 28. Поворот одного цилиндра по отношению к другому

вызывал в материале, заполняющем зазор, деформацию простого сдвига. Условия подобия в этих опытах такие же, как и при экспериментах с глиной. При многочисленных испытаниях различных растворов этилцеллюлозы, проведенных Д. Н. Осокиной с самыми разнообразными скоростями деформации, неизменно отмечались одни и те же закономерности. В направлении, параллельном сдвиганию, величина максимальных касательных напряжений не изменялась. Наибольшее изменение их величины происходило в направлении, перпендикулярном к сдвиганию.

Направления действия главных нормальных напряжений, определяемые по углам погасания и расположению изоклин, заведомо не зависят от величины пластической деформации. Деформацию можно увеличивать неопределенно долгое время и это не отразится на ориентировке осей нормальных напряжений, которые постоянно расположены под углами около 45° к направлению сдвига. Таким образом, подтверждается схема ориентировки осей напряжений, приведенная на фиг. 137.

Другие модели из упругого желатинового студня имели форму пластин, каждая из которых была заключена в рамку, состоящую из двух половинок П-образной формы. Сдвигая половинки рамки одну по отношению к другой в средней части пластины, можно было создавать деформацию, близкую к простому сдвиганию. В природных условиях деформация сдвига часто развивается в обстановке общего сжатия или растяжения. Поэтому желатиновые пластины не только сдвигались, но и растягивались или сжимались в направлении, перпендикулярном к направлению сдвига. Такую деформацию называют сложным сдвигом. Эксперименты были проведены автором совместно с И. М. Кузнецовой.

На упругих моделях рассматривались напряжения, связанные только с упругой деформацией, создававшейся вследствие отдельного акта сдвигового смещения. Вес модели не вызывал в ней деформаций, поэтому им можно было пренебречь при рассмотрении условий подобия, так же как и временем. В итоге условия подобия упрощались так сильно, что требовались только соблюдение подобия граничных и начальных условий и равенство множителя подобия напряжений множителю подобия модулей упругости.

Испытывая пластину из упругого желатинового студня с произвольным модулем упругости, мы выясняли распределение напряжений, сходное с тем, которое должно иметь место в земной коре при аналогичных граничных и начальных условиях и при таком же коротком времени существования деформации (сутки, месяцы). Множитель подобия напряжений при этом равен:

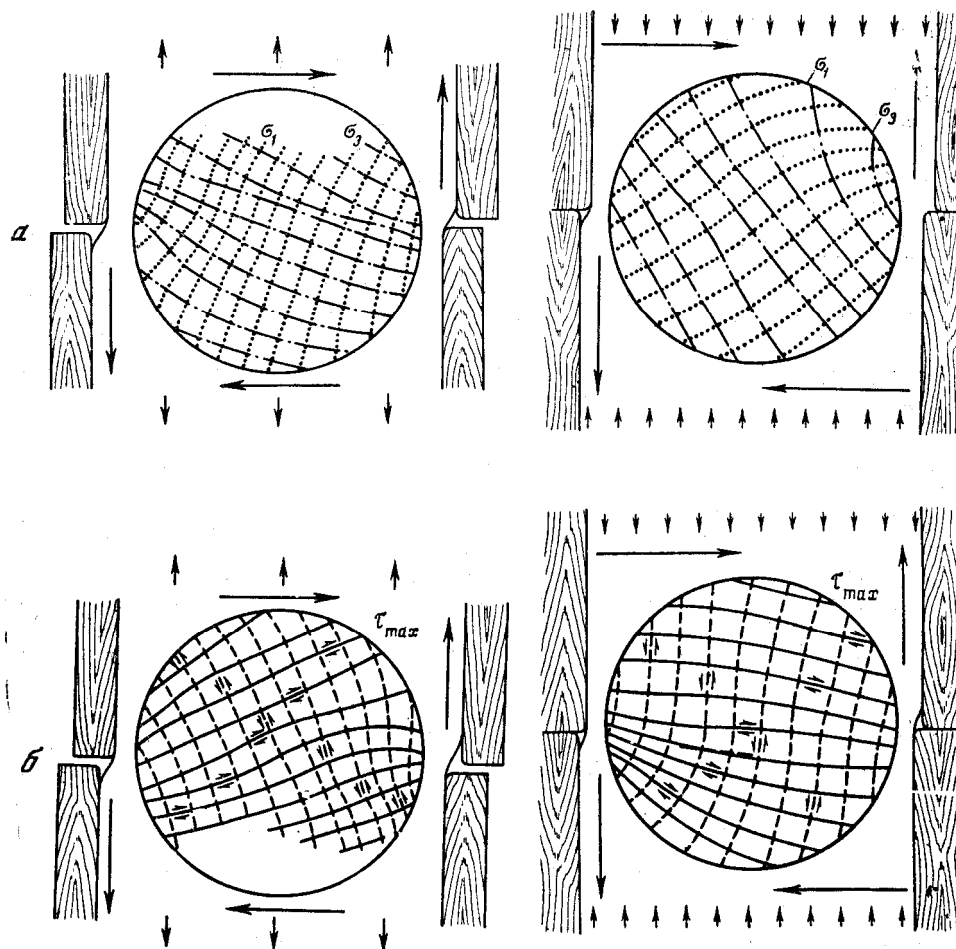
$$C_\tau = \frac{G_{\text{модели}}}{G_{\text{горных пород}}} = 10^{-5},$$

так как модули упругости желатинового студня порядка 10^6 дин/см², а у горных пород – порядка 10^{11} дин/см².

В результате экспериментов при простом сдвигании было отмечено, что напряжения сохраняются почти постоянными вдоль полосы, испытывающей деформацию сдвига. Оси главных нормальных напряжений образуют углы по 45° с направлением сдвига. Такой же результат был получен раньше Э. Кокером и Л. Файлоном (1936).

Местные осложнения поля напряжений видны только вблизи от углов рамки, давящих на модель.

При дополнительном сжатии, одновременном со сдвигом, оси напряжений оказываются несколько повернутыми по направлению сдвига (менее чем на 45°). Это понятно, так как в случае одного только сжатия оси напряжений должны располагаться в положении, отличающемся на 45° от того, которое констатируется при одном лишь сдвигании. Новое направление осей напряжений, свойственное сдвиганию со сжатием, диктует



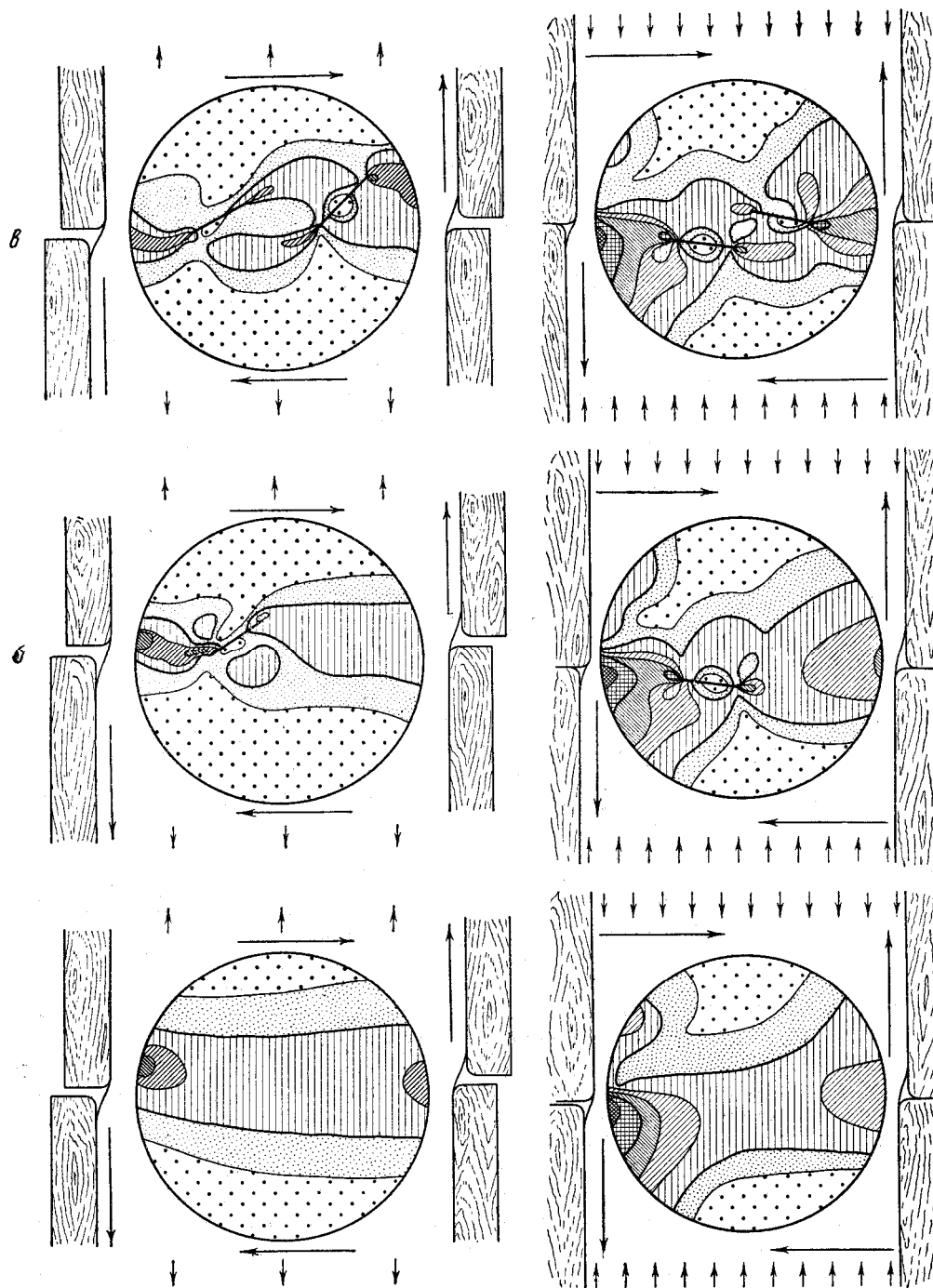
Фиг. 145. Траектории главных напряжений в желатиновых моделях при деформации сдвига одновременно с растяжением (слева) и сжатием (справа).

a – нормальные напряжения; *б* – касательные напряжения

соответствующее изменение и в расположении трещин. Однако все они должны располагаться кулисообразно с прежним знаком (фиг. 145, *a*).

Эксперименты с дополнительным растяжением, одновременным со сдвигом, выявили поворот осей напряжений против направления сдвига (на угол меньше, чем 45°). Трещины, соответствующие этому положению осей, должны располагаться кулисообразно, но трещины одного из направлений скалывания могут при этом образовать ряд обратного знака по сравнению со случаем простого сдвига. Они могут при левом сдвиге образовать правый ряд, а при правом сдвиге – левый ряд (см. фиг. 145, *б*). Соотношение рядов трещин отрыва с направлением сдвига качественно не должно зависеть от дополнительного сжатия или растяжения (см. фиг. 137).

В местах действия наибольших по величине касательных напряжений делались прорезы в модели, направление которых совпадало с траекториями главных касательных напряжений, определяющих положение кулисообразных рядов трещин скалывания (фиг. 146). Сами по себе эти трещины не возникали в модели из-за несоответствия прочности желатинового студня (она слишком велика) условиям подобия. После появления искусственных



Фиг. 146. Распределение напряжений в желатиновых моделях при деформации сдвига одновременно с растяжением (слева) и сжатием (справа);
a – исходное поле напряжений; *б* – поле напряжений при одной прорези; *в* – поле напряжений при двух прорезях. Условные обозначения см. на фиг. 122

трещин – прорезей – напряженное состояние моделей изменялось. Около концов прорезей касательные напряжения повышались в узкой искривленной полосе, тянущейся по направлению к соседней прорези. Кроме того, происходило небольшое изменение траекторий главных напряжений, в результате чего последние как бы «подтягивались» ближе к соседней прорези. Около средней части прорези касательные напряжения уменьшались.

Таким образом, напряжения указывают на то, что трещины должны постепенно изменять направление разрастания и сливаться одна с другой. Это явление было отмечено выше при рассмотрении непрозрачных моделей.

Основным результатом данных экспериментов является констатация того, что при всех разновидностях деформации сдвигания оси главных нормальных напряжений ориентированы наискось к направлению сдвигания, а трещины (независимо от того, относятся они к отрывам или сколам) располагаются кулисообразно. Результаты исследования поля напряжений на прозрачных моделях согласуются с выводами о развитии трещин на непрозрачных моделях.

ВЫВОДЫ

Проведенные опыты позволяют достаточно определенно ответить на поставленные ранее вопросы (см. стр. 418).

1. Опыты показали, что при деформации сдвигания возникают кулисообразные ряды трещин. Механическую сущность этой деформации наиболее правильно графически отражает первая схема.

2. Вторая схема деформации, согласно которой квадрат перекашивается в ромб с сохранением длины сторон четырехугольника, а трещины скалывания образуются параллельно сторонам ромба, не соответствует фактам. Она не отражает условий возникновения кулисообразных рядов трещин.

3. Положение трещин должно рассматриваться по отношению к осям напряжений, совпадающим с осями условно-мгновенных упругих деформаций. От сопоставления положения трещин с ориентировкой осей конечных пластических деформаций следует отказаться. Следовательно, приходится отказываться от построений, предложенных А. Надаи (1936), от построений Г. Беккера (Becker, 1893) и от часто используемой в структурной геологии схемы, на которой сколы изображаются параллельно сторонам ромба, получающегося в результате скалывания квадрата (Усов, 1940б). Не противоречит фактам схема, описанная в главе 33.

4. Трещины, располагающиеся в виде кулисообразных рядов, в одних случаях являются отрывами, а в других – сколами.

5. Величина угла между трещинами скалывания, образующими кулисообразный ряд в момент их возникновения, и осью этого ряда определяется механическими свойствами материала – коэффициентом q из главы 21. Она не зависит от величины конечной пластической деформации, происшедшей до момента зарождения трещин. Пластические деформации после образования трещин приводят к изменению ориентировки трещин в пространстве и к увеличению угла между ними и осью ряда.

6. Кулисообразное расположение трещин при деформации сдвигания определяется тем, что величина напряжений остается постоянной только вдоль направления сдвигания и изменяется в остальных направлениях, а поверхности разрушения (сколы и отрывы), подчиняясь траекториям главных напряжений, должны развиваться наискось к направлению сдвигания. Эта закономерность распространяется на простое и сложное сдвигание.

Поэтому кулисообразное расположение трещин (отрывов или сколов) является обязательным свойством всех типов деформации сдвига.

7. Оси главных нормальных напряжений при всех типах деформации сдвига ориентированы наискось к направлению сдвига. Ось алгебраически минимальных (наибольших из сжимающих) нормальных напряжений при простом сдвиге расположена под углом 45° ; в случае дополнительного сжатия этот угол увеличивается, а при дополнительном растяжении уменьшается.

8. Данные о моделях подтверждают правильность приведенной в предыдущей главе интерпретации кулисообразных рядов трещин в различных породах Байджансайского антиклинория.

9. Данные о моделях подтверждают теорию простого сдвига и образования связанных с ним трещин, изложенную в главе 33.

*Глава 36***МЕХАНИЗМ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ НАРУШЕНИЙ В ГЛАВНОЙ
КАРАТАУСКОЙ ЗОНЕ РАЗРЫВОВ**

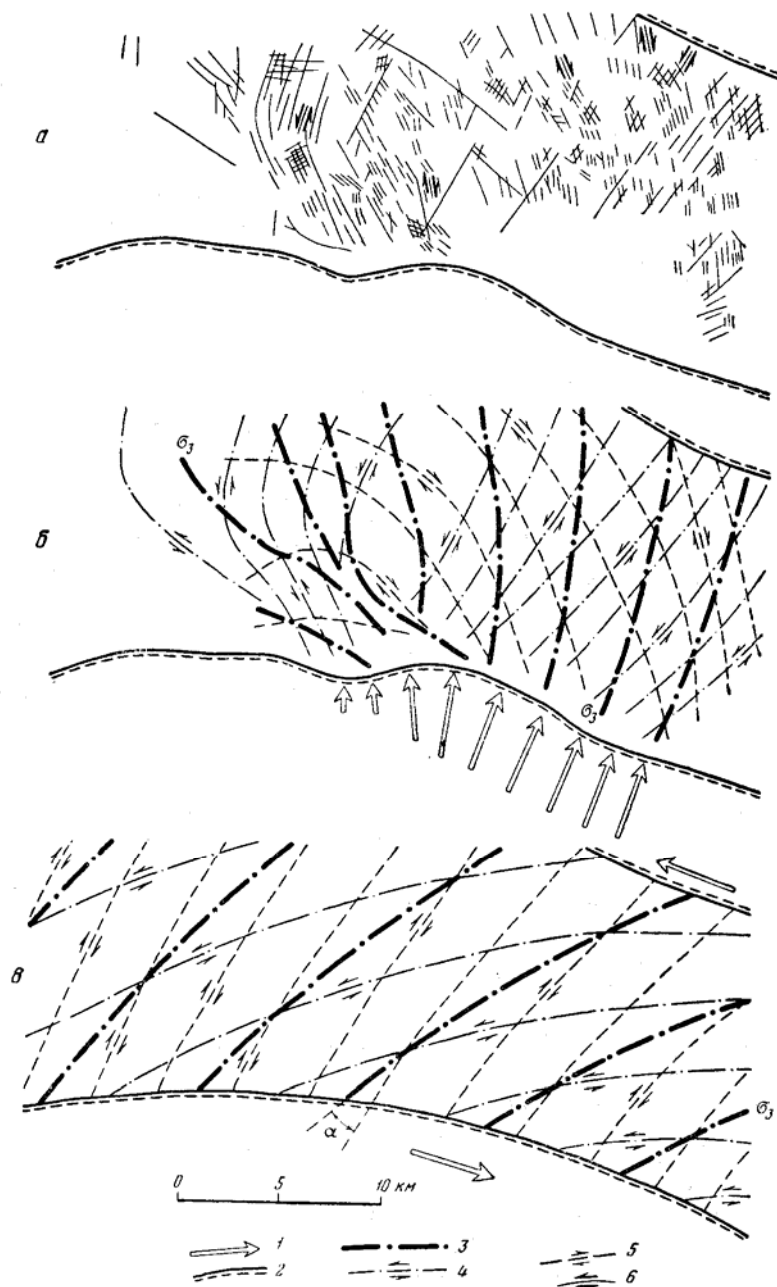
Во второй части книги были подробно описаны общие особенности структуры Главной Каратауской зоны разрывов и истории ее формирования.

Было показано, что крупные верхнепалеозойские разрывы, пересекающие отложения среднего палеозоя, почти вертикальны и имеют значительную вертикальную амплитуду (см. фиг. 32 и 33 из второй части). Лишь один разрыв имеет наклон около 50° к юго-западу и взбросовое смещение (см. фиг. 32, г из второй части). Рассмотрение крупных разрывов не привело к установлению признаков сдвигового смещения по ним, тогда как взбросовые смещения несомненны. Наличие внутри зоны разрывов узких горстов и грабенных легко объяснить тем, что относительные вертикальные смещения крыльев этой зоны изменяли свой знак с течением времени. Преобладающим являлся подъем северо-восточного крыла по отношению к юго-западному. Это смещение регистрируется повсюду в пределах зоны разрывов. Во второй части (на стр. 158 и на фиг. 32) указаны примеры временно-го подъема юго-западного крыла этой зоны, т. е. Байджансайского антиклинория, по отношению к северо-восточному крылу, которым является Кокджотский горст. До и после этого движения преобладающим являлось обратное направление перемещения.

Вблизи от Главной Каратауской зоны разрывов, к юго-западу от нее, в Байджансайском антиклинории проходит много крупных взбросов, не имеющих признаков сдвигового горизонтального смещения вдоль простирания (они рассмотрены во второй части и в главах 29, 30).

Непосредственно рядом с Главной Каратауской зоной разрывов, к юго-западу от нее, находится Байджансайская синклинали, в которой наиболее интенсивно развита дополнительная складчатость, включающая складки с вертикальными шарнирами. При тектонических исследованиях складки с вертикальными шарнирами легко принять за доказательство сдвигового горизонтального смещения вдоль простирания Главной зоны разрывов. В главе 29 было выяснено, что эти складки возникли из-за местной неравномерности давления (сжатия), направленного с юго-запада на северо-восток вкрест простирания Главной зоны разрывов.

На фиг. 56 показано, что основное направление траекторий наибольших из сжимающих главных нормальных напряжений в Байджансайской синклинали было северо-восточным и поперечным к простиранию Главной зоны разрывов. В предыдущей главе было показано, что такая ориентировка траекторий не свойственна деформации сдвига. Ясно, что во время действия таких напряжений не могло возникнуть сдвиговых смещений по Главной зоне. Поэтому мелкую складчатость нельзя рассматривать как доказательство сдвигового смещения по Главной зоне разрывов.



Фиг. 147. Использование тектонического поля напряжений для выяснения направления действия активных усилий, вызвавших образование крупных трещин в северо-восточном крыле Главной Каратауской зоны разрывов:

a – карта трещин; *б* – траектории главных напряжений, восстановленные по трещинам; *в* – траектории главных напряжений, которые были бы при сдвиговых смещениях по Главной Каратауской зоне разрывов.

1 – предполагаемые активные усилия; 2 – крупные тектонические разрывы, ограничивающие изучавшийся участок; 3 – траектории алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 ; 4 – траектории вертикальных поверхностей скальвания с левым горизонтальным направлением перемещения; 5 – траектории вертикальных поверхностей скальвания с правым горизонтальным направлением перемещения; 6 – наблюдаемые на аэрофотоснимках линии выходов вертикальных поверхностей скальвания; α – угол скальвания

Последняя группа фактов связана с крупными трещинами, рассекающими Кокджотский горст и хорошо различимыми на аэрофотоснимках (направления этих трещин указаны во второй части книги на фиг. 29 и 30). Наземные наблюдения и дешефрирование снимков показали, что данные трещины вертикальны и являются сдвигами. Поэтому их принимали за доказательство сдвигового смещения по Главной зоне разрывов. Сдвиги имеют главным образом северо-западное, меридиональное и северо-восточное простирания. По трещинам с северо-западным и меридиональным простираниями сдвиговые смещения правые, а по трещинам северо-восточного простирания – левые.

Вертикальные сдвиги с такими же простираниями и смещениями были выявлены при наземных детальном наблюдениях не только на северо-восточном, но и на юго-западном крыле Главной зоны разрывов в пределах Аксуранской синклинали. Такие же сдвиги есть внутри Главной зоны разрывов, где они смещают крупные продольные разрывы.

Интерпретация сдвигов, имеющих четкие простирания и смещения, вполне однозначна. Для прилежащего к Байджансайскому антиклинорию участка Кокджотского горста составлены карта трещин (фиг. 147, а) и схема, изображающая траектории главных нормальных напряжений, которые вызвали образование сдвигов (см. фиг. 147, б). Эти траектории на северо-восточном крыле Главной зоны разрывов хорошо согласуются с траекториями на ее юго-западном крыле.

На фиг. 147, б для сдвиговых трещин, заходящих далеко на северо-восточное крыло (как и на фиг. 5б для дополнительных складок юго-западного крыла), отражена общая закономерность: траектории наибольших из сжимающих напряжений (σ_3) ориентированы главным образом строго перпендикулярно простиранию Главной Каратауской зоны разрывов. Если бы в пределах этой зоны во время возникновения сдвиговых трещин происходила деформация сдвига, то эти траектории были бы направлены наискось к простиранию Главной зоны разрывов, как это показано на фиг. 147, в.

Выявленное направление траекторий не свойственно деформации сдвига. Отсутствие кулисообразности в расположении трещин также свидетельствует об отсутствии деформации сдвига.

Таким образом, трещины со сдвиговым смещением, развитые в Главной Каратауской зоне разрывов и рядом с ней, не могут служить доказательством сдвигового смещения по этой зоне в верхнем палеозое.

Итак, после детального тектонофизического рассмотрения всех известных данных по Главной Каратауской зоне разрывов не удалось обнаружить ни одного доказательства деформации простого или сложного сдвига в горизонтальном направлении, параллельном простиранию зоны. Имеются лишь признаки сдвига в вертикальном направлении (крупные взбросы), признаки сжатия в северо-восточном направлении (мелкая складчатость) и признаки такого же сжатия с одновременным растяжением вдоль общего простирания зоны (вертикальные трещины со сдвиговыми смещениями).

Веерообразное расхождение траекторий алгебраически минимальных напряжений около северо-западной части Байджансайского антиклинория свидетельствует о том, что около окончания антиклинория горизонтальное давление на Кокджотский горст ослабевало. Это показано укорочением стрелок, изображающих горизонтальное активное усилие на фиг. 147, б.

V. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗРЫВОВ

Крупными мы называем такие тектонические разрывы, которые соизмеримы по величине со всем Байджансайским антиклинорием или отдельными складками первого и второго порядков. Протяженность этих разрывов по простиранию – единицы и десятки километров.

Как видно на структурной карте и разрезах (см. фиг. 31 и 54–57 из второй части), такие разрывы имеют большое значение в строении Байджансайского антиклинория. Многие промышленные рудные тела залегают в виде жил в швах этих разрывов. Поэтому знание деталей морфологии и истории образования крупных разрывов имеет значение при разведке рудных месторождений и их поисках горными выработками. Часто рудные тела залегают в шве разрыва изолированно, крупный разрыв содержит рудные тела в одной части и безруден – в другой. Нередко руда отсутствует в шве крупного разрыва, но обнаруживается в соседних с ним мелких нарушениях. Все перечисленные случаи были выявлены на месторождениях в Байджансайском антиклинории. Для того чтобы правильно понять их и предвидеть новые места с такими особенностями, необходимо знать механизм формирования крупных тектонических разрывов.

Глава 37

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕХАНИЗМА
КРУПНЫХ РАЗРЫВОВ

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ВЕЛИЧИНОЙ И ЧИСЛОМ РАЗРЫВОВ

На примере детально изученного Байджансайского антиклинория можно количественно охарактеризовать соотношения между относительно более крупными и мелкими тектоническими разрывами. На ряде особенно детально изученных участков, показанных на фиг. 49, было констатировано, что трещин длиной в единицы и десятки метров на 1 км^2 в среднем приходится около 24 000. Следует принять во внимание, что изученные участки являются наиболее сильно нарушенными и составляют примерно $1/3$ всей площади антиклинория. В среднем для всего антиклинория таких трещин на 1 км^2 приходится около 10 000.

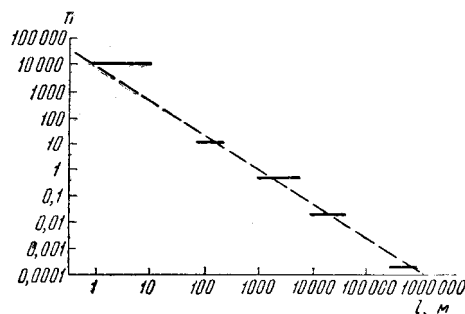
В средненарушенных частях антиклинория на 1 км^2 встречаются в среднем по 6 более крупных разрывов длиной порядка 100 м, а в сильнонарушенных – по 12–18 на 1 км^2 . Для всего антиклинория их примерно 10 на 1 км^2 . В Байджансайском антиклинории крупных разрывов длиной в несколько километров приходится по 0,5 на 1 км^2 . Разрывов длиной в десятки километров в антиклинории не больше 10, т. е. 0,02 на 1 км^2 .

Наконец, через Байджансайский район проходит Главная Каратауская зона разрывов, длина которой измеряется многими сотнями километров.

Она является единственной зоной разрывов такой величины для площади много большей, чем Байджансайский район, включающей в себя весь Каратау и территории, граничащие с ним с северо-запада и юго-востока. Учитывая это, можно найти, что на 1 км^2 в среднем приходится около 0,0002 такого разрыва.

Перечисленные величины дают количественную характеристику закономерности, хорошо известной геологам лишь качественно: более крупные разрывы встречаются реже, чем относительно мелкие.

Вычисленные средние числа разрывов, приходящихся на 1 км^2 , были нанесены на график в двойном логарифмическом масштабе (фиг. 148). Выяснилось, что полученные величины можно объединить прямой линией, которая



Фиг. 148. Соотношения между средним числом разрывов на 1 км^2 (n) и их длиной (l) в Байджансайском антиклинории

подчиняется уравнению

$$\Delta \lg n = -\nu \Delta \lg l, \quad (1)$$

где $\Delta \lg n$ – изменение логарифма числа разрывов;

$\Delta \lg l$ – изменение логарифма длины разрывов;

ν – коэффициент пропорциональности, в данном случае приблизительно равный 1,3. Значит

$$\Delta \lg n = -1,3 \Delta \lg l. \quad (2)$$

Из работы Б. Гутенберга и Ч. Рихтера (Gutenberg, Richter, 1954) по сейсмичности Земли, а также из недавних исследований по региональной сейсмичности многих районов Японии, СССР, Китая, Венгрии, США, Швеции и других стран рядом геофизиков было установлено, что аналогичная линейная связь существует между логарифмом числа землетрясений (N) и логарифмом их энергии (U). На территории СССР такие исследования провели Ю. В. Ризниченко и И. Л. Нерсесов (1960). Коэффициент пропорциональности для всей Земли в целом и для отдельных небольших районов, соизмеримых с Байджансайским, оказался близким к 0,4:

$$\Delta \lg N = -0,4 \Delta \lg U. \quad (3)$$

Наконец, С. Д. Виноградов (1959) установил, что при разрушении образца горной породы в лабораторных условиях логарифм числа упругих импульсов, возникающих при образовании отдельных трещин, связан той же линейной зависимостью с логарифмом энергии импульсов. Коэффициент пропорциональности в этом случае близок к 0,4.

Таким образом, существует общая закономерность, распространяющаяся на сложенные горными породами твердые тела величиной от лабораторного образца до земного шара.

Автором было показано, что энергия землетрясения (U) пропорциональна третьей степени длины разрыва (l) и квадрату величины градиента средней скорости (V) тектонических движений (Гзовский, 1957б, 1960б):

$$U \approx \Omega l^3 |\text{grad } V|_m^2, \quad (4)$$

где Ω – коэффициент пропорциональности, зависящий от физических свойств горных пород и того, какая деформация происходит в земной коре.

При изучении землетрясений в одном небольшом районе на протяжении короткого времени следует считать постоянными все свойства материала, тип деформации и градиент скорости движений, характеризующий скорость деформации пород. Единственной величиной, которая может изменяться в весьма широких пределах, является длина разрыва (l).

Вероятно, различия в энергии землетрясений, возникающих в одном и том же районе, определяются в основном величиной разрывов (Гзовский, 1960г). Соответственно наличие связи между числом и энергией землетрясений было предложено считать результатом того, что существует связь между числом и величиной разрывов, вызывающих землетрясения.

Из уравнения (4) следует, что логарифм энергии прямо пропорционален логарифму длины разрывов, причем коэффициент пропорциональности равен 3:

$$\lg U = 3 \lg l + \lg \Omega + 2 \lg |\text{grad } V|_m. \quad (5)$$

Значит, прирост логарифма энергии землетрясений $\Delta \lg U$ равен утроенному приросту логарифма длины разрывов $\Delta \lg l$:

$$\Delta \lg U = 3 \Delta \lg l. \quad (6)$$

Итак, в сейсмологии имеется эмпирическая закономерность (3), которая связывает число N и энергию (U) землетрясений. Из тектонофизической

теории, выраженной уравнением (4), вытекает связь (6) между длиной разрывов (l) и энергией землетрясений (U). Из уравнения (4) следует, что число землетрясений (N) равно числу образовавшихся или обновившихся разрывов (n):

$$N = n. \quad (7)$$

Подставив теоретически обоснованное выражение (6) в эмпирическую формулу (3) и используя (7), получаем следующую предположительную зависимость между числом разрывов (n) и их длиной (l):

$$\Delta \lg n = -1,2 \Delta \lg l. \quad (8)$$

Эта связь, основанная на весьма обширных сейсмологических данных, оказалась практически совпадающей с той эмпирической связью (2), которая независимо и непосредственно установлена в Байджансайском антиклинории:

$$\Delta \lg n = -1,3 \Delta \lg l. \quad (9)$$

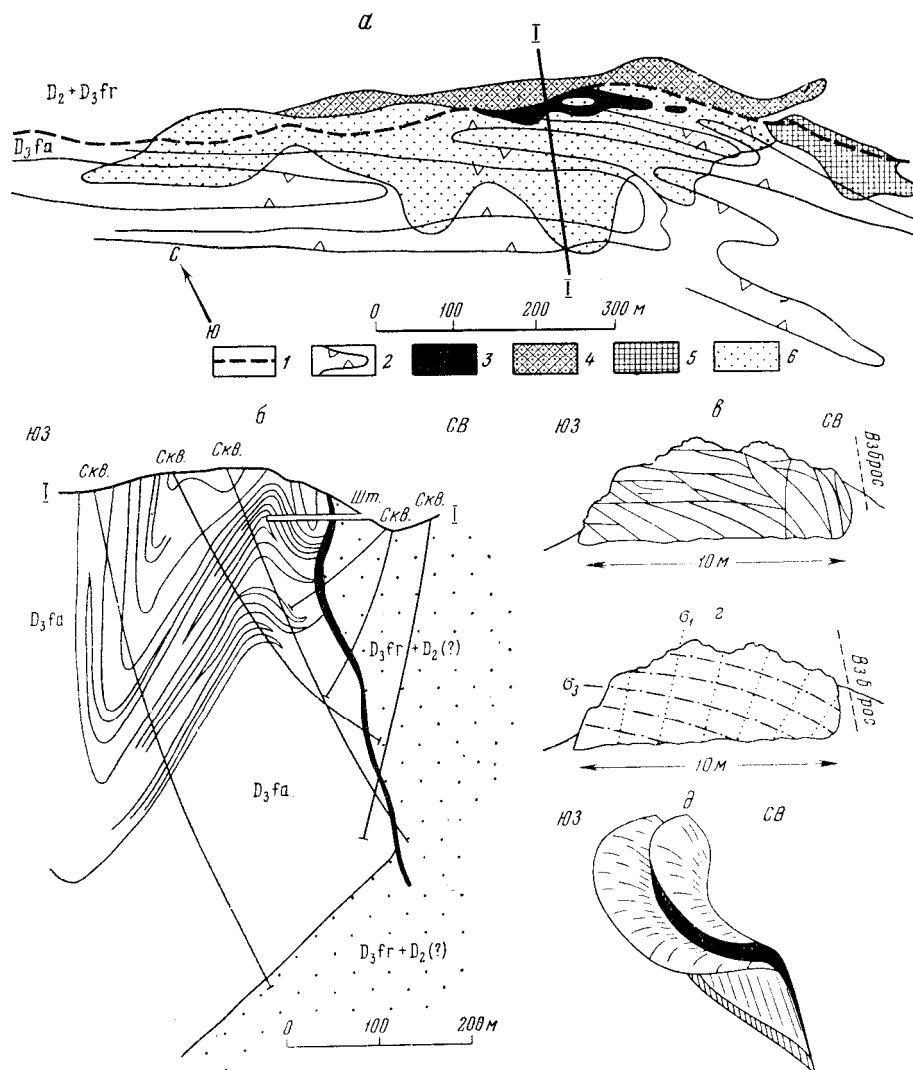
Отсюда можно сделать два вывода. Во-первых, получено еще одно подтверждение правильности тех теоретических представлений, которые были использованы в наших рассуждениях. Это имеет значение для сейсмологии. Во-вторых, выводу, сделанному о разрывах одного района (имея в виду сейсмические данные), можно приписать силу общей закономерности. Она дает возможность приближенно вычислять среднее число разрывов любой величины, если известно число разрывов другой величины. Например, определив число относительно крупных нарушений по аэрофотоснимку, можно приближенно предвидеть среднюю плотность расположения не различных на нем мелких трещин. Или, отметив по геологической карте как изменяется в пространстве количество крупных легко выявляемых разрывов, предвидеть изменение плотности расположения мелкой трещиноватости. Решение таких вопросов может представлять большой практический интерес при поисках и разведке рудных и нефтяных месторождений, в которых количество полезного ископаемого в единице объема часто определяется плотностью расположения трещин. Это может быть полезно и при инженерно-геологических расчетах.

МОРФОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ РАЗРЫВОВ

Тектонические разрывы, с образованием которых связано появление значительных пластических деформаций, называются в з к и м и (или пластичными). Они часто являются результатом длительного разрушения под действием напряжений, намного меньших условно-мгновенной прочности. Другие разрывы, которым не предшествуют заметные, связанные непосредственно с ними пластические деформации, называются х р у п к и м и. Их приходится связывать с кратковременным разрушением, проявляющимся при напряжениях, близких к условно-мгновенной прочности. Существование разрывов двух типов возможно, так как соотношение между скоростью разрушения и скоростью пластического деформирования горных пород может быть различным.

При полевых исследованиях в Байджансайском антиклинории было отмечено, что швы тектонических разрывов имеют различную ширину: от дециметров до нескольких десятков метров. При этом разрывы со значительной амплитудой перемещения в несколько сотен метров нередко обладают узким простым швом, представленным немногочисленными поверхностями разрушения. В других разрывах при амплитудах в несколько десятков метров отмечалась большая ширина шва, состоящего из многочисленных поверхностей разрушения. Соответственно можно различать с о с р е -

доточенные и рассеянные разрывы. Поэтому ширину и сложность строения шва приходится считать зависящими не от амплитуды, а от механизма формирования разрыва.

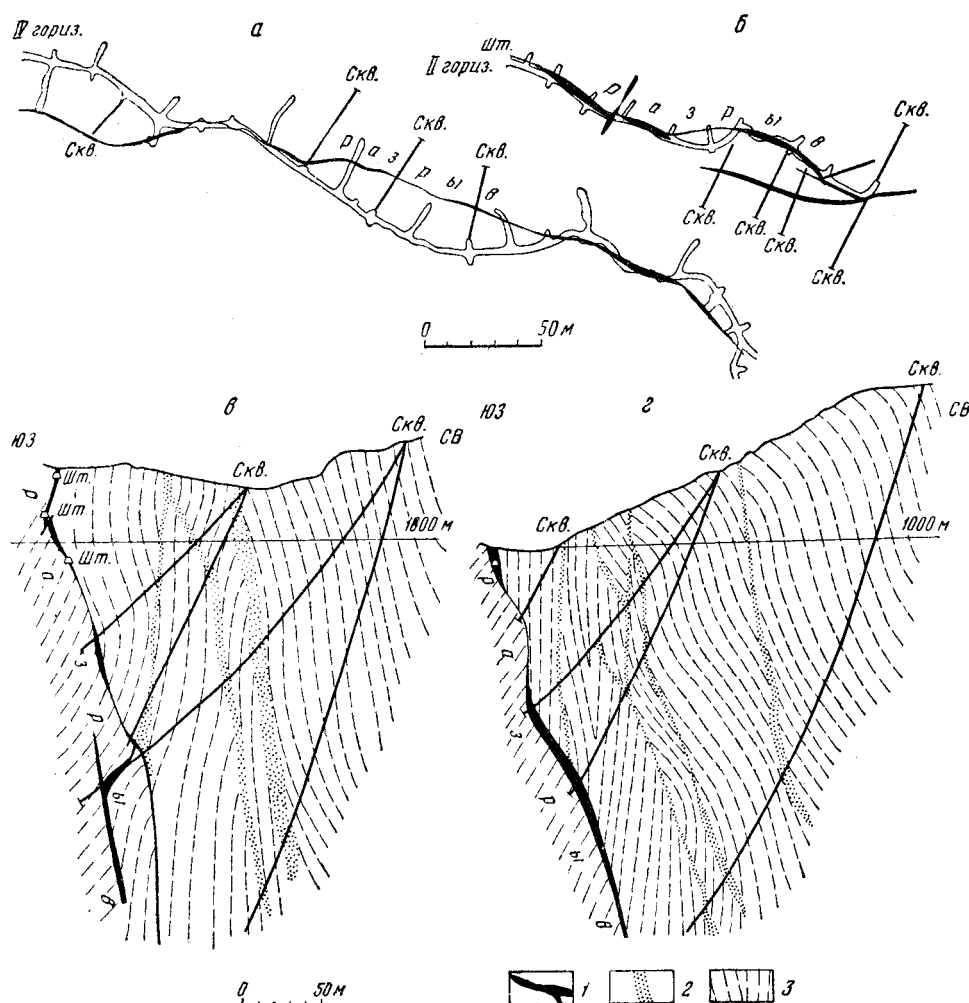


Фиг. 149. Волнистость шва Аксуранского взброса:

а – форма выхода взброса в плане по данным детальной инструментальной съемки (по Т. Е. Масаловой) 1 – выход взброса, 2 – границы выходов отдельных пластов фаменских отложений в относительно опущенном крыле разрыва (треугольники указывают направление наклона слоев), 3 – выходы промышленного оруденения, 4–6 – проекции на горизонтальную плоскость областей распространения скрытых на глубине промышленных рудных тел, залегающих в виде жил в шве Аксуранского взброса (4), в швах сопряженных с ним взбросов, наклоненных на юго-запад (5) и образующих согласные со слоистостью пластовые залежи и седловидные жилы (6), *б* – форма взброса на профиле I – I; *в* – трещиноватость вблизи от шва взброса в лежачем боку; *г* – интерпретация трещиноватости; *д* – схематичное перспективное изображение формы крупных трещин скалывания в лежачем боку взброса, вблизи шва

Прослеживание различных тектонических разрывов при детальной геологической съемке дало возможность сделать вывод не о прямолинейной, а о волнистой форме линий их простирания. Вследствие хорошей обнажен-

ности исследуемого района волнистость поверхностей разрывов по простиранию легко устанавливается. На фиг. 149 и 150 приведены данные о волнистости швов Аксуранского и Байджансайского взбросов. На фиг. 149, а и 150, а, б видна волнистость линий взбросов в плане. Влияния рельефа на форму линий выходов в данных случаях не наблюдается.



Фиг. 150. Волнистость шва Байджансайского взброса (по материалам рудоуправления)

а, б – форма взброса в плане на разных горизонтах рудника; в, г – форма взброса в поперечных вертикальных сечениях; 1 – шов главного разрыва; 2 – зоны интенсивной трещиноватости и второстепенные разрывы; 3 – направление слоистости

Рассмотрение этих и других примеров позволяет говорить о существовании различных морфологических типов волнистости. Одни разрывы характеризуются более или менее правильной синусоидальной волнистостью: резкие изломы линий их простирания отсутствуют. Другие разрывы обладают гирляндовидной волнистостью: постепенный, плавный изгиб линий простирания сменяется резким изломом, после которого снова следует постепенный изгиб. Выходы разрывов третьего типа представляют собой ломаные линии, состоящие из отдельных прямых отрезков.

Для того чтобы дать представление о масштабе явления, данные о волнистости простирания ряда разрывов сведены в табл. 18.

Из табл. 18 видно, что в изученном районе отношение длины волны к ее амплитуде колеблется в пределах от 5 до 20; наиболее часто встречаются значения 6–13. При полевых исследованиях наблюдалось, что заостренные части линии разрыва бывают направлены в сторону опущенного и поднятого крыла.

Таблица 18

Волнистость разрывов

Длина волны, м	Амплитуда волны, м	Отношение длины волны к ее амплитуде
1000–1200	50–60	20
600	80	7,5
1000	80	12,5
1300–1500	80	16; 25–18; 7,5
500	50	10
600	90	6,4
800	100	8
400	30	13,3
260	30	8,6

Волнистость простирания разрывов была описана нами только по материалам одного района, но наблюдалась она автором и в ряде других мест. Характерные ее проявления были обнаружены в Средневенгерских горах. Там, в бокситных карьерах искусственно обнажены и отпрепарированы поверхности крупных сбросов, тянущиеся непрерывно на 100 м и более. Сбросы секут триасовые известняки с доломитами и песчано-глинистые третичные отложения. Все сбросы обладают хорошо выраженной волнистостью простирания. На фоне крупных волн выделяются более мелкие.

На участках месторождений полезных ископаемых, при большом количестве горных выработок и скважин, констатируется также волнистая форма линий пересечения разрывов с вертикальной плоскостью (см. фиг. 149, б; 150, в, г).

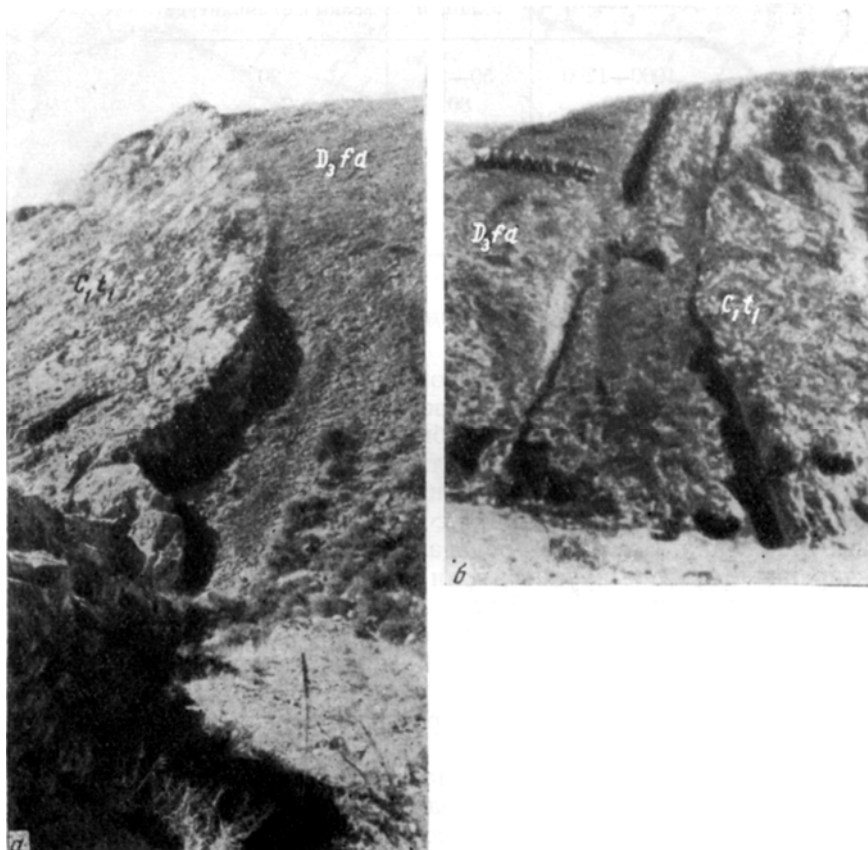
Таким образом, устанавливается пространственная волнистость крупных разрывов.

Волнистость простирания видна на многих достаточно детальных и точных геологических картах разных масштабов. Можно указать, что волнистость простирания взбросов и сбросов зафиксирована на третичных гребневидных складках в Передовом Предкавказском прогибе. Волнистость надвигов в условиях молодой складчатости средней интенсивности отражена на картах В. П. Мирошниченко (1946), составленных им в одном из идеально обнаженных районов Средней Азии с применением аэрофотоснимков. Волнистость видна и на схеме Д. С. Кизевальтера (1948), изображающей положение детально изучавшихся им крупных, длительно живущих разрывов, осложняющих палеозойское ядро необращенного антиклинория Передового хребта на Большом Кавказе. Она отмечена А. А. Белицким (1960) в Кузбассе и Ю. С. Шихиным (1960) в Тянь-Шане. Число подобных примеров можно увеличить во много раз.

Во всех перечисленных случаях длина крупных волн колеблется в интервале от 100 м до 5 км, а амплитуда – от 10 до 500 м. Характерно, что в подавляющем большинстве случаев отношение длины волны к амплитуде равно 10; весьма редко оно уменьшается до 5 или возрастает до 15. Тектонические разрывы не только в изучавшемся районе, но и в других местах характеризуются более или менее правильной волнистостью простирания. Такое заключение можно сделать о различных рассеянных и сосредоточенных разрывах: взбросах, выдвигих, надвигах и сбросах.

Представление о прямолинейности простирания крупных разрывов, содержащееся во многих учебниках по структурной геологии, часто не соответствует описанным фактам. Вероятно, нужно говорить об общем, среднем направлении простирания каждого разрыва, отклонения от которого будут наблюдаться повсеместно.

Размер отклонения в изученном районе, судя по среднему соотношению длины волны к амплитуде, равному 10, составляет около 6° . Это значит, что в среднем разница в замерах простирания, полученных путем измерения



Фиг. 151. Фотографии шва крупного тектонического разрыва:
а – правый склон сая; б – левый склон сая

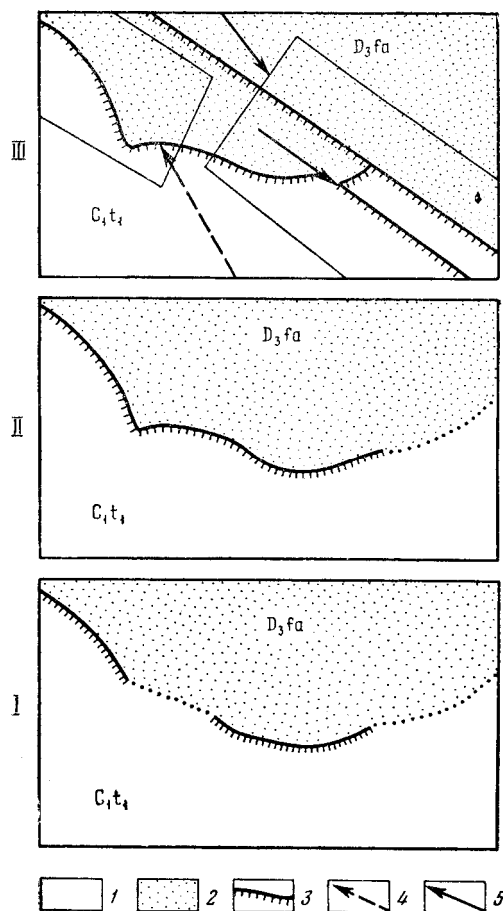
на отдельных небольших участках разрыва, равна 12° . Весьма важно, что при указанной средней величине отклонения шва разрыва на небольших участках от его общего простирания имеются гораздо более крупные отдельные резкие отклонения, достигающие 90° (см. фиг. 31 из второй части).

Для выяснения причин волнистости разрывов нами при полевых наблюдениях детально изучались хорошо обнаженные участки. На них установлено, что места резких изгибов линии простирания крупного разрыва представляют собой точки пересечения отдельных частных разрывов, образующих прямолинейные или плавно изгибающиеся отрезки. Иначе говоря, полевые наблюдения указывают на то, что крупный тектонический разрыв, тянущийся на несколько километров или десятков километров, не представляет собой одной единой поверхности; он не является первоначально одной единой сквозной трещиной. Каждый крупный разрыв, судя по достаточно обнаженным участкам, есть результат объединения ряда более мелких, первоначально самостоятельных и разобценных разрывов. Для подтверждения сказанного остановимся на двух примерах.

1. Рассмотрим сосредоточенный вертикальный разрыв юго-восточного простирания на юго-восточной периклинали Акбетской антиклинали, приуроченный к крылу частной антиклинальной складки, которая осложняет эту периклинали. Северо-восточное поднятое крыло разрыва сложено слоистыми фаменскими доломитами; юго-западное опущенное крыло – нижнетурнейскими массивными известняками. В обоих крыльях слои падают на юго-восток под углом от 15 до 40°. На контакте фамена с нижним турне образовался обрыв нижнетурнейских известняков. На фиг. 151, а виден уступ известняков. Контакт фамена и нижнего турне не прямолинеен. Видна кривизна разрыва и гирляндовидная форма линии его выхода. Весьма важно, что резкий перелом этой линии не совпадает с дном сая и, следовательно, не связан с наклоном разрыва и влиянием рельефа на форму его выхода. Излом линии выхода обусловлен изломом простирания вертикального разрыва.

На фиг. 151, б видно несколько резких изломов линии того же тектонического контакта фамена с нижним турне. Достоверно устанавливается, что участки линии контакта, имеющие разное простирание и соединяющиеся в местах резких изломов линии выхода разрыва, являются отдельными самостоятельными разрывами, которые пересекают и смещают друг друга. Прямолинейные разрывы, спускающиеся с водораздела, смещают изогнутый разрыв, образующий контакт фамена и турне в нижней части склона. Более молодые прямолинейные разрывы заполнены мощной карбонатной жилой, светлые выходы которой видны внутри поля распространения обнажений фамена.

Опираясь на факты, можно наметить следующие этапы формирования тектонического контакта фамена и нижнего турне (фиг. 152). В первую очередь возникли два небольших разрыва с заметной кривизной линией простирания. Затем, разрастаясь по простиранию, они соединились и создали более крупный разрыв с гирляндовидной формой волнистости простирания. Наконец, в третью очередь образовались прямолинейные разрывы несколько иного простирания, сместившие шов одного из предыдущих разрывов. Только к последним разрывам приурочены карбонатные жилы. В месте пересечения первых разрывов со вторыми волнистость простирания морфологически имеет характер ломаной линии.



Фиг. 152. Схемы последовательных стадий образования крупного тектонического разрыва.

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – тектонический разрыв; стрелками указаны участки: 4 – изображенный на фиг. 151, а, 5 – изображенный на фиг. 151, б

Таким образом, волнистость простирания рассмотренного разрыва, приводящего в соприкосновение фаменские доломиты и нижнетурнейские известняки, явилась результатом постепенного формирования его шва путем последовательного образования частных разрывов несколько различного возраста и простирания, которые постепенно соединялись один с другим.

2. Рассмотрим крупный продольный Аксуранский разрыв рассеянного типа, прослеживающийся вдоль крыла Аксуранской синклинали и приводящий в соприкосновение фаменские карбонатные породы с более древними красноцветными песчаниками девона. Все слои в общем залегают круто (см. фиг. 149, б).

В наиболее обнаженной части разрыва, имеющей юго-восточное простирание, на протяжении около 1 км хорошо видно его строение. Основной шов представляет собой не одну плоскость, а сложную зону пересекающихся и сливающихся друг с другом многочисленных частных швов, имеющих форму кривых поверхностей, между которыми и внутри которых породы сильно динамометаморфизованы. Эта зона связана постепенным переходом с менее нарушенными крыльями разрыва. Говоря ниже об основном шве разрыва, мы будем подразумевать всю зону в целом.

Прослеживая основной шов разрыва с северо-запада на юго-восток в пределах довольно хорошо обнаженного участка длиной в 1 км, можно установить резкие изменения простирания разрыва и следы пересечения одних участков другими участками того же основного шва.

На северо-западе основной шов тянется на юго-восток по азимуту 140° . Затем он постепенно изгибается, азимут простирания уменьшается до 90° и становится даже северо-восточным. После этого линия выхода разрыва, независимо от рельефа, резко изламывается и принимает прежнее простирание по азимуту 140° . Через несколько десятков метров начинается новое изменение азимута простирания разрыва и его уменьшение до 90° .

Участок широтного простирания шва завершается вторым резким изломом линии выхода разрыва, которая поворачивает почти под прямым углом и приобретает простирание 150° . Очередное постепенное искривление разрыва возвращает его к простиранию по азимуту 95° (при крутом падении шва на север), после чего резкий излом восстанавливает простирание по азимуту 150° . Наименьшее расстояние между изломами 50 м.

Последний излом основного шва разрыва полностью обнажен в горной выработке, где он срезается более молодым участком с простиранием 95° .

Имея в виду указанные изменения простирания разрыва от 150 до 90° , заключаем, что относительно молодым является не самостоятельный широтный разрыв, а отогнувшаяся к востоку часть единого разрыва, имеющего на северо-западе простирание 150° , а на юго-востоке 95° .

Из приведенных фактов следует, что основной шов рассмотренного разрыва формировался постепенно (фиг. 153). Сперва возникли отдельные участки юго-восточного простирания, расположенные кулисообразно. Затем они начали разрастаться по простиранию и рассекать разделявшие их промежутки. Вследствие особенностей распределения напряжений в промежутках между ранее возникшими разрывами поверхности скальвания ориентировались здесь несколько отлично от среднего положения, определяемого общей первоначальной ориентировкой напряжений в данном месте до появления первых разрывов. Поэтому по мере развития разрывов по простиранию и их углубления в ненарушенные перемычки между крыльями общей крупной зоны разрывов происходило постепенное изменение азимута простирания той части поверхности скальвания, которая возникала в каждый следующий момент времени. При полном разрушении перемычки первоначально разобщенные разрывы пересекались или сливались и образовывали

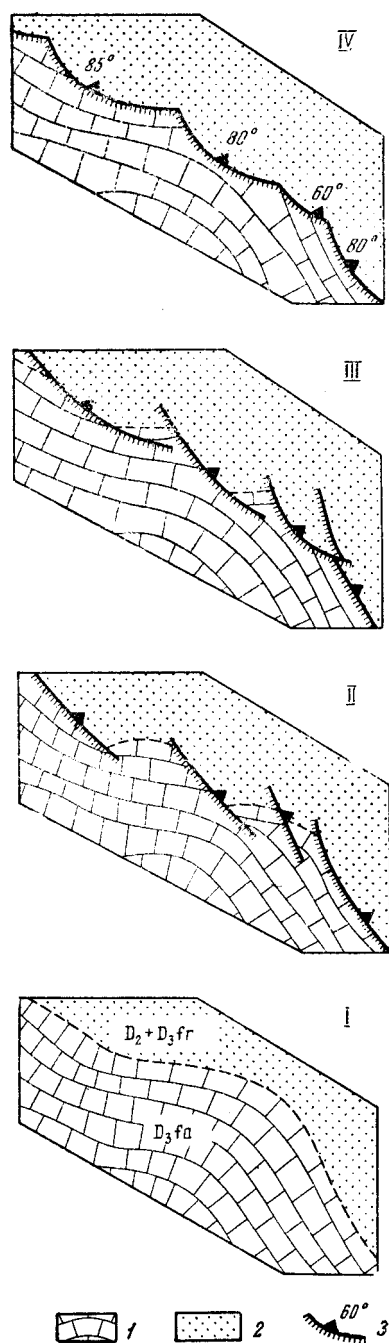
резкие изломы линии простирания общего основного шва разрыва. Так мы подошли к объяснению гирляндовидной формы волнистости простирания разрыва.

Более юго-восточная часть Аксуранского разрыва хорошо обнажена на крутом склоне долины, которая его пересекает. Здесь от главного шва ответвляются трещины скалывания. Они становятся все более пологими по мере удаления от основного шва. Имеются также сопряженные с ними иначе ориентированные, почти горизонтальные трещины скалывания (см. фиг. 149, в). Эти два направления сколов позволяют восстановить направление осей напряжений (см. фиг. 149, г). Вдали от разрыва траектории наибольшего сжатия (σ_3) почти перпендикулярны к разрыву, а около шва они направлены наискось к нему. Это можно считать результатом того, что вблизи от разрыва происходила деформация сложного сдвига, одновременного со сжатием (см. главу 33). Изменение направления трещин по мере их удаления от крупного разрыва объясняется тем, что вблизи от разрыва поле напряжений изменено по сравнению с окружающим пространством.

При движении вдоль разрыва дальше на юго-восток обнаруживается, что трещины, проходящие вблизи от главного шва, постепенно изменяют свое простирание, оставаясь почти параллельными шву. Волнистость шва повторяется изменениями простирания тянущихся вблизи от него трещин. В итоге сочетания этого явления с выполаживанием трещин последние имеют форму, показанную на фиг. 149, д.

При формальном составлении сводных диаграмм трещиноватости для участков с таким строением оказывалось, что одна и та же трещина кривой формы изображалась двумя точками в разных частях диаграмм. Так создавалось впечатление о существовании пары сопряженных направлений скалывания, тогда как на самом деле была лишь одна поверхность скалывания, распространявшаяся на участок с неоднородным напряженным состоянием. Этот пример показывает, насколько важно при использовании диаграмм трещиноватости конкретно представлять, как распространены и какими особенностями обладают трещины, соответствующие каждому максимуму.

На некоторых участках Аксуранского разрыва было отмечено, что его шов местами следует вдоль слоистости, тянущейся наискось к общему



Фиг. 153. Схемы последовательных стадий (I-IV) образования части Аксуранского взброса:

1 - известняки; 2 - песчаники; 3 - тектонический разрыв (штрихами обозначено опущенное крыло, треугольник показывает направление, а цифра - величину наклона разрыва)

простиранию разрыва, затем он резко изгибается и сечет слоистость почти поперек и на некотором протяжении снова совпадает со слоистостью. В результате получается гирляндовидная волнистость шва. Однако тот же вид волнистости отмечался и без постепенного приспособления разрыва к слоистости рассеченных им отложений.

Основываясь на примерах, подобных описанным выше, можно высказать предположение о причинах образования различных морфологических типов волнистости простирания разрывов.

Если на границе двух участков земной коры, испытывающих смещение по отношению друг к другу, возникает сеть пересекающихся прямолинейных трещин, то образующийся затем крупный разрыв объединяет отдельные участки этих трещин. Первоначальная прямолинейность простирания трещин приводит к волнистости разрыва типа ломаной линии, состоящей из прямолинейных отрезков. То же самое получается при пересечении слабоизогнутых разрывов другими более молодыми прямолинейными разрывами (см. фиг. 151).

Если после возникновения отдельных разобщенных разрывов одинакового простирания они в процессе дальнейшего развития изменяли простирание, то каждый из них в итоге оказывался не плоским, а изогнутым. Важно иметь в виду, что эта кривизна не является результатом деформации, т. е. она не вторична, поскольку устанавливается, что разрывы образовывались вдоль кривых поверхностей. В точках пересечения или слияния частных разрывов, различно ориентированных в пространстве, возникали резкие изломы простирания шва крупного нарушения. Сочетание плавных изгибов с резкими изломами характерно для гирляндовидной формы волнистости простирания.

Для объяснения синусоидальной формы волнистости простирания можно предположить, что отдельные трещины возникают в начале формирования разрыва на значительном расстоянии друг от друга, затем, развиваясь навстречу одна другой, постепенно изгибаются, сливаются, имея близкие азимуты простирания.

Таким образом, по мнению автора, волнистость простирания крупного разрыва может быть результатом того, что разрыв образуется постепенно путем слияния и объединения многочисленных, первоначально самостоятельных более мелких разрывов.

Аналогичное заключение о формировании крупных разрывов путем объединения изолированных мелких нарушений было сделано в главе 32 на основании изучения моделей складок поперечного изгиба и в главе 35 при рассмотрении деформации сдвигания. В зависимости от того, какие разрывы объединялись (плоские или кривые), и от того, как происходило это объединение, получается та или иная форма волнистости.

В нашем районе, по-видимому, большое значение имела первичная кривизна трещин и отдельных разрывов.

Выше обращалось внимание на длительность и сложность процесса образования крупного разрыва при предположении постоянства внешних активных сил или скорости деформации рассматриваемого участка коры. Процесс, считающийся длительным, полностью успел развиваться в какую-то часть верхнего палеозоя, т. е. за время порядка десятков миллионов лет.

Для понимания истории и механизма крупных разрывов имеют значение известные в настоящее время величины перемещений крыльев современных разрывов при землетрясениях. Обычно амплитуда таких отдельных «подвижек» по разрывам в тектонически наиболее подвижных областях Земли не превышает 7–8 м, в некоторых случаях она достигает 10–12 м. Протяженность по простиранию поверхностей разрывов с такими амплитудами составляет несколько десятков, а иногда сотен километров. Разрывы с амплитудами в несколько сотен метров или в несколько километров безусловно являются результатом суммирования чрезвычайно большого количества

отдельных «подвижек», каждая из которых, вероятно, не превышала 10–12 м. Геологические данные о весьма длительном влиянии разрывов на характер стратиграфических разрезов нарушенных ими отложений, например Главной Каратауской зоны разрывов, сами по себе достаточно обоснованы и доказывают наличие небольших амплитуд отдельных «подвижек».

Хорошо известно, что пустоты в швах тектонических разрывов с течением времени заполняются тем или иным жильным материалом. Большой частью жилы кристаллизуются по направлению от стенок полостей, образующихся в швах разрывов, и в итоге полностью «залечивают» нарушения сплошности земной коры. Лишь на небольших участках немногих разрывов пустоты сохраняются длительное время. Поэтому всякое новое относительное смещение крыльев ранее образовавшегося разрыва представляет собой акт механического разрушения минерального материала земной коры, т. е. возникновение нового разрыва. По механизму формирования такие новые разрывы вдоль старых, уже залеченных швов могут быть отнесены к особому типу механизма, который заключается в приспособлении нарушений к поверхностям с ослабленной прочностью материала.

Другой причиной длительности формирования разрывов является то, что скорости тектонических деформаций, их план, величины и знак активных усилий изменяются с течением времени.

Прекрасным примером такого разрыва служит Мынчабырский взброс, который пересекает юго-западное крыло Мынчабырской антиклинали.

В области Иректауской структурной седловины, на месте северо-западной части взброса несомненно существовал каледонский разрыв в конце нижнего палеозоя, так как тьюлкубасские отложения на юго-западном крыле разрыва залегают на кембрии, а на северо-восточном крыле – на ордовике (см. фиг. 55, Д, из второй части). В то время относительно поднятым было юго-западное крыло.

В верхнем палеозое на том же месте образовался разрыв, у которого относительно поднялось северо-восточное крыло. Это хорошо видно в настоящее время по разной высоте залегания тьюлкубасских красноцветов. Вдоль простирания на юго-восток разрыв прослеживается вплоть до юго-восточного окончания Мынчабырской антиклинали. Здесь он пересекает простирание каледонских складок и разрывов под большим углом (см. фиг. 31 из второй части) и заведомо является молодым, образовавшимся только в верхнем палеозое. Таким образом, Мынчабырский взброс в целом имеет сложную и длительную историю, продолжавшуюся около двухсот миллионов лет.

ВЫВОДЫ

Полевые наблюдения показали, что крупные разрывы формируются длительно путем объединения некоторой части из ранее возникших относительно мелких разрывов. Поэтому число крупных разрывов меньше числа относительно мелких. Этим же объясняется волнистость формы крупных разрывов в плане и разрезе. Большая амплитуда появляется у разрыва в результате суммирования многочисленных небольших смещений на протяжении длительного времени.

Глава 38

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ КРУПНЫХ РАЗРЫВОВ**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПЫТОВ****Постановка задач**

Моделирование было проведено для того, чтобы проверить выводы, основанные на геологических данных: действительно ли крупный разрыв формируется постепенно (путем объединения многочисленных более мелких разрывов), как это происходит и получается ли при этом волнистая форма поверхности разрыва.

Условия проведения опытов

Опыты были проведены по двум схемам. Первая схема – сжатие образца в горизонтальной плоскости. Образец имел форму прямоугольного бруска. Сила тяжести в деформировании образца не принимала участия. Поэтому условия подобия были несколько упрощенными. В них не было первого основного условия подобия и сохранялись только второе и третье:

$$C_{\eta} = C_{\tau} C_t; \quad (1)$$

$$C_{\tau} = C_p, \quad (2)$$

где C_{η} – множитель подобия для вязкости; C_{τ} – множитель подобия для напряжений; C_t – множитель подобия для времени; C_p – множитель подобия для прочности.

Множитель геометрического подобия в эти условия не вошел и его соблюдать не требовалось. Условия подобия оказались такими же, как при моделировании деформации сдвига, поэтому множители подобия в данном случае совпали с теми, которые приведены на стр. 419. Модели были изготовлены из петролатума, из петролатума, сплавленного с парафином, из влажной глины. Все эти материалы разрушаются хорошо наблюдаемыми трещинами. Средние размеры образцов $13 \times 6 \times 2$ см. Продолжительность сжатия образцов в горизонтальном направлении между двумя вертикальными и взаимно-параллельными жесткими стенками 4–12 мин. Скорость сближения стенок в среднем около 1 мм/мин.

В прошлом сходные опыты были проведены В. В. Белоусовым (1952) и Е. И. Чертовой, а также Чжан Вэнь-ю (Chan Wen-you, 1948).

Вторая схема – воспроизведение разрывов, осложняющих флексуру. Отличие от описанных выше опытов заключалось только в том, что длина крыла складки по простиранию была значительно больше. Это давало возможность проследить развитие разрыва по простиранию. Усло-

вия подобия для экспериментов такого рода обсуждены на стр. 264. Модели состояли из влажной глины.

Описываемые ниже эксперименты выполнялись автором вместе с Е. И. Чертовой.

ОПИСАНИЕ ОПЫТОВ, ПРОВЕДЕННЫХ ПО ПЕРВОЙ СХЕМЕ

Испытывались модели из петролатума, парафина с петролатумом и влажной глины. Первые два материала при изготовлении моделей заливались в формы в расплавленном состоянии. Во время опытов были выделены стадии (I, II, III) формирования разрывов в моделях.

Первая стадия. Верхняя горизонтальная поверхность образцов (13×6 см) в начале деформации покрывалась сеткой линий скольжения в двух направлениях, наискось к длинной оси образца. Эти линии являлись следами вертикальных поверхностей скольжения. Их ориентировка в пространстве указывала на горизонтальное положение осей *a* и *c* деформации и на выдавливание материала в горизонтальном направлении перпендикулярно сжатию. Расстояние между линиями в каждом образце было более или менее постоянным и обычно колебалось в интервале от 1 до 10 мм. Деформация образца на этой стадии опыта происходила главным образом в направлении двух осей образца. Наряду с укорочением в направлении сжатия отмечалось заметное увеличение длины, тогда как высота образца почти не изменялась.

В опыте, результаты которого изображены на фиг. 154, А, во время возникновения линий скольжения размеры образца изменились: длина увеличилась с 13 до 14,5 см, ширина уменьшилась с 6 до 5,5 см, а высота осталась неизменной (2 см). Горизонтальное перемещение вещества во время опыта было хорошо видно на глаз. Положение возникающих при сжатии пересекающихся линий скольжения оказалось связанным с существовавшей в материале внутренней структурой. При застывании расплавленного петролатума на его блестящей поверхности появлялся характерный рисунок в виде сетки. Эта сетка с круглыми или многоугольными ячейками видна потому, что в местах «нитей» сетки поверхность образца матовая и не блестит. Матовые полосы являются местами, где вследствие сжатия при охлаждении петролатум находится в наиболее напряженном или даже несколько разрушенном состоянии. Линии скольжения в начале опыта развивались, следуя матовым полосам на образце. Следовательно, внутренняя структура или напряженные участки в образце использовались в начале развития деформации.

Вторая стадия. При дальнейшей деформации происходило образование отдельных мелких, но многочисленных изогнутых разрывов типа надвигов с дугообразными линиями простираения, которые иногда располагались попарно и приводили к выдавливанию кверху узких горстов или к возникновению небольших грабенов. На многих моделях, вследствие дугообразной формы линий простираения отдельных мелких надвигов, ограничивающих узкие горсты и грабены, на поверхности образцов возникали как бы сдвоенные разрывы с х-образной формой выхода (фиг. 154, Б, В). На вогнутой стороне дугообразных разрывов большей частью лежали опущенные крылья, а на выпуклой – поднятые. Однако нередко в других участках тех же образцов наблюдались обратные соотношения.

Важно подчеркнуть, что участки образца, в которых происходило образование дугообразных разрывов, испытывали удлинение не в горизонтальном, а в вертикальном направлении. В опыте, изображенном на фиг. 154, А, II, во время развития отдельных небольших изогнутых разрывов наблюдалось значительное увеличение высоты образца (с 2 до 2,5 см), которое происходило при почти постоянной длине образца (14,5 см). Ширина образца уменьшилась до 5 см.

Третья стадия. При последующем развитии отдельные дугообразные разрывы соединялись в цепочки. При этом их поверхности пересекались, образуя угол. Так, в процессе «собираения» мелких изогнутых разрывов возникала гирляндовидная волнистость крупного надвига (см. фиг. 154, А, III). Углы гирлянды были обращены своим острием как в сторону надвигания и опущенного крыла, так и в обратном направлении. По мере роста деформации происходило объединение все большего числа надвигов в более крупные разрывы с большими длиной и амплитудой волны.

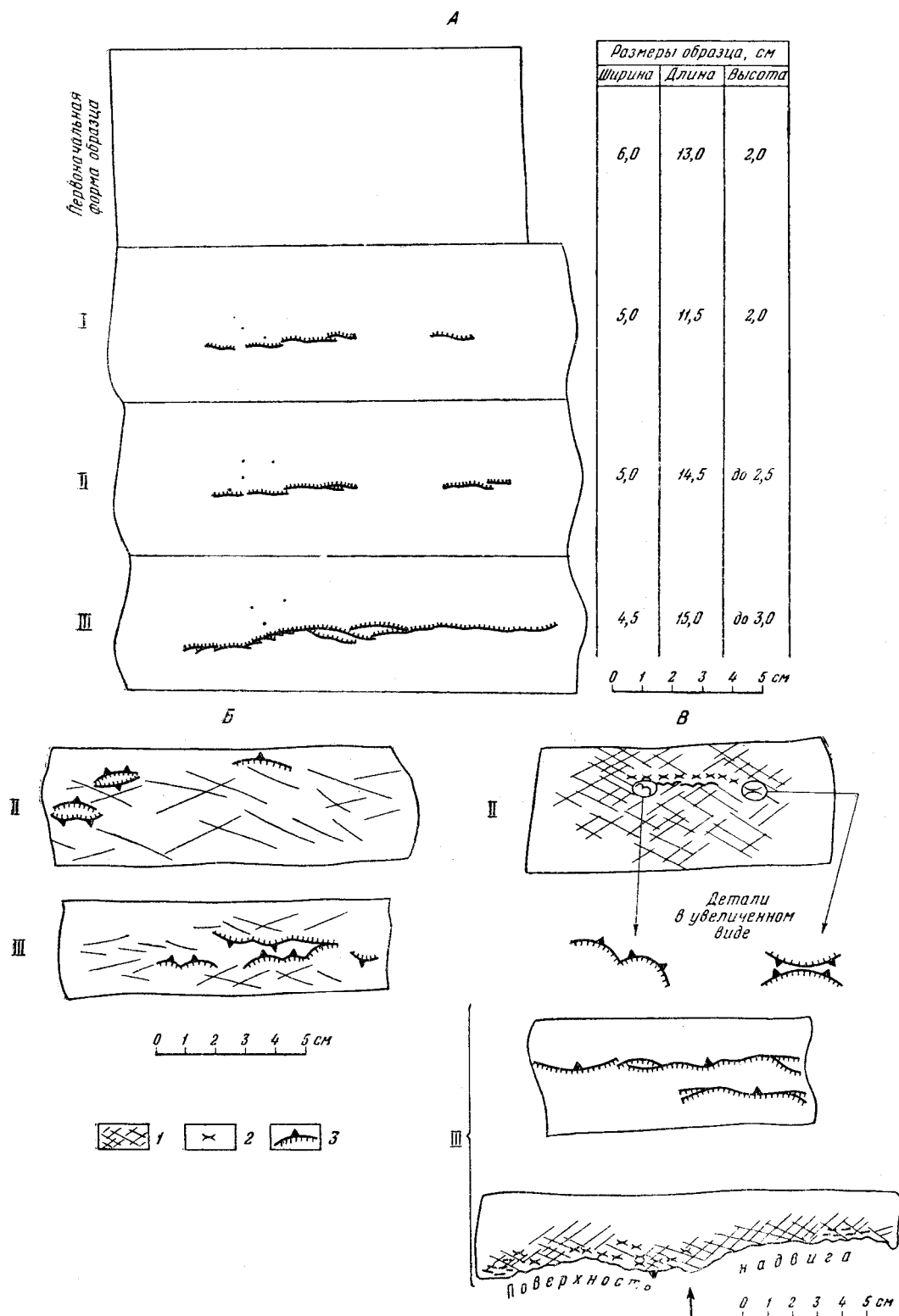
Ширина образца, изображенного на фиг. 154, А, уменьшилась до 4,5 см; высота его в средней части, где происходило наибольшее выпучивание материала вверх, увеличилась до 3 см, длина 15 см. Таким образом, произошло увеличение высоты в общем на 50%, а длины на 15%; ширина уменьшилась на 25%.

У разрывов, замкнутых в пределах образца, наибольшее горизонтальное смещение вкрест простирания происходило в средней части каждого нарушения. В этих местах лобовые части надвигов больше всего продвигались вперед, хотя выходы надвигов первоначально иногда именно здесь наиболее отклонялись в сторону поднятых крыльев. Такое движение приводило к тому, что старая волнистость начинала уничтожаться и превращаться в новую. Выдвигание лобовых частей надвигов сопровождалось продолжавшейся пластической деформацией образца, в результате которой происходило некоторое искажение первоначальной формы разрывов, создававшее их «вторичную кривизну», а также смятие углов у разрывов с гирляндовидной волнистостью. Из-за этого первичная гирляндовидная форма разрыва в плане уничтожалась, уступая место более симметричной волнистости, напоминавшей по форме синусоиду (см. фиг. 154, В).

Во время опыта было видно, что свободные от давления боковые части образца, еще не осложненные надвигом, перемещались преимущественно в горизонтальном направлении вдоль общего простирания разрывов, тогда как в средней части образца, где надвиг был крупного размера, движение материала шло главным образом вверх и вкрест простирания разрывов. Такой характер движения на краях отвечал ранней стадии деформации, уже пройденной в средней части образца.

На моделях из влажной глины (бруски которой лепились вручную) наблюдалась в общем сходная картина. Линий скольжения, предшествующих образованию разрывов, в этих опытах отмечено не было. После некоторой пластической деформации на поверхности глины возникали изолированные небольшие взбросы, линии выхода которых оказывались не прямыми, а изгибающимися (фиг. 155, а). В результате дальнейшего сжатия появлялись новые аналогичные мелкие разрывы. Разрастаясь по простиранию, разрывы сливались друг с другом и объединялись в более крупные взбросы с резко выраженной волнистостью простирания и сложным строением зоны шва (см. фиг. 155, б). Волнистость простирания особенно наглядно проявляется, если убрать висячее крыло крупного взброса (см. фиг. 155, в).

После проведения опытов мы познакомились с работой Чжан Вэнь-ю (Chang Wen-yov, 1948), содержащей описание аналогичных экспериментов. На основании своих опытов с образцами из глины Чжан Вэнь-ю сделал вывод о том, что поверхности скалывания образуются вдоль поверхностей скольжения, возникающих в процессе пластической деформации. Чжан Вэнь-ю отметил также зигзагообразность выходов крупных разрывов и объяснил ее тем, что разрывы развиваются, используя два семейства различно ориентированных в пространстве поверхностей скольжения. Ниже будет показано, что выводы, которые можно сделать на основании наших опытов, несколько отличаются от заключений Чжан Вэнь-ю. Мы считаем возможным самостоятельное развитие кривых и волнистых тектонических разрывов, не следующих вдоль поверхностей скольжения.



Фиг. 154. Зарисовки последовательных стадий (I, II, III) формирования надвигов и взбросов в моделях, испытывающих одноосное сжатие в горизонтальном направлении (вид сверху):

А – модель из петролатума; Б – две разные модели из парафина с петролатумом; В – три разные модели из петролатума; 1 – линии скольжения; 2 – х-образные разрывы; 3 – надвиги и взбросы



Фиг. 155. Модели крупных сложно построенных разрывов в образцах из влажной глины:

а, б, в – вид сверху на взбросы, возникшие при сжатии образца в горизонтальном направлении; *г, д* – вид сверху на флексуру, осложненную сбросами

ОПИСАНИЕ ОПЫТОВ, ПРОВЕДЕННЫХ ПО ВТОРОЙ СХЕМЕ

Опыты воспроизводили процесс образования крупного разрыва, осложняющего флексуру. Слой влажной глины мощностью 2,5 см накладывался на две деревянные доски, лежавшие рядом. Затем одна доска передвигалась вверх при помощи специального приспособления. В зоне стыка досок в глине возникала флексура.

В процессе развития структуры, после некоторой пластической деформации без заметных на глаз разрывов, на месте перехода смыкающего крыла флексуры в верхнюю недоформированную часть образца, т. е. на выпуклом краю флексуры, появлялась сетка из многочисленных мелких трещин. Разрастаясь, они приобретали изогнутую форму выходов. Сливаясь и пересекаясь одна с другой, они объединялись в более крупные нарушения типа сбросов с резко выраженной волнистостью. В тех случаях, когда доска поднималась несколько асимметрично и один ее конец двигался несколько быстрее другого, разрывы на флексуре развивались неодновременно. В одной части флексуры (левая сторона фиг. 155, а) можно было наблюдать раннюю стадию, т. е. сетку из мелких нарушений, в другой части флексуры (правая сторона фиг. 155, а) – крупный сброс с резко выраженной волнистостью.

Основные разрывные смещения, в которые превращалась флексура, были представлены вертикальными крупными сбросами, рассекавшими ее смыкающее крыло. В пределах последнего наблюдались также весьма пологие, почти горизонтальные разрывы, висячие крылья которых смещались в направлении от опущенной к поднятой части образца (см. фиг. 155, б). В относительно опущенной части образца около перехода слоя глины в область смыкающего крыла флексуры видна серия мелких надвигов с движением масс в направлении от флексуры к относительно опущенному крылу.

Из приведенных данных следует, что с развитием флексуры связан тот же комплекс разрывов, который был описан на складках поперечного изгиба. На описанных моделях были выявлены изменения мелких разрывов вдоль простиранья флексуры, которые придают крупному разрыву волнистую форму.

ВЫВОДЫ

Опыты по образованию взбросов в условиях горизонтального сжатия и сбросов на флексурах показали, что в моделях крупные разрывы формируются в результате объединения некоторых из ранее возникших мелких разрывов. Последние часто обладают первичной кривизной. На моделях крупные разрывы приобретали волнистую форму. При продолжающейся деформации модели форма крупных разрывов вторично изменялась. На окончаниях разрывов наблюдались более ранние стадии их развития, чем в их средних частях.

Глава 39

ВЛИЯНИЕ РАЗРЫВОВ НА НАПРЯЖЕНИЯ

Как уже отмечалось выше, во время опытов по образованию разрывов, представляющих собой поверхности скалывания, в сжимающихся брусках и в моделях флексур наблюдалось развитие мелких простых одиночных сколов, обладавших заметной кривизной. Кривые поверхности скалывания наблюдались нами также и в поле.

Кривизна различных наблюдающихся поверхностей скалывания бывает первичной и вторичной. Первичная кривизна обуславливается тем, что скалывание сразу происходит вдоль некоторой кривой поверхности. Вторичная кривизна вызывается деформацией пород, рассеченных первоначально плоской поверхностью скалывания. Примеры искажения первоначальной формы тектонических разрывов весьма многочисленны и хорошо известны (южный склон Большого Кавказа, Восточные Карпаты, Альпы, Аппалачи и др.). Поэтому доказывать существование вторичной кривизны нет надобности. Перейдем к первичной кривизне.

Первой причиной образования первично кривых поверхностей скалывания может являться неоднородность ориентировки осей напряжений до момента формирования разрыва. Прекрасными примерами таких поверхностей скалывания могут служить кольцевые или концентрические сбросы, осложняющие куполовидные поднятия в земной коре. В лаборатории кривые поверхности скалывания получаются, например, при сжатии цилиндров вдоль их осей.

В разнообразных материалах, в том числе в горных породах, при таком сжатии возникают конусовидные и винтообразные сколы (см. фиг. 22 и 23). В указанных случаях до образования кривого разрыва в разных точках разрушаемого тела оси напряжений ориентируются различно. Поэтому образующаяся поверхность скалывания должна изменять ориентировку в пространстве по мере своего разрастания от одной точки к другой.

Второй причиной первичной кривизны может являться анизотропия механических свойств материалов, обладающих различно ориентированными ослабленными поверхностями, вдоль которых развиваются разрывы (Chang Wen-yov, 1948).

Возвращаясь к нашим опытам, приходится констатировать, что ни одна из указанных причин не может объяснить наблюдавшейся кривизны мелких разрывов. Эта кривизна не может считаться вторичной, так как достоверно известно, что поверхности скалывания не испытывали деформации, которая могла бы столь сильно изменить их форму. Отсутствие вторичной кривизны подтверждается малым однородным искажением формы линий скольжения, образовавшихся раньше поверхностей скалывания. Кривизна мелких разрывов не может связываться также с первоначальной неоднородностью

ориентировки осей напряжений. Многочисленные мелкие, сильноизогнутые разрывы разбросаны по всей средней части поверхности каждого образца. При попытке использовать для объяснения их кривизны представление о первоначальной неоднородности поля напряжений нам пришлось бы представить себе чрезвычайно сложную и пеструю картину ориентировки осей напряжений, которая противоречит теоретическим построениям и опытам по изучению распределения напряжений в сжимаемых призмах из однородного изотропного материала.

Таким образом, первые две причины возникновения кривизны мелких разрывов не пригодны для объяснения результатов наших опытов.

Чтобы найти правильное объяснение происхождения кривизны, следует рассмотреть некоторые особенности разрывов, наблюдавшиеся во время опытов, в особенности при сжатии призм из петролатума.

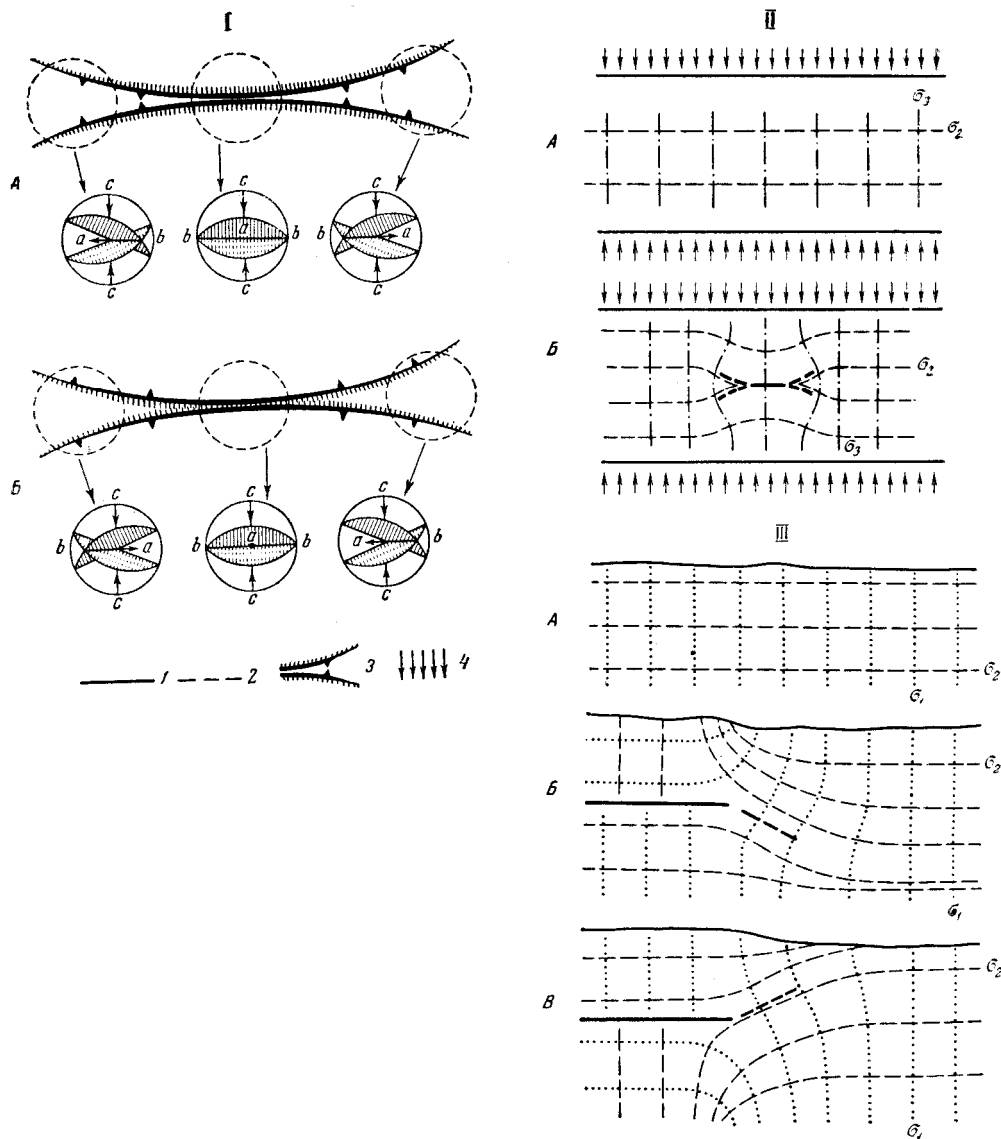
Выше отмечалось, что при сжатии призм из петролатума сперва происходило удлинение в горизонтальном направлении, с которым было связано появление сетки линий скольжения на горизонтальной поверхности образца. Затем возникали изогнутые и x -образные разрывы, сопровождавшие удлинение образца преимущественно в вертикальном направлении. Форма и расположение каждого дугообразно изогнутого и x -образного взброса, казалось бы, дают возможность предполагать, что он является результатом объединения двух смещений вдоль пересекающихся линий скольжения. Однако такое заключение нельзя считать правильным, так как общий план деформации и направление смещения оказываются разными. Смещение по изогнутым поверхностям скалывания направлено в общем по восстанию, тогда как на поверхностях скольжения оно ориентировано вдоль простирания. Наконец, ориентировка в пространстве наклонных поверхностей взбросов не совпадает с ориентировкой вертикальных поверхностей скольжения, хотя простирания их выходов бывают сходны.

Следовательно, возникавшие в петролатуме x -образные и изогнутые взбросы не могут являться результатом только количественного увеличения смещения вдоль поверхностей скольжения. Они представляют собой качественно новые структурные формы. При их образовании существовавшие в материале ослабленные поверхности скольжения могли быть в некоторой степени использованы, но не являлись причиной возникновения кривизны. Таким образом, изогнутая форма отдельных, первоначально изолированных разрывов не во всех случаях может считаться «унаследованной» ими от линий скольжения.

Для ответа на поставленный вопрос весьма важно, что средняя часть каждого изогнутого или x -образного разрыва являлась более древней, чем его края (это было заметно во время опытов).

При рассмотрении двух рядом расположенных простых дугообразных разрывов, ограничивающих небольшой горст (фиг. 156, I, А) или грабен (см. фиг. 156, I, Б), в центральной наиболее древней части каждого x -образного нарушения можно установить вертикальное положение оси наибольшего удлинения (оси a деформации). На краях x -образного разрыва, где нарушения возникали позднее, оси деформации ориентированы несколько иначе. Ось наибольшего удлинения (a), в зависимости от положения поднятых крыльев на выпуклых или вогнутых сторонах поверхностей скалывания, наклонена в сторону средней части разрыва или от нее. Характерно, что на всех участках ось наибольшего укорочения (c) может быть ориентирована одинаково.

Если мы рассмотрим не x -образный, а отдельный дугообразно изогнутый разрыв, то (с меньшей степенью точности и наглядности) придем к такому же выводу, так как даже по одной поверхности скалывания (при известном направлении смещения вдоль нее) можно приближенно устанавливать ориентировку осей деформации.



Фиг. 156. Теоретические схемы осей деформаций (I) и траекторий главных нормальных напряжений (II, III) около разрывов:

1 – разрыв; 2 – направление дальнейшего разрастания разрыва; 3 – х-образный разрыв; 4 – активные силы

Считая, что ориентировка установленных по разрывам осей деформации совпадает с ориентировкой осей напряжений, можно говорить, что в средней, более древней части разрыва при формировании нарушения направление алгебраически наименьшего главного напряжения (σ_3) было горизонтальным, а направление алгебраически наибольшего главного напряжения (σ_1) – вертикальным. При образовании более молодых краевых частей каждого х-образного или изогнутого разрыва сохранялось в общем такое же направление алгебраически наименьшего главного напряжения (σ_3), алгебраически наибольшее (σ_1) действовало в направлении, наклоненном в сторону средней части разрыва или от нее.

Все изложенное относительно ориентировки осей напряжений является интерпретацией наблюдавшихся фактов, поэтому можно считать, что ориентировка с течением времени изменялась.

Поскольку х-образные и изогнутые разрывы разбросаны по значительной части поверхности образца и ориентировка осей напряжений в средних

частях разрывов достаточно выдерживается, тогда как на краях каждого разрыва она изменяется, мы можем сделать вывод о том, что отклонения в ориентировке осей возникали благодаря появлению первых наиболее древних частей разрывов. Попытаемся объяснить, почему это происходит.

Разрывы всегда влияют на напряженное состояние окружающего их материала. Появление разрыва приводит к изменению величины главных нормальных напряжений, действующих поблизости от него. Непосредственно около разрыва нормальные напряжения уменьшаются, в стороне от его концов – несколько увеличиваются. Главные касательные напряжения резко возрастают вокруг концов разрыва. Возле средней части разрыва, в зависимости от способа деформирования, может иметь место увеличение или уменьшение главных касательных напряжений. Наконец, появление разрыва оказывает влияние на ориентировку осей напряжений. Выше мы смогли отметить последнюю форму влияния разрывов на породившие их напряжения.

Попытаемся дать объяснение наблюдавшимся изменениям в ориентировке осей напряжений в призматическом образце. Рассмотрим для этого их проекции на горизонтальную плоскость.

Перед моментом возникновения разрыва во всех точках средней части сжимаемого образца достаточно уверенно можно по направлению наибольшего удлинения констатировать вертикальное положение осей алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1). Оси алгебраически минимальных главных напряжений (σ_3) следует считать горизонтальными и совпадающими с направлением наблюдавшегося наибольшего укорочения и действия внешних активных сил, приложенных к образцу. Оси алгебраически средних главных напряжений (σ_2) при таком положении осей могут быть только горизонтальными и перпендикулярными направлению действия внешних активных сил (см. фиг. 156, II, А).

Сразу после возникновения небольшого разрыва около центральной части его шва в материале смогут поддерживаться сжимающие нормальные напряжения (ориентированные перпендикулярно простиранию шва), меньшие, чем в соседних ненарушенных областях образца. Поэтому следует ожидать, что у концов разрыва направление, в котором материал фактически выдерживает наибольшие сжимающие напряжения, ориентировано наискось к направлению действия внешних активных сжимающих сил (см. фиг. 156, II, Б). Это предположение подкрепляется рассмотрением характера пластической деформации материала возле конца разрыва в крыле, со стороны которого действуют активные внешние силы. Этот участок должен испытывать изгибание или сдвигание, так как его край, прилежащий к разрыву, может легче смещаться, чем другой, связанный с еще ненарушенной частью образца.

Как известно, в случае одинаково ориентированных внешних активных сил направление главных нормальных напряжений внутри образца при пластическом изгибе или сдвигании отличается от направления главных нормальных напряжений при сжатии. Поэтому можно предположить, что в участке, прилежащем к концу разрыва, ориентировка главных напряжений должна отличаться от ориентировки осей напряжений в ненарушенной области.

Поворот осей наибольших сжимающих напряжений (σ_3) около концов разрыва должен сопровождаться поворотом осей алгебраически средних главных напряжений (σ_2) (см. фиг. 156, II, Б), параллельно которым образуются трещины скалывания. Следовательно, около концов уже существующих разрывов нужно предполагать отклонение не менее двух из трех осей напряжений от той ориентировки, которая характерна для ненарушенных еще частей образца.

Как известно, около окончания разрывов происходит концентрация максимальных касательных напряжений, т. е. имеют место повышенные значения этих напряжений. Поэтому дальнейшее разрушение материала и развитие трещин должны происходить около концов первоначально возникших разрывов, где ожидается отклонение осей напряжений от их первоначальной ориентировки.

В связи с тем, что поверхности скалывания всегда параллельны направлению средних главных нормальных напряжений, проекции выходов вновь образующихся разрывов на горизонтальную плоскость должны изобразиться в виде линий, параллельных (σ_2) и продолжающих первоначальное нарушение. Таким образом, мы пришли к выводу, что после появления нарушения следует ожидать изменения в ориентировке осей напряжений, показанного на фиг. 156, II, Б, которое должно обуславливать изменение направления разрастания разрыва.

Из сказанного выше не вытекает необходимости изменения ориентировки оси деформации (a) и совпадающей с ней оси алгебраически наибольшего главного нормального напряжения (σ_1). Такое изменение можно предполагать в связи с поворотом двух других осей. Обязательным оно окажется на более поздней стадии развития разрыва.

Для того чтобы лучше проследить изменение в ориентировке осей алгебраически максимальных главных нормальных напряжений, рассмотрим вертикальное сечение образца плоскостью, перпендикулярной к направлению наибольшего сжатия. В этой плоскости будут лежать оси алгебраически наибольшего (σ_1) и среднего (σ_2) главных напряжений. В момент, непосредственно предшествующий образованию средней части каждого изогнутого или x -образного разрыва, во всей области его последующего развития, направление (σ_1) было вертикальным, тогда как (σ_2) было горизонтальным (см. фиг. 156, III, А).

После возникновения первый плоский разрыв на рассматриваемом сечении изобразится прямой горизонтальной линией, параллельной направлению (σ_2) в его лежащем крыле. Сперва существенных изменений в ориентировке осей напряжений может не произойти, если активные внешние силы приложены со стороны висячего крыла (т. е. если разрыв представляет собой надвиг). Зато при достаточно большом перемещении по разрыву, в висячем крыле нужно ожидать значительного пластического удлинения в направлении простирания надвига. Такое удлинение должно сопровождаться качественным изменением напряженного состояния, заключающимся в появлении растягивающих напряжений по простиранию разрыва. Между частью висячего крыла, которая расположена над разрывом и характеризуется горизонтальным направлением алгебраически наибольших нормальных напряжений (σ_1), и незатронутой разрывами соседней областью, где направление (σ_1) вертикально, естественно ожидать переходного наклонного положения осей напряжений (см. фиг. 159, III, Б).

Если активные внешние силы приложены со стороны лежащего крыла (т. е. в случае поддвигов), возможно появление растягивающих напряжений только в данном крыле разрыва. При этом следует ожидать ориентировку осей напряжений, изображенную на фиг. 159, III, В. Предполагаемый характер местных изменений в ориентировке осей напряжений совпадает с наблюдавшимися отклонениями.

Поскольку специальных исследований мы не проводили, нет смысла обсуждать вероятность появления каждого из рассмотренных типов изменений ориентировки осей напряжений. Эти предполагаемые типы приведены лишь для конкретизации представления о том, что возле каждого разрыва происходит то или иное изменение ориентировки осей напряжений.

Искажение первоначальной ориентировки осей напряжений должно вызывать изменение направления разрастания разрыва и поэтому в ряде случаев может являться причиной возникновения первичной кривизны разрывных смещений.

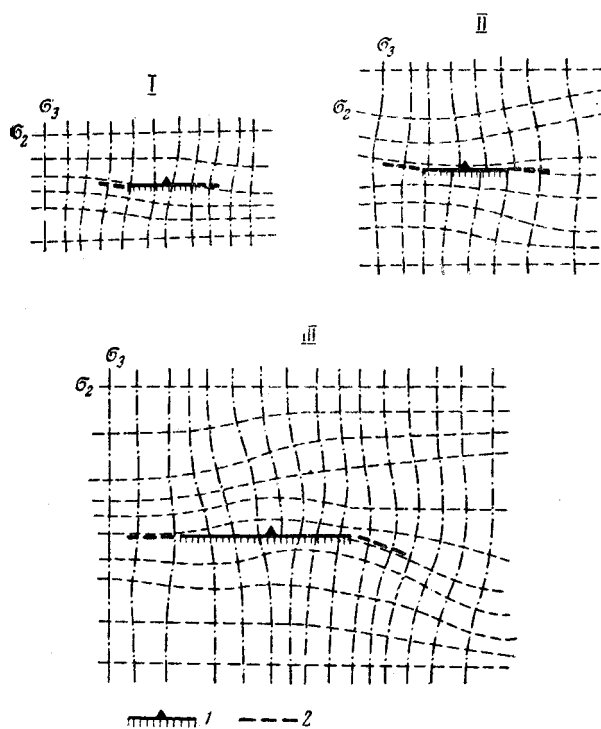
Чтобы проверить сделанные предположения, мы провели следующие опыты. Из прозрачного оптически активного желатинового студня были сделаны две пластины размером $43 \times 10 \times 2$ и $43 \times 14 \times 2$ см. Пластины подвергались сжатию между двумя жесткими деревянными брусками. Активные сжимающие силы действовали в направлении ребра длиной 10 см в первом случае и в направлении ребра длиной 14 см – во втором.

В связи с тем, что создать однородное поле напряжений в большом образце чрезвычайно трудно, мы при помощи оптического метода на поляризационно-проекционной установке выявили такие области в образцах, в пределах которых наибольшие из сжимающих главных нормальных напряжений (σ_3) оказывались параллельными направлению активных сжимающих внешних сил. В перпендикулярном к ним направлении в плоскости образца действовали средние главные нормальные напряжения (σ_2). Ориентировка главных напряжений не была строго однообразной, однако отклонения не превышали $\pm 20^\circ$.

В местах с наиболее однообразной ориентировкой главных напряжений в образцах были сделаны ножом плоские щелевидные прорезы, параллельные средним главным нормальным напряжениям и наклоненные к плоскости образца под углом $\approx 45^\circ$. Прорезы воспроизводили небольшие плоские взбросы, которые должны были бы образоваться при наблюдавшемся напряженном состоянии пластин. После того как были сделаны прорезы, напряженное состояние прилежащих к ним участков заметно изменилось.

В первой пластине было сделано три прорезы длиной 4–5 см. Установленная при помощи оптического метода новая ориентировка главных напряжений около двух прорезей показана на фиг. 157, I и II. Направления средних главных напряжений, параллельно которым следовало ожидать дальнейшего разрастания взбросов, заметно отклонились от первоначальных положений (до 15°). Следовательно, направления, по которым должны были бы происходить разрастания разрывов, не лежали на одних прямых с линиями сделанных прорезей и указывали на наличие условий для образования поверхностей скалывания с первичной кривизной.

Во второй пластине была сделана только одна прорезь длиной 10 см. Она вызвала заметное изменение ориентировки главных напряжений, а также привела к образованию неоднородного поля напряжений



Фиг. 157. Схемы траекторий главных нормальных напряжений (I, II, III) в моделях около прорезей, имитирующих взбросы:

1 – прорезь; 2 – теоретическое направление дальнейшего разрастания разрыва

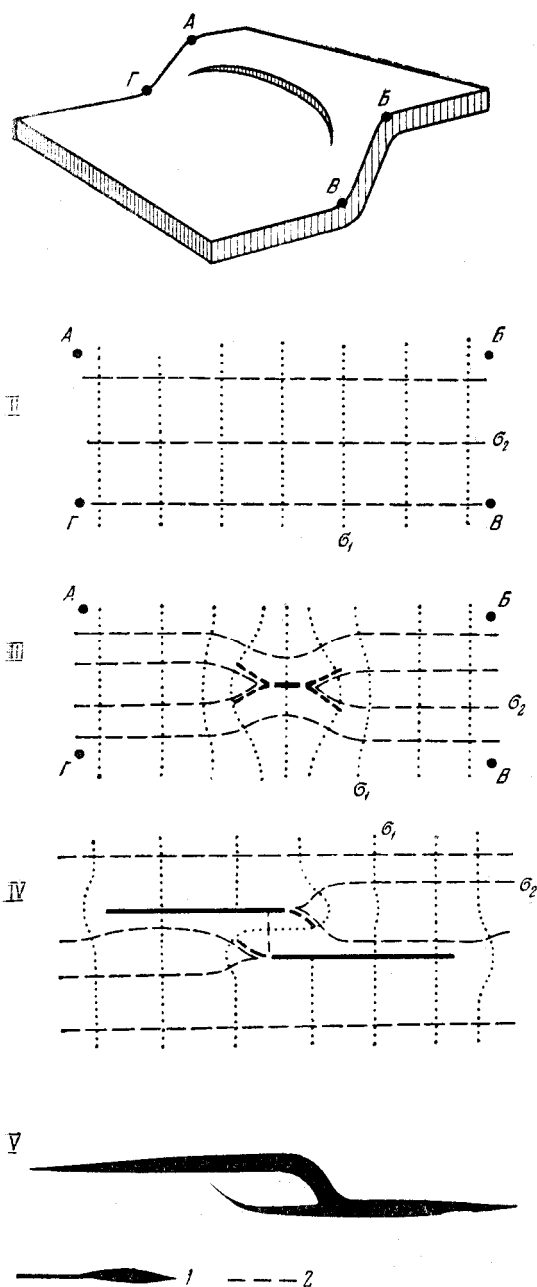
(см. фиг. 157, III). Направление, по которому должно было бы происходить разрастание разрыва возле правого конца прорези, значительно отклонилось от общего положения прорези (на 25°).

Заметная во всех трех случаях на фиг. 157 асимметрия искажения первоначальной ориентировки главных напряжений связана с недостаточной однородностью исходного поля напряжений и с тем, что шероховатая поверхность прорези в разных местах оказывала различное сопротивление смещению материала вдоль нее. Около концов всех прорезей отмечалось хорошо известное резкое увеличение касательных напряжений.

Основной вывод из опытов заключается в том, что после зарождения разрыва дальнейшее разрушение материала должно происходить прежде всего у концов существующих разрывов, где действуют наибольшие касательные напряжения и где, вместе с тем, ориентировка осей напряжений изменена по сравнению с первоначальной. Эти изменения определяют новое положение поверхностей скалывания, вдоль которых должно происходить дальнейшее разрастание разрывов. В результате следует ожидать формирования разрывов с первичной кривизной в области, где первоначальное поле напряжений было почти однородным.

Рассмотрим вопрос о происхождении кривизны разрывов, тянущихся вдоль флексуры. В начале процесса разрушения появились короткие трещины, параллельные оси флексуры. Разрастаясь по простиранию, они изменяли направление и искривлялись (фиг. 158, I). Очевидно причина этого заключается в местном изменении ориентировки осей напряжений около окончаний возникавших нарушений.

На фиг. 158, II показана ориентировка осей напряжений в смыкающемся крыле до возникновения разрыва (проекция направлений главных напряже-



Фиг. 158. Теоретические схемы влияния разрывов на траектории главных нормальных напряжений на флексуре

I – флексура, осложненная разрывом; II – траектории главных нормальных напряжений на флексуре до появления разрыва; III – то же после появления одного разрыва; IV – то же после появления двух разрывов; V – форма нарушения, образовавшегося путем соединения двух разрывов; 1 – разрыв; 2 – направление дальнейшего разрастания разрыва

ний на плоскость слоистости). Алгебраически наибольшее нормальное напряжение (σ_1) является растягивающим и, как мы знаем по моделям складок поперечного изгиба, действует в направлении падения смыкающего крыла флексуры.

Влияние местного разрыва на такое поле напряжений описано Э. Коке-ром и Л. Файлоном (1936). Учитывая результаты их исследований, можно предположить картину распределения напряжений на смыкающем крыле флексуры, изображенную на фиг. 158, III, из которой следует, что разрыв в процессе разрастания должен приобретать форму кривой поверхности.

Приведенные объяснения первичной кривизны отдельных взбросов и сбросов основывались на рассмотрении напряженного состояния материала около каждого изолированного нарушения. Следует заметить, что при расположении разрывов поблизости один от другого также приходится ожидать значительных изменений в первоначальной ориентировке осей напряжений. Эти изменения должны вызвать отклонения поверхностей скальвания от плоской формы.

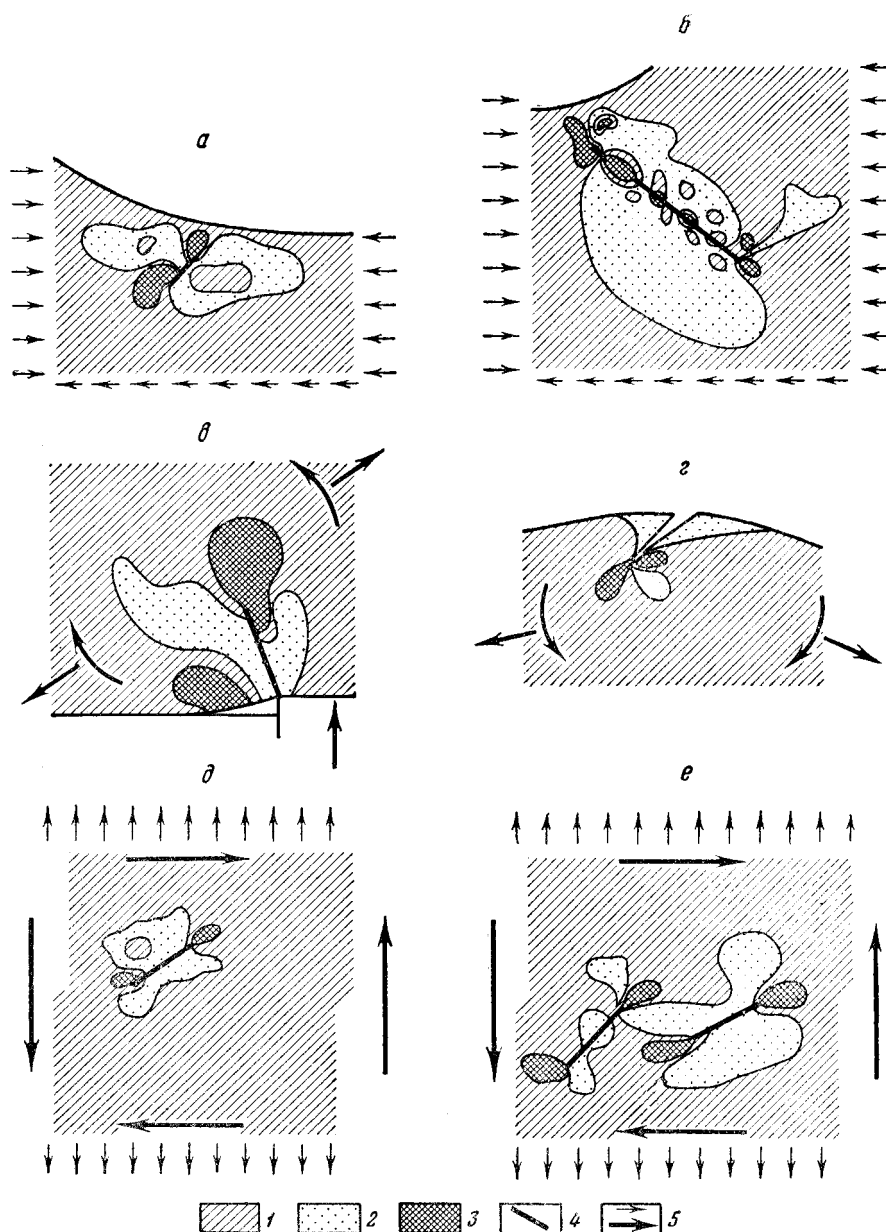
Пример предполагаемого влияния двух соседних плоских разрывов на поле напряжений и их слияние в одно крупное нарушение изображен на фиг. 158, IV. Форма крупного разрыва, образующегося в измененном поле напряжений, показана на фиг. 158, V.

Результаты специального исследования моделей (Гзовский, 1960в) приведены на фиг. 159. В плоских моделях из желатинового студня делались прорезы в местах действия наиболее высоких касательных напряжений. Направление прорезы совпадало с направлением этих напряжений. Возле конца разрыва, на линии, продолжающей его направление, касательные напряжения обычно выше их первоначальной величины. На прямой, перпендикулярной к той же линии и проходящей через конец разрыва, напряжения после появления разрыва уменьшаются. Если разрыв выходит на свободную поверхность модели, то возле его окончания напряжения обычно снижаются. Вдоль средней части разрыва касательные напряжения чаще всего снижаются, но на некотором расстоянии от разрыва они иногда бывают повышенными или сохранившими первоначальную величину. На отдельных участках, там, где смещение крыльев разрыва затрудняется из-за неровностей его шва, происходит местное увеличение касательных напряжений в непосредственной близости от разрыва. Здесь часто возникают условия сложного сдвигания. Значительное повышение напряжений происходит в узких промежутках между окончаниями соседних разрывов. В местах наибольшего повышения касательных напряжений в моделях они увеличивались в 1,7 раза. Наибольшее снижение напряжений было в 0,6 раза. Эту величину принято называть коэффициентом концентрации напряжений.

В случае соприкосновения по разрыву пород с резко различными механическими свойствами напряженное состояние крыльев нарушения различно. Несимметричное распределение напряжений в крыльях разрыва возникает также при различном приложении действующих на них внешних сил.

Общий вывод из рассмотрения кривизны разрывов сводится к тому, что первичная кривизна разрывов может быть обусловлена первоначальной неоднородностью поля напряжений или местной неоднородностью, возникающей благодаря появлению каждого разрыва.

Этот вывод важен для понимания механизма формирования крупных тектонических разрывов и образования волнистости их простирания, так как показывает, каким образом даже в однородном поле напряжений в изотропном материале могут образовываться небольшие отдельные нарушения с заметной кривизной, которые, соединяясь или пересекаясь друг с другом, создают крупные тектонические разрывы с синусоидальной или гирляндно-видной волнистостью.



Фиг. 159. Влияние разрывов на распределение касательных напряжений в моделях:
a – e – различные типы деформаций; 1 – напряжения не меняются; 2 – напряжения снижаются до 0,6 раза; 3 – напряжения повышаются до 1,7 раза; 4 – разрыв; 5 – внешние усилия

Несмотря на широкое развитие изогнутых тектонических разрывов и на то, что их кривизна в большинстве случаев является естественным результатом развития, нельзя делать вывод о том, что каждый разрыв искривлен. В зависимости от условий деформирования, масштаба явления и стадии развития тектонические разрывы могут обладать большей или меньшей кривизной.

Глава 40

**ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ
КРУПНЫХ РАЗРЫВОВ**

Данные по Байджансайскому антиклинорию позволяют указать следующие механизмы формирования крупных разрывов.

1. Крупные взбросы и сбросы образовались в результате слияния мелких первоначально самостоятельных поверхностей скалывания и объединения их в единую зону.

2. Некоторые части нижнепалеозойских разрывов, повторно использованные при верхнепалеозойских движениях, указывают на возможность приспособления возникающих новых поверхностей скалывания к имеющимся в породах более древним поверхностям скалывания с ослабленной прочностью.

3. На примерах нарушений, связанных с деформацией сдвига (см. главу 35), можно было видеть как крупная поверхность скалывания возникает в результате объединения ряда отдельных более ранних отрывов.

4. Многие крупные альпийские поверхности отрыва образовывались вдоль более древней поверхности скалывания с ослабленной прочностью.

Во второй части на стр. 128, 198, 220 были упомянуты карбонатные жилы с друзовым строением мощностью до 30 м, которые образовались в швах палеозойских разрывов из поверхностных вод. Одновременно с образованием карбонатов в этих швах происходило выщелачивание сульфидов палеозойских рудных жил и отложение водных окислов железа. Данный процесс развивался в мезозое. Крылья палеозойских разрывов сколового типа в это время раздвигались, как у отрывов. Такое раскрытие трещин скалывания наблюдалось также на моделях, например после возникновения сколов на крыле антиклинали поперечного изгиба (см. фиг. 124, а).

Перечисленные механизмы формирования сложнопостроенного разрыва, судя по результатам моделирования, могут полностью проявляться при постоянстве величины и направления внешних сил, приложенных к деформируемому объему горных пород. Проявление различных стадий развития разрыва не требует изменения внешних сил. Тектонические движения земной коры сложны и изменчивы. Поэтому каждый мысленно обособленный объем в пределах земной коры испытывает в разное время действие различных по величине и направлению внешних сил. Следствием непостоянства

внешних сил может являться изменение направления перемещения по одной и той же поверхности разрыва. Примеры такого рода достаточно многочисленны.

И. Г. Кузнецов (1933) придавал большое значение изменению направления перемещения по глубинным взбросам и сбросам в процессе формирования структуры Кавказа. Позднее сложная история движений по взбросам Передового хребта Кавказа была выявлена Д. С. Кизевальтером (1948). А. В. Пейве (1945) обращал внимание на эту же особенность разрывов Средней Азии и Урала. Ряд аналогичных примеров был описан в Западной Европе (Patteisky, 1955).

Многие рудничные геологи выяснили, что по одним и тем же разрывам направление относительного перемещения крыльев бывало различным в разное время. Нередко устанавливалось (Вировлянский, 1960; Вольфсон, 1960; Невский, 1960в), что во времени чередовались фазы сжатия (когда преобладало скальвание) и фазы растяжения (когда развивались отрывы и происходило раздвигание крыльев у поверхностей скальвания).

В Байджансайском районе такое же явление было установлено на Булакбетской антиклинали (см. главу 31). Движения по крутопадающим осепоперечным верхнепалеозойским разрывам, осложняющим небольшую Центрально-Бозбутацкую антиклиналь, сперва были направлены вдоль падения поверхностей разрушения, а затем – по простиранию. Таким образом, одни и те же разрывы сперва являлись сбросами, а затем сдвигами. В мезо-кайнозойские крылья разрывов раздвигались в направлении, перпендикулярном к их швам и, таким образом, те же нарушения оказались раздвигами.

В Средневенгерских горах автор наблюдал прекрасные зеркала скольжения на отпрепарированных в крупных карьерах поверхностях осепоперечных сбросов. Они рассекают крупные поднятия в триасовых доломитах и разнообразных по литологическому составу солоноватоводных отложениях палеогена. Часто в швах сбросов, суммарная амплитуда и направление смещения которых достоверно известны по данным горных выработок, обнаруживается штриховка не вдоль падения, а параллельно простиранию разрыва. В ряде мест можно было наблюдать, как в шве одного разрыва друг на друга наложены зеркала скольжения с разной ориентировкой борозд. Различие в направлении борозд скольжения достигало 90° .

Принимая во внимание общую направленность и изменчивость тектонических движений и связанных с ними внешних сил, действующих на мысленно обособляемые объемы внутри земной коры, мы предполагаем, что при развитии каждого крупного тектонического разрыва может реализоваться не один, а несколько из указывавшихся механизмов. Наличие одного механизма возможно при рассмотрении простого недолго развивавшегося разрыва, или одной стадии формирования крупного сложнопостроенного нарушения.

Итак, следует считать, что повторные смещения вдоль разрывов, созданных при ином характере внешних сил, действовавших на рассматриваемый объем, могут происходить в направлениях, существенно отличающихся от тех, которые были при зарождении данных разрывов. Это положение важно иметь в виду при попытках восстановить ориентировку осей напряжений на основании данных о направлении перемещений по поверхностям скальвания. Направления относительных перемещений крыльев разрывов и углы между парами сопряженных поверхностей скальвания могут использоваться для восстановления осей напряжений, породивших эти разрывы, только в тех случаях, когда они не искажены в процессе последующего развития структуры земной коры или когда эти искажения поддаются учету.

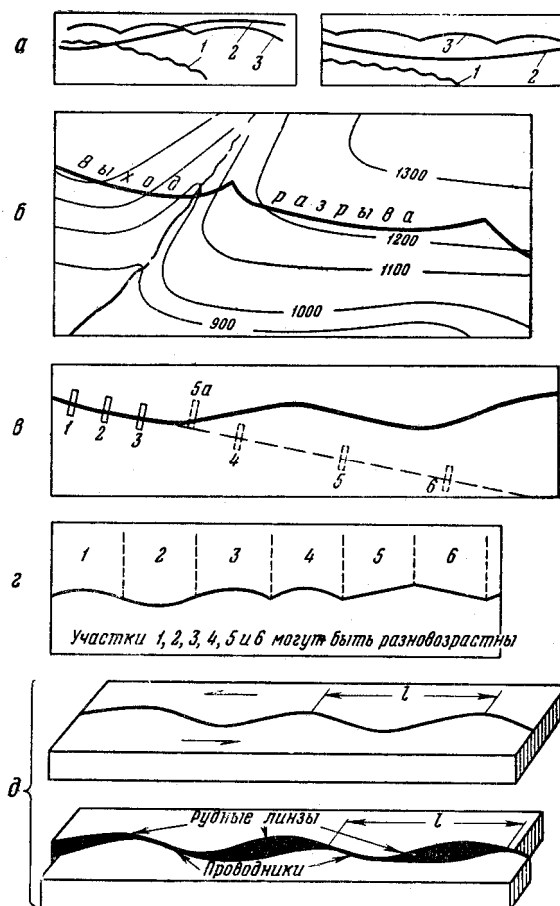
При выделении отдельных стадий перемещений («подвижек») по разрывам следует принимать во внимание, что величина поверхности разрыва, покрытая однообразной штриховкой, не может быть использована для определения амплитуды перемещения по разрыву при отдельной подвижке. Для возникновения большой площади зеркала скольжения достаточно небольшого относительного перемещения крыльев разрыва. Важно, чтобы такое перемещение произошло вдоль большой по площади поверхности.

Физическим условием образования крупного длительно формирующегося разрыва, который образуется из многочисленных трещин, надо считать не только определенную величину напряжений, но и вполне определенную длительность их действия. Эта специфика рассмотрения разрывов, возникающих в земной коре, отражается той теорией прочности, которая была принята в главе 21. Из того же представления о механизме возникновения крупного разрыва следует, что он может появиться лишь после того, как разовьется достаточное число относительно более мелких нарушений. Следовательно, между числом относительно крупных и мелких разрывов должно быть какое-то определенное соотношение. В главе 37 было констатировано, что увеличение логарифма длины разрывов на величину $\Delta \lg l$ сопровождается уменьшением логарифма числа разрывов на величину $\Delta \lg n$, которая в среднем равна $1,2\Delta \lg l$.

Так общее представление о механизме формирования тектонического разрыва согласуется с эмпирическим обобщением. Это дает возможность развивать методы прогноза землетрясений и решать задачи, требующие расчетов, связанных с разрывами.

Понимание механизма формирования крупных тектонических разрывов во многих случаях может оказаться полезным при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Остановимся на нескольких примерах.

1. При детальной геологической съемке наблюдения над волнистостью простирающихся тектонических разрывов могут позволить различать пересекающиеся разрывы разного типа и возраста, если будут установлены различия в длине и амплитуде волнистости разрывов разного воз-



Фиг. 160. Примеры использования волнистости разрывов при решении различных практических вопросов

а – при определении возраста разрывов; б – при определении направления наклона разрывов; в – при разведке разрыва вдоль простирающихся; г и д – при прогнозе рудоносности различных участков разрыва. Пояснения в тексте

раста и типа на участках их пересечения. На фиг. 160, *а* слева показан участок, где определяется возраст разрывов, а справа – участок, на который распространены эти определения возраста.

2. Учет волнистости простирания разрывов должен предостерегать геолога от неправильных заключений о направлении падения поверхности разрыва, если имеется близкое совпадение изгибов выхода разрыва с перегибами рельефа. На фиг. 160, *б* показан конкретный разрыв, выход которого изгибается в сая и тем самым, казалось бы, дает указание на северное направление падения контакта. Однако изгиб выхода разрыва несколько не совпадает с тальвегом сая. Следовательно, нет основания считать, что разрыв наклонен на север. Детальные полевые наблюдения и бурение позволили установить, что этот разрыв вертикален.

3. При разведочных работах, особенно в условиях плохой обнаженности, места заложения и наклоны буровых скважин, направление штолен и места проходки канав нередко выбирают, исходя из представления о плоском характере поверхности разрыва, имеющего один и тот же азимут и угол падения. Азимут и угол падения часто определяются по весьма небольшому числу обнажений (шурфов и канав). Исходя из замеров, полученных на участке с однообразным и почти прямолинейным простиранием небольшой части разрыва, канавы часто задают вдоль одной прямой линии, продолжающей простирание изученного участка (см. фиг. 160, *в*). Линия разрыва из-за волнистости простирания часто отходит от прямой, намеченной в начале разведки. Зная о существовании волнистости простирания, разведчик после проходки канав 4 и 5 воздержится от заключения о затухании рудоносного разрыва или, что правильнее, вообще не будет проходить канав 5 и 6, после того как выявились отрицательные данные по канаве 4. Вместо канав 5 и 6 следует задать канаву 5а для выявления отклонения разрыва, после чего проектировать следующие канавы. Учет возможности волнистого характера поверхности разрыва важен также и при прослеживании отдельных швов геофизическими методами.

4. Учитывая механизм образования разрывов и их волнистость по простиранию и падению, можно выявить некоторые существенные особенности условий образования гидротермальных месторождений. Так, например, А.В. Королевым (1949), Ф. И. Вольфсоном (1953) и В. А. Невским (1949) и другими исследователями отмечалось, что характер оруденения нередко меняется от одной части разрыва к другой из-за их разновозрастности. Основываясь на предложенном объяснении волнистости разрывов, можно предполагать, что места изломов и резких изгибов простирания, а также изменения в характере волнистости линии выхода являются участками сочленения разновозрастных частей разрыва (см. фиг. 160, *г*).

5. Волнистость разрывов по простиранию и падению определяет место и размеры линзообразных полостей, возникающих в его шве. Зная длину волны, можно указывать наиболее вероятное расстояние между линзообразными полостями. Изучение особенностей расположения таких полостей весьма важно потому, что последние часто заполняются рудными минералами и превращаются в линзовидные рудные тела, закономерности расположения которых еще очень слабо изучены. Используя волнистость разрывов, можно говорить, что расстояние между одноименными концами рудных линз равно длине волны поверхности разрыва в рассматриваемом направлении (см. фиг. 160, *д*). Ю. С. Шихин (1960) отметил, что чередование линзовидных полостей с зажатými частями шва сильнее всего проявляется, если направление смещения вдоль разрыва изменяется на 90°.

6. Влияние разрыва на напряженное состояние его окрестностей приводит к ряду практических следствий. Одно из них – развитие системы тре-

щин, оперяющих основной разрыв и имеющих значение при формировании жильных месторождений. Учет влияния разрывов на направления действия главных напряжений может помочь объяснению различной формы ветвления жил (Гзовский, 1956б). При перемещениях по крупному волнистому разрыву в одних участках его шва открываются линзовидные полости, в других – происходит сближение и сжатие крыльев, обращенных выпуклостью навстречу друг другу. Возле пустот на свободные поверхности крыла разрыва не действуют никакие силы. Здесь оси одних главных нормальных напряжений должны быть параллельны, других – перпендикулярны шву. Если в лежащем крыле разрыва в данном участке около полости происходит растяжение, а в висячем крыле имеет место сжатие (что вероятно при взбросах), то оперяющие трещины должны резко отходить от основного шва и веерообразно расходиться по направлению восстания разрыва. Если около полости в обоих крыльях происходит сжатие, то следует ожидать кулисообразного расположения оперяющих трещин. Если вдоль шва на крылья разрыва действуют силы трения, оси главных нормальных напряжений направлены наискось к шву. При этом оперяющие трещины могут как бы сглаживать неровности основного шва.

7. С представлениями о механизме формирования сложно построенных разрывов тесно связан вопрос о рудоподводящих каналах, определяющих размещение гидротермальных рудных месторождений в пространстве. Часто рудоподводящими каналами, из которых рудоносные растворы поступают в мелкие разрывы, справедливо считаются наиболее крупные тектонические разрывы. Мелкие нарушения при этом рассматриваются как следствие перемещений по расположенным поблизости наиболее крупным зонам разрушения (Вольфсон, 1953; Смирнов и Козеренко, 1940 и др.). Однако в некоторых районах этой точке зрения противоречит отсутствие оруденения в швах самых крупных разрывов. Так происходит, в частности, в нескольких местах Байджансайского антиклинория.

В тех участках, где мелкие разрывы в карбонатной толще среднего палеозоя возникали намного раньше объединяющего их крупного разрыва, гидротермальные рудоносные растворы, вероятно, получали возможность подниматься вверх раньше, чем крупный разрыв успевал полностью сформироваться.

Рудоносные растворы поднимались с глубины по существовавшим тогда разрывам в нижнепалеозойском фундаменте. Выше они входили в толщу среднего палеозоя, поднимались по ранним мелким разрывам и трещинам и отлагали в них руды. Ко времени возникновения многих крупных взбросов и сбросов, рассекающих средний палеозой, растворы больше не существовали. Поэтому во многих более поздних разрывах, в том числе и в самых крупных верхнепалеозойских швах, руда отсутствует.

На фиг. 106 показано юго-западное крыло Мынчабырской крупной антиклинали поперечного изгиба, рассеченное серией небольших рудоносных взбросов более крупным безрудным почти вертикальным сбросом; эти разрывы верхнепалеозойские и складчатые. Геологические наблюдения позволяют считать, что мелкие взбросы древнее крупного сброса.

При испытаниях многих моделей складок поперечного изгиба (см. главу 32) было подтверждено, что по мере роста антиклиналей поперечного изгиба сперва на их крыльях возникают многочисленные небольшие взбросы, развивающиеся снизу вверх (см. фиг. 124, в), а затем, спустя значительное время, образуется единый крупный, почти вертикальный сброс, включающий часть более ранних поверхностей разрушения (см. фиг. 124 г). Таким образом, на моделях можно было проследить все стадии того последовательного развития разрывов, которое было восстановлено по геологическим данным для юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали. Активные силы, внешние по отношению к складке, сохраняются

при этом постоянными. В данном случае отпадает необходимость в часто используемом геологами предположении, будто изменение типа разрывов, возникающих в разное время, связано с коренным изменением характера внешних сил, действовавших на рассматриваемый участок земной коры.

Итак, изучение механизма формирования крупных тектонических разрывов открывает дополнительные возможности разрешения многих вопросов, относящихся к разнообразным отраслям геологии – разведочному делу, учению о структурах рудных месторождений, сейсмологии и т. д.

VI. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ БАЙДЖАНСАЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В предыдущих разделах четвертой части книги были подробно описаны и обсуждены механизмы возникновения нарушений всех типов, обнаруженных в Байджансайском антиклинории. В данном разделе сопоставляются сделанные выше выводы, формируется единая концепция и освещаются положения, имеющие практическое значение при поисках и разведке полиметаллических месторождений рассматриваемого района.

Байджансайский антиклинорий является первым примером крупного структурного элемента, достаточно детально изученного на большой площади для того, чтобы можно было составить достоверное представление об его поле напряжений. Этот пример имеет методическое значение. Он доказывает, что, обобщая данные о напряженном состоянии многочисленных весьма малых участков, рассеянных по большей площади, можно выявить поле напряжений в пределах такого крупного и сложнопостроенного элемента земной коры, как антиклинорий. Восстановленное поле напряжений существовало в прошлом на протяжении длительного времени (десятков миллионов лет), отделенного от нашего времени сотнями миллионов лет. Исследования такого рода представляют интерес в связи с основными проблемами геотектоники. Когда нам станут известны поля напряжений во многих антиклинориях и синклинориях, мы сможем перейти к достоверному установлению того, какие силы действуют на геосинклинальные области земной коры – горизонтальные или вертикальные, поверхностные или объемные. Тогда каждый антиклинорий и синклинорий будет рассматриваться в качестве «малого участка» в пределах обширной геосинклинальной области. Восстановленное поле напряжений Байджансайского антиклинория характеризует его состояние на протяжении определенного промежутка времени – верхнего палеозоя. В более ранние и поздние времена напряженное состояние этой части коры было другим.

Выявленная характеристика напряжений ограничена также в пространстве. Она относится лишь к толщам среднепалеозойских пород, на которые в верхнепалеозойском времени приходилось около 5% от общей мощности коры. Распространять особенности напряженного состояния верхних 5% коры на более глубокие ее части мы не имеем права. Примеры многих складок и даже лабораторных образцов, которые были описаны выше, показали, что распределение напряжений может очень сильно качественно изменяться в пределах тела, деформирующегося одной неизменной системой внешних сил.

Таким образом те конкретные заключения, которые будут сделаны ниже о механизме формирования Байджансайского антиклинория, не следует распространять ни на обширные по площади геосинклинальные области, ни на полную мощность земной коры, ни на все геологические времена.

Глава 41

**ОБЩАЯ СХЕМА МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ БАЙДЖАНСАЙСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ**

**ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ АНТИКЛИНОРИЯ
В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ НАПРАВЛЕНИЕ
СОЗДАВШИХ ЕГО СИЛ**

В среднем палеозое на протяжении 60 млн. лет одновременно с герцинским осадконакоплением внутри прогиба Большого Каратау на месте будущего антиклинория возникали все новые пологие брахиантиклинальные складки. Они развивались медленно, испытывая слабое поднятие или опускание, более медленное, чем у окружающих их участков. Расположение этих складок к концу герцинского осадконакопления показано на фиг. 24 и 60 во второй части. Ширина отдельных антиклиналей от 1 до 3 км, а длина от 2 до 6 км. Все складки имели юго-восточное простирание. Следуя одна за другой в форме цепочек, они создавали более сложно построенные линейные антиклинали длиной до 20 км. Большая часть складок располагалась на месте средней и юго-восточной частей будущего Байджансайского антиклинория.

По изменению соотношений между поднятиями и опусканиями земной коры, определявшими состав накапливавшихся отложений, а также по степени развития складок, среднепалеозойскую историю Байджансайского района можно разделить на четыре этапа: франско-среднедевонский, фаменский, нижнетурнейский и верхнетурнейский, которые подробно охарактеризованы во второй части работы и схематично отражены на фиг. 161.

В верхнем палеозое, продолжавшемся около 85 млн. лет, начиная с визейского века, произошло значительное ускорение подъема складок и появление новых, главным образом, в северо-западной части района. Благодаря им, цепочки антиклиналей удлинились и складчатость начала приближаться к полной. Разросшиеся и сильно поднявшиеся антиклинали осложнились крупными крутопадающими разрывами и превратились в горст-антиклинали. Разделяющие их промежутки превратились в грабен-синклинали. Все это совпало со временем общего поднятия Байджансайского района и всей тектонической зоны Большого Каратау. В результате в среднепалеозойских отложениях возникла структура антиклинория.

Таковы события, достоверно установленные обычными методами тектоники во второй части работы. Ведущее значение имели анализ фаций и мощностей отложений и рассмотрение общей формы тектонических нарушений. Тектонофизические методы позволили значительно более полно восстановить историю верхнепалеозойских тектонических движений, выявить сложное распределение сил (напряжений) внутри антиклинория и узнать, как оно изменялось с течением времени. Основным

Этапы	Средний палеозой – 60 млн. лет				Верхний палеозой – 85 млн. лет (со второй половины визейского века до конца пермского периода)				
	I Средний девон и франкий дел	II Фаменский век	III Первая полови- на турнейско- го века	IV Вторая поло- вина турней- ского века	I	II	III	IV	V
Общее опускание	2	3	4	3					
Общее поднятие					3	2	4	4	3
Подъем основных скла- док поперечного изги- ба	2	2	2	3	4		4	4	
Опускание основных складок поперечного изгиба						3			
Образование дополни- тельных складок про- дольного сжатия					3	4	2		
Образование продольных сбросов и взбросов					2	3	4		
Образование поперечных сбросов и сдвигов								3	
Образование диагональ- ных сдвигов									3
Внедрение магмы						2	2		
Образование гидротер- мальных руд							4		

1
 2
 3
 4

Фиг. 161. Схема основных этапов развития герцинской структуры Байджансайского антиклинория
Процессы: 1 – не происходили; 2 – проявлялись слабо (медленно, редко); 3 – проявлялись со средней интен-
сивностью; 4 – проявлялись сильно (быстро, многократно)

тектонофизическим методом в данной работе был анализ полей напряжений, основанный на полевых данных и результатах испытания моделей.

Усиленный подъем основных антиклиналей первого и второго порядка в верхнем палеозое сопровождался таким распределением напряжений внутри складок, которое на моделях получается только при поперечном изгибе. Поэтому для основных антиклиналей надо признать механизм поперечного изгиба. Значит, среднепалеозойские слои приобретали антиклинальную форму залегания из-за того, что на них снизу вверх давили поднимавшиеся пластичные глыбы, сложенные нижнепалеозойскими или протерозойскими породами. Такой была непосредственная причина главных деформаций в герцинском структурном этаже.

Причина, вызвавшая вертикальные перемещения глыб в нижнепалеозойском и протерозойском основании герцинского структурного этажа, не была выяснена.

Вертикальные движения каждой пластичной глыбы, создававшей в герцинском структурном этаже складку поперечного изгиба, происходили с определенной направленностью. Но некоторые глыбы временно перемещались в обратном направлении. Из-за этого поле напряжений временно изменялось, и возникали трещины и разрывы, которые соответствовали новому полю напряжений. Самые значительные обратные вертикальные движения (оседание) были установлены для находящейся в центре антиклинория Булакбетской антиклинали (см. фиг. 110 и 116). Наибольшее развитие таких обратных движений произошло вскоре после начала усиленного роста основных складок поперечного изгиба в верхнем палеозое.

Верхнепалеозойскую историю Байджансайского антиклинория, продолжавшуюся приблизительно 85 млн. лет, удастся разделить на пять этапов, которые отличаются один от другого механизмом тектонических нарушений, развивавшихся внутри антиклинория. До применения тектонофизического исследования вся верхнепалеозойская история принималась за один этап (см. фиг. 60 во второй части).

I этап – время подъема, которое предшествовало наибольшему оседанию крупных антиклиналей.

II этап соответствовал времени наибольшего оседания антиклиналей. С временным оседанием крупных антиклиналей удалось связать смещения в обратном направлении по некоторым крупным древним разрывам и появление сжатия, направленного вдоль слоев на крыльях складок. Действием такого сжатия легко объяснить возникновение многих, в том числе самых больших из дополнительных складок Байджансайского антиклинория – Джамантасской и Пономаревской (см. фиг. 79). Время образования этих складок совпадает со II этапом.

Поле напряжений в них принципиально отличается от поля напряжений в основных складках первого и второго порядков. Поле напряжений в дополнительных складках такое, какое бывает в моделях при сжатии слоев в направлении вдоль напластования. Поэтому дополнительные складки относятся к числу складок продольного сжатия. Кроме дополнительных складок, продольное сжатие, порожденное оседанием, вызывало также опрокидывание некоторых участков крыльев основных крупных складок поперечного изгиба.

Во время оседания крупных антиклиналей поперечного изгиба на их крыльях развивались крупные крутые продольные разрывы, по которым внутренние части антиклиналей опускались наподобие грабенов. Такие разрывы местами приспособлялись к поверхностям с ослабленной прочностью вдоль швов древних каледонских разрывов, ориентированных наискось к крыльям герцинских складок. Разрывы, развивавшиеся во II этапе, отмечены на Мынчабырской, Булакбетской и Акбетской антиклиналях, т. е. во всех главных антиклинальных зонах внутри Байджансайского антиклинория.

При значительном оседании, которое установлено на Булакбетской антиклинали, продольное к слоистости сжатие сменилось продольным растяжением слоев.

III этап наступил, когда восстановилось основное восходящее направление движения антиклиналей поперечного изгиба и снова возникло поле напряжений, близкое к первоначальному. В местах, где во II этапе произошло сильное оседание антиклиналей, начало их движения вверх в III этапе сопровождалось местным продольным сжатием слоев на крыльях. Это вызывало очередной импульс развития мелкой дополнительной складчатости продольного сжатия. В дополнительной антиклинали внутри Кызылсанской синклинали было отмечено отличие деформаций этого времени от предшествующего.

Усиленный подъем основных антиклиналей поперечного изгиба привел к постепенному формированию новых крупных продольных разрывов, приуроченных главным образом к крыльям этих антиклиналей. В результате антиклинали преобразовались в горст-антиклинали, а синклинали – в грабен-синклинали.

Крупные продольные разрывы, образовавшиеся в III этапе, расположены главным образом вблизи от разрывов, сопровождавших оседание антиклиналей во II этапе. Поэтому в пределах крыльев основных складок возникли узкие длинные горсты и грабены, а также горст-антиклинали и грабен-синклинали, которые названы нами шовными. Наиболее полно шовные нарушения представлены на крыльях Булакбетской и Акбетской антиклиналей, но и на остальных крупных антиклиналях также имеются аналогичные осложнения структуры.

Крупные продольные разрывы, сформировавшиеся в III этапе, являются секущими и более молодыми по отношению к большинству дополнительных складок. Во внутренних частях основных крупных складок они сбросовые, а на крыльях – часто взбросовые.

IV этап характеризовался новым распределением напряжений и разрывов.

Дальнейший подъем складок, при неизменном направлении создававших их вертикальных сил, привел к возникновению многочисленных мелких разрывов с простиранием поперек осей основных складок. Связанное с этими разрывами новое поле напряжений имело место из-за того, что появившиеся перед этим крупные продольные разрывы изменили реакцию среднепалеозойских толщ на прежние внешние активные силы, приложенные со стороны пластичных глыб из нижнепалеозойских и протерозойских пород.

V этап соответствует времени возникновения многочисленных вертикальных сдвигов, простирающихся под большим углом к общему простиранию главных нарушений в Байджансайском антиклинории. Больше всего таких сдвигов в Кокджотском горсте и в северо-восточной части антиклинория.

Поле напряжений V этапа не похоже на предыдущие поля. Оно отражает горизонтальное сжатие, направленное поперек границы антиклинория с Кокджотским горстом. По направлению к северо-западному окончанию антиклинория это сжатие ослабевало. Одновременно существовало растяжение, направленное вдоль простирания Кокджотского горста и его границы с антиклинорием. Такое поле напряжений, как показало исследование моделей (см. главы 33–36), не могло возникнуть при деформации сдвига и быть связанным со сдвиговым горизонтальным смещением вдоль простирания Главной Каратауской зоны разрывов (см. фиг. 147).

Вполне уверенного объяснения последнего поля напряжений сейчас привести еще нельзя. Может быть, данное поле напряжений надо считать результатом какой-то общей деформации коры, в которой Байджансайский антиклинорий и Кокджотский горст участвовали совместно. Такой деформацией могло быть развитие общего перегиба коры по линии, направленной

поперек простирания тектонических зон. В ряде районов, например на Большом Кавказе, существование поперечных перегибов такого рода хорошо известно (Белоусов, 1940; Хаин, 1949; Кириллова и др., 1960). С поперечным перегибанием легко связать горизонтальное растяжение в продольном направлении. Поперечное горизонтальное сжатие могло возникнуть при каком-то сочетании вертикальных движений в Байджансайском антиклинории и Кокджотском горсте. На границе между ними установлено, что направление их относительного вертикального смещения в течение верхнего палеозоя бывало разным. Были выявлены признаки горизонтального сжатия вкрест простирания границы, которое происходило до того, как стали развиваться сдвиги. Вероятно, такое сжатие имело место неоднократно и возникало в силу изменений знака относительного вертикального смещения двух соседних тектонических зон, так же как это наверняка происходило на крыльях крупных складок поперечного изгиба.

Специфика поля напряжений V этапа, вероятно, вызвана тем, что одновременно с местным горизонтальным сжатием вкрест простирания границы антиклинория с Кокджотским горстом произошло перегибание тектонических зон поперек их простирания. Вероятность такого общего перегибания будет дополнительно обоснована при характеристике механизма деформирования антиклинория в альпийском этапе.

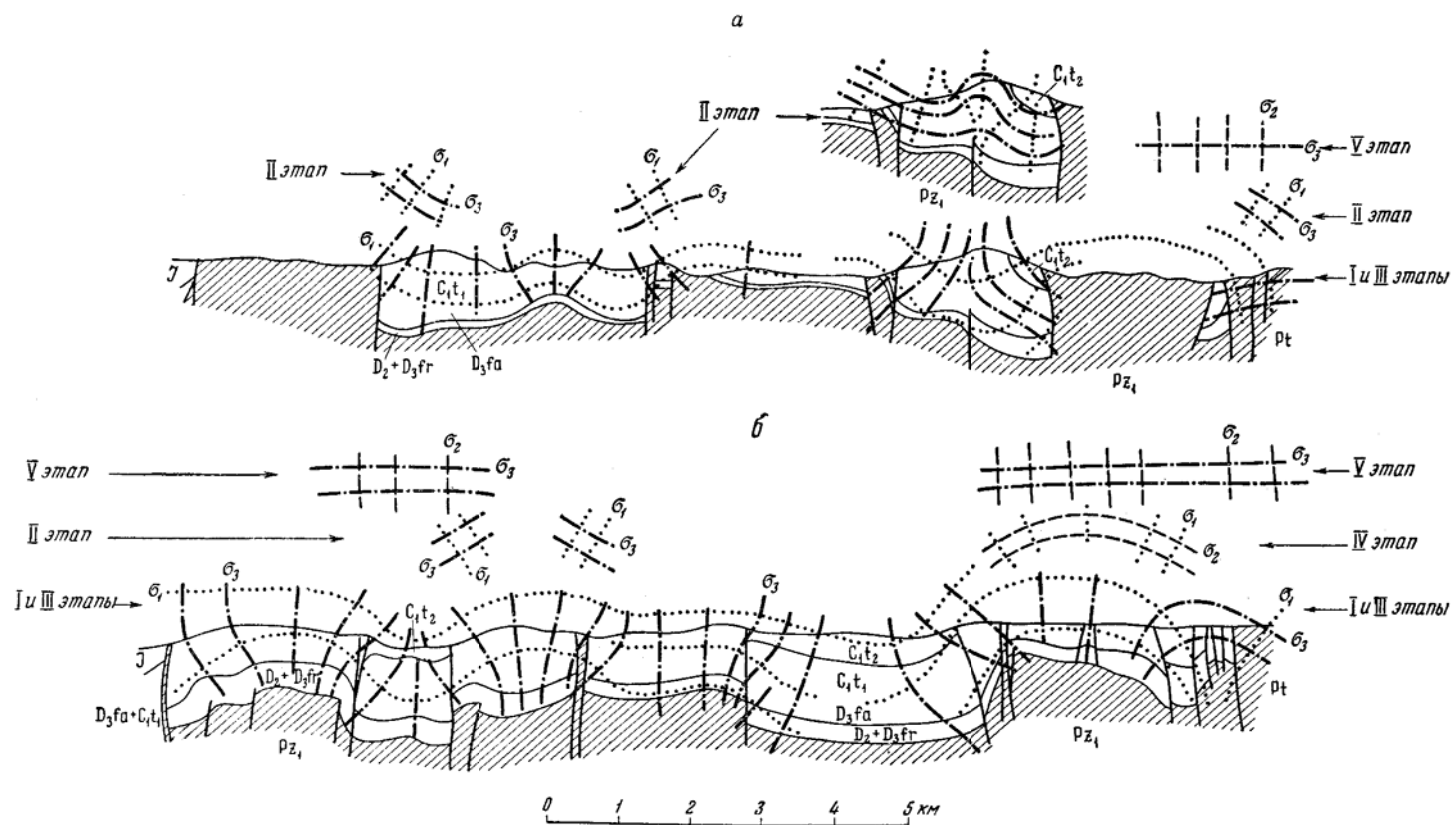
Тектонофизический подход позволил достоверно установить, что в течение четырех этапов из пяти (когда происходили наиболее сильные движения и почти полностью сформировалась герцинская структура антиклинория) породы среднего палеозоя деформировались вертикально направленными силами, которые действовали со стороны пластичных глыб залегающих под ними пород нижнего палеозоя и протерозоя.

Направление сил, действовавших во время V этапа, точно установить не удалось. Однако ясно, что горизонтальных деформаций сдвигания и сдвиговых смещений вдоль Главной Каратауской зоны разрывов, а также образования пологих региональных «надвигов сдвигания» в это время не происходило. Возможность объяснения нарушений, возникших на V этапе, исходя из вертикальных движений и вертикальных активных усилий, не исключена. Развитие герцинской структуры Байджансайского антиклинория и все главные тектонические нарушения, возникшие в среднепалеозойских породах, в верхнем палеозое надо объяснять лишь вертикальными перемещениями расположенных под ними пластичных глыб.

Различные комбинации вертикальных движений этих глыб вызывали в разных участках антиклинория разные напряжения состояния. В частности, во многих местах неоднократно возникало местное горизонтальное сжатие внутри толщи среднепалеозойских пород. С таким сжатием связано образование дополнительной складчатости, которая в главной массе имеет иной механизм формирования по сравнению с основными крупными складками первого и второго порядка.

Этот вывод совпадает с общими представлениями В. В. Белоусова (1958а, 1960б) о том, что разные типы складчатости являются различными формами реакции слоистых толщ на неравномерные в пространстве и времени вертикальные движения нижележащих частей земной коры. В Байджансайском районе не обнаружено ни складок, возникающих вследствие гравитационного оползания слоев на крыльях поднятий, ни складок всплывания, которым В. В. Белоусов придает существенную роль в строении других складчатых зон.

Вывод о том, что в Байджансайском антиклинории крупные и мелкие складки имеют различный механизм формирования, надо иметь в виду при изучении складок других районов. Установив механизм возникновения только мелких дополнительных складок, нельзя считать его соответствующим развитию основных крупных складок того же района, если они не изучены в тектонофизическом отношении.

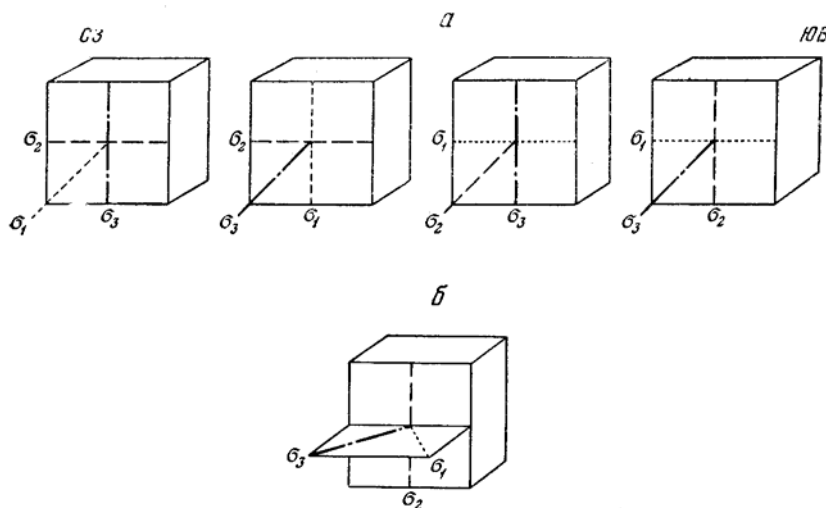


Фиг. 162. Схема траекторий главных нормальных напряжений в среднепалеозойских породах Байджансайского антиклинория в конце палеозойской эры

a – центральная часть антиклинория; *б* – юго-восточная часть антиклинория; I–V – этапы различного напряженного состояния антиклинория

СХЕМА ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ АНТИКЛИНОРИЯ

На фиг. 162 представлена схема траекторий главных нормальных напряжений в поперечном сечении Байджансайского антиклинория. На фоне геологических схематизированных профилей, пересекающих весь антиклинорий, показано основное поле напряжений, действовавшее в течение I и III этапов, когда создавались главные черты структуры Байджансайского антиклинория. Кроме того, над каждым профилем указаны траектории, соответствующие II и V этапам развития структуры.



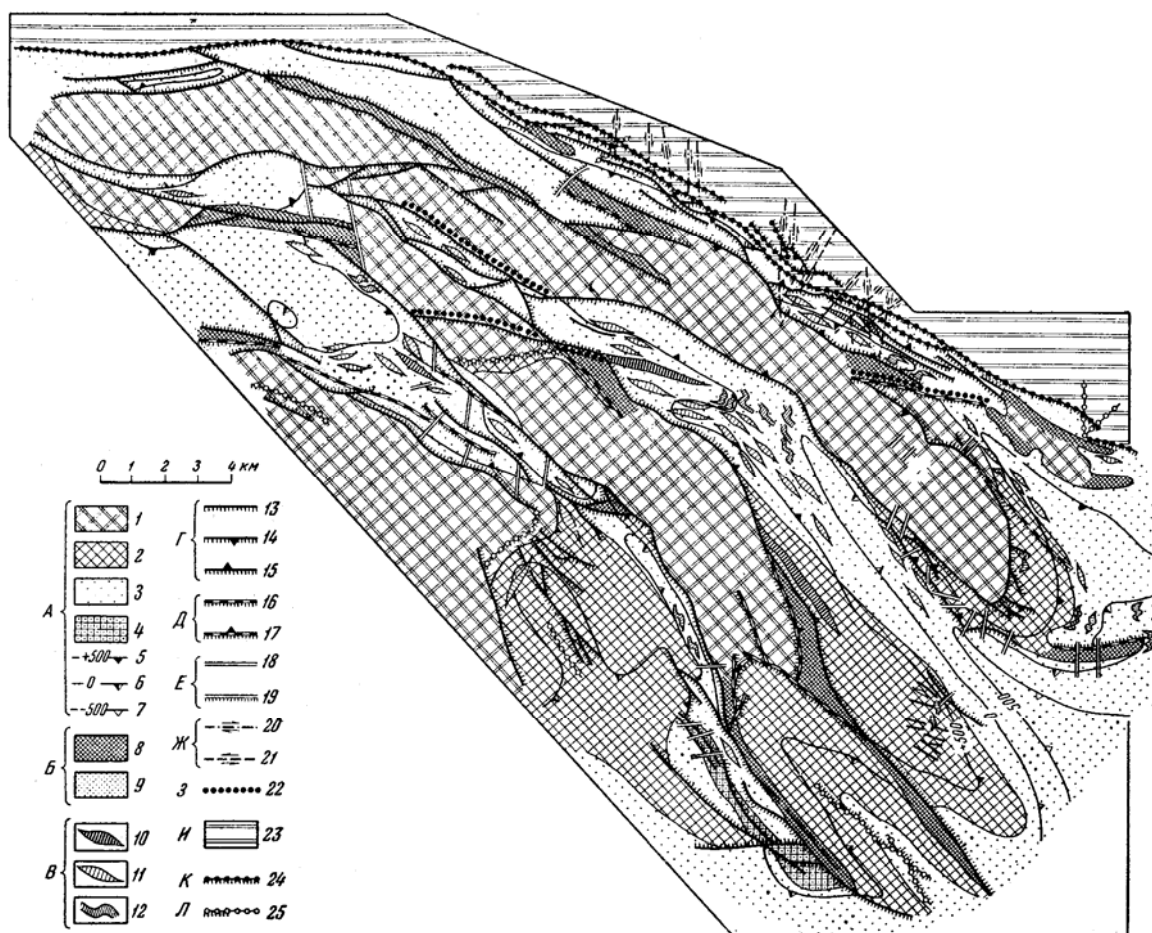
Фиг. 163. Типы ориентировок осей напряжения (σ_1 , σ_2 , σ_3), выявленных в Байджансайском антиклинории (а), и ориентировка осей, напряжений, которая была бы при деформации сдвига в горизонтальном направлении (б)

Эта схема основана более чем на 200 определениях направлений осей напряжений. На ней впервые изображена объективная картина распределения напряжений в большом, сложно построенном участке земной коры.

Из фиг. 162 видно, что распределение напряжений в участке земной коры со структурой антиклинория весьма сложное, хотя оно подчиняется довольно простым общим закономерностям. Кроме того, поле сильно изменялось с течением времени, из-за изменения внешних активных сил, деформировавших рассматриваемые участки коры, и из-за того, что возникавшие внутри данных участков деформации и разрывы существенно изменяли реакцию участков коры на приложенные к ним внешние силы.

Из всего сказанного выше следует, что, стремясь к познанию причин тектонических движений и направления сил, деформирующих земную кору, нельзя исходить из отрывочных сведений о направлении осей напряжений в отдельных небольших участках за короткое время. Такие определения направления осей напряжений важны, но их должно быть достаточное количество для того, чтобы можно было составить представление о неоднородном в пространстве и непостоянном во времени поле напряжений. Только анализируя поле напряжений, можно выяснить направление, распределение в пространстве и историю действия внешних сил и таким образом приблизиться к пониманию причин тектонических движений.

Пример Байджансайского антиклинория весьма показателен. В нем имеются сдвиги и пологие, почти горизонтальные поверхности скальвания. Геология района была детально изучена, но лишь после объективного тектонофизического анализа, выразившегося в восстановлении полей напряжений, можно было сделать вывод о неправильности общей схемы формирования



Фиг. 164. Генезис и возраст герцинских складок и разрывов Байджансайского антиклинория

А. Складки поперечного изгиба: 1–2 – основные глубинные антиклинали первого и второго порядков, начавшие развиваться в среднем палеозое одновременно с осадконакоплением, в верхнем палеозое превратились в горст-антиклинали (1 – наиболее поднятые части, высота залегания подошвы фамена более 1250 м, 2 – менее поднятые части, высота залегания подошвы фамена менее 1250 м); 3 – основные глубинные синклинали первого и второго порядков, начавшие обособляться в среднем палеозое одновременно с осадконакоплением, в верхнем палеозое превратились в грабен-синклинали; 4 – внутри по кровные антиклинали третьего порядка, начавшие формироваться в конце среднего палеозоя, в верхнем палеозое превратились в горст-антиклинали; 5, 6 и 7 – стратоизогипсы подошвы фаменского яруса (5 – подошва находится на 500 м выше уровня моря, 6 – на уровне моря, 7 – на 500 м ниже уровня моря). **Б. Шокные нарушения:** 8 – антиклинали и горст-антиклинали третьего порядка, возникшие в верхнем палеозое на границах складок поперечного изгиба вследствие изменений знака их относительных движений; 9 – синклинали и грабен-синклинали третьего порядка, возникшие в верхнем палеозое на границах складок поперечного изгиба вследствие изменений знака их относительных движений. **В. Складки продольного сжатия:** 10, 11 – внутри по кровные дополнительные складки (шарниры параллельны простиранию слоев), возникшие при сжатии вкрест простирания слоев (10 – относительно крупные складки, в формировании которых существенную роль играло продольное изгибание, 11 – складки с преобладанием продольного расплющивания); 12 – внутрискладочные дополнительные складки (шарниры параллельны падению слоев), возникшие при сжатии вдоль простирания слоев. **Г. Осепродольные взбросы и сбросы, связанные с подъемом антиклиналей поперечного изгиба.** Разрывы, возникшие во время I и III этапов верхнего палеозоя: 13 – вертикальные; 14 – сбросы; 15 – взбросы. **Д. Осепродольные сбросы и подвиги, связанные с временным относительным опусканием антиклиналей поперечного изгиба.** Разрывы, возникшие во время II этапа верхнего палеозоя: 16 – вертикальные; 17 – подвиги. **Е. Осеперечные и косые сбросы и сбросо-сдвиги, связанные с поднятием антиклиналей поперечного изгиба.** Разрывы, возникшие во время IV этапа верхнего палеозоя: 18 – с небольшой величиной смещения; 19 – с значительной величиной сбросовой составляющей смещения. **Ж. Косые вертикальные мелкоамплигудные сдвиги.** Сдвиги, возникшие во время V этапа верхнего палеозоя: 20 – с правым смещением; 21 – с левым смещением. **З. Участки керхненалеозойских разрывов, совпадающих с каледонскими разрывами (22).** **И. Необращенное поднятие Кокджотского горста (23).** **К. Основные нарушения главной Каратауской глубинной зоны разрывов.** Разрывы, непосредственно ограничивающие Кокджотский горст и связанные с его поднятием относительно Байджансайского антиклинория в верхнем палеозое (24). **Л. Крутопадающие герцинские разрывы, генезис и возраст которых точно не установлены (25).** У всех разрывов штрихами отмечены относительно опущенные крылья, а треугольниками – преобладающее направление наклона

структуры антиклинория в результате сдвигания по Главной Каратауской зоне разрывов и образования пологих надвигов сдирания (стр. 44–47 во второй части).

На фиг. 163, б изображено то направление осей напряжений, которое должно было быть в Байджансайском антиклинории и вблизи Главной Каратауской зоны разрывов, если бы в этой зоне преобладали горизонтальные сдвиговые смещения. На фиг. 163, а показаны различные типы ориентировки осей напряжений, выявленные нами в Байджансайском антиклинории. Ни один из них не совпадает с изображенным на фиг. 163, б. Это показывает, что деформации сдвигания в горизонтальном направлении в Байджансайском антиклинории не происходило.

КЛАССИФИКАЦИЯ И КАРТИРОВАНИЕ СКЛАДОВ И РАЗРЫВОВ АНТИКЛИНОРИЯ ПО ГЕНЕТИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

После выяснения механизма образования Байджансайского антиклинория оказалось, что среди распространенных в нем складок и разрывов имеются нарушения с разными механизмом и историей формирования. Появилась возможность составить схематическую карту, отражающую генезис и возраст складок и разрывов (фиг. 164).

При составлении карты каждая из изображенных на ней складок была отнесена к определенному типу. То же можно сказать и о большинстве разрывов. Лишь некоторые из них причислены к той или иной категории предположительно; только немногие пришлось изобразить знаком, соответствующим невыясненному происхождению. На карте имеется особое обозначение для разрывов, которые плохо обнажены или недостаточно изучены и поэтому не могут быть уверенно отнесены к какой-нибудь определенной группе.

Складки Байджансайского антиклинория систематизировались по двум параллельным классификациям.

Физико-генетическая классификация складок отражает физические особенности механизма их образования.

В Байджансайском антиклинории были выделены прежде всего складки поперечного изгиба. К ним относятся все крупные складки первого и второго порядка, которые возникли под действием вертикальных движений в нижнепалеозойском фундаменте, на котором залегают среднепалеозойские породы.

Среди складок третьего порядка имеются антиклинали поперечного изгиба, возникшие в фаменских и турнейских отложениях в значительной мере из-за перераспределения нижележащих франско-среднедевонских пород. Форма поверхности нижнепалеозойского фундамента, возможно, сильно отличается от формы этих складок в среднепалеозойских отложениях.

Существуют складки поперечного изгиба, которые проявлены в пачках слоев мощностью в несколько метров (см. фиг. 50, д; 83, а). Не все складки поперечного изгиба в отдельных толщах или пачках ограничены разрывами на крыльях, не везде они образовались из-за движения какой-нибудь глыбы. Все это показывает, что складки поперечного изгиба нельзя было объединить под названием глыбовых, используя кинематическую классификацию складок В. В. Белоусова (1956).

Далее, при детальном исследовании было обнаружено много складок продольного сжатия (см. главы 29, 30). Все они относятся к дополнительным складкам третьего, четвертого и следующих порядков. Среди них в нескольких местах встречены такие, в формировании которых существенную роль играл продольный изгиб. В большинстве складок продольного сжатия основу механизма образования составляет продольное расплющивание. Все это отражено на карте.

Кроме того, на карте изображены элементы морфологии этих складок – горизонтальное или вертикальное положение шарнира.

В Байджансайском антиклинории имеется особый тип шовных складок, сильно нарушенных разрывами и тесно связанных с границами глубинных складок поперечного изгиба (см. главы 31 и 32). Механизм их формирования сложный и может включать поперечное изгибание, продольный изгиб и продольное расплющивание. Поэтому шовные нарушения в условных обозначениях помещены между складками поперечного изгиба и складками продольного сжатия. Это соответствует также их промежуточной величине – они обычно относятся к складкам третьего порядка.

Каждый из перечисленных механизмов образования складок может констатироваться как в больших, так и в малых объемах в разных частях земной коры и быть следствием различных геологических процессов. Поэтому физико-генетической классификации недостаточно.

Геолого-генетическая классификация складок, наблюдаемых в среднепалеозойском структурном этаже Байджансайского антиклинория, включает две группы.

Глубинные складки (по терминологии Э. Аргана) другими исследователями называются также складками основания, отраженными, складками **облекания**, а иногда и глыбовыми. Для них характерно то, что деформации осадочного покрова (т. е. среднепалеозойского структурного этажа) повторяют перемещения поверхности отдельных участков нижнепалеозойского основания.

Внутрипокровные складки (или складки покрова по Э. Аргану) развиты только внутри осадочного покрова, т. е. только в среднепалеозойском структурном этаже. Они дисгармоничны по отношению к структуре поверхности нижнепалеозойского основания или каких-либо более высоких стратиграфических поверхностей. В нижнепалеозойском основании под такими складками могут быть разрывы.

Принятая нами геолого-генетическая классификация дает только общее представление о причинах развития складок и области их распространения внутри земной коры. Дальнейшая конкретизация данной классификации затрудняется в связи с недостатком фактических данных.

Полноценное определение генезиса каждой складки достигается после указания того, к какому типу она относится в каждой из двух классификаций.

В табл. 19 указано, в какой мере в Байджансайском антиклинории распространены различные сочетания физико-генетических типов и геолого-

Таблица 19

Генетические типы и группы складок, обнаруженных в Байджансайском антиклинории в среднепалеозойском осадочном покрове

Физико-генетические типы складок	Геолого-генетические группы складок	
	глубинные складки	внутрипокровные складки
Складки поперечного изгиба	Много	Мало
Складки продольного сжатия:		
продольного изгиба	Нет	Встречаются
продольного расплющивания	»	Много
Складки шовные	Встречаются	Встречаются
Складки гравитационного всплывания	Нет	Нет
Складки гравитационного оползания	»	»

генетических групп складок. Поэтому физико-генетические типы складок перечислены вдоль вертикальной оси, а геолого-генетические, группы – вдоль горизонтальной оси. В частности, таблица отражает отсутствие в данном районе складок гравитационного оползания и гравитационного всплывания, встречающихся в других районах.

Классификация разрывов. Различные группы тектонических разрывов выделены на фиг. 164 в зависимости от времени образования и связи разрывов со стадиями развития глубинных складок поперечного изгиба. Разрывы, связанные, с поднятием антиклиналей, отделены от возникших при временном оседании этих же антиклиналей. Отдельно выделены разрывы, непосредственно связанные с Кокджотским горстом. Они составляют Главную Каратаускую глубинную зону разрывов.

По отношению к разрывам были применены в принципе те же основы классификации, что и к складкам.

В физико-генетическом отношении разрывы разделены на нарушения, связанные с определенными деформациями и движениями.

В геолого-генетическом отношении разрывы увязаны с конкретными элементами структуры земной коры различного масштаба. Кроме того, использован морфологический принцип классификации. Общие вопросы классификации тектонических разрывов рассматривались автором в специальной работе (Гзовский, 1954в).

Таким образом, оказалось возможным произвести генетическую систематику герцинских нарушений на всей площади антиклинория. Изображенная на фиг. 164 карта показывает то, что может объективно установить любой исследователь. Автору не известно других примеров карт, отражающих генезис складчатости и разрывов. Вероятно, в дальнейшем составление карт генезиса складок станет одним из обычных элементов тектонических исследований.

Из материалов по истории и морфологии Байджансайского антиклинория, приведенных во второй части, а также из данных фиг. 164 следует, что его северо-западная часть несколько отличается от средней и юго-восточной частей. Границы частей антиклинория условно проводятся вкрест его простирания.

На северо-западе не было обнаружено признаков начала роста главных складок первого и второго порядка одновременно с осадконакоплением в среднем палеозое. В остальных частях антиклинория рост складок в это время был констатирован (см. вторую часть книги).

Однако к концу верхнего палеозоя на северо-западе основные антиклинали достигли такого же подъема, как в средней части, и большего подъема, чем в юго-восточной части антиклинория. Это устанавливается по возрасту пород, обнажающихся в ядрах антиклиналей.

Глубина залегания слоев в синклиналях на северо-западе несколько больше, чем в середине, и почти такая же, как на юго-востоке антиклинория, что видно по стратоизогипсам на фиг. 164. Поэтому ясно, что различие между высотой залегания слоев в антиклиналях и синклиналях на северо-западе несколько больше, чем в остальных частях Байджансайского антиклинория.

Из сказанного следует, что скорость роста антиклиналей (по отношению к синклиналям) была в верхнем палеозое самой высокой в северо-западной части антиклинория.

Вероятно, с этим надо связывать специфику морфологии горст-антиклиналей и грабен-синклиналей второго порядка в северо-западной части антиклинория. Она заключается в меньшей выраженности складчатых нарушений и более сильном проявлении разрывной тектоники. Горст-антиклинали и грабен-синклинали здесь становятся похожими на различно наклоненные глыбы.

Повышенная скорость роста складок должна была сопровождаться повышенными напряжениями, которые вызывали возникновение разрывов

на ранних стадиях развития складок. Разрывы смещали не части полноразвитых складок, а лишь незначительно деформированные глыбы.

Залегание слоев в глыбах продолжало изменяться одновременно с развитием разрывов, но на противоположных крыльях разрывов это могло происходить по-разному. Так можно подойти к объяснению, почему не наблюдается южное крыло Кокпатасской антиклинали. По-видимому, его нет не от того, что оно перекрыто ядром этой складки по надвигу, как думали раньше. Оно отсутствует, так как не успело образоваться до появления крутого разрыва, ограничивающего с юга ядро Кокпатасской антиклинали. Во время развития этого разрыва южное крыло антиклинали не сформировалось, поскольку соответствующая ему глыба почти целиком превратилась в крыло более южной Кокбастауской антиклинали.

Возможно, что высокая скорость деформаций была около восточного окончания антиклинория, где крупные продольные разрывы рассекают слои, слабо деформированные в складки.

МЕХАНИЗМ АЛЬПИЙСКИХ НАРУШЕНИЙ АНТИКЛИНОРИЯ

В альпийском этапе на месте верхнепалеозойского антиклинория образовался один общий купол с амплитудой около 500 м. Его форма показана на фиг. 28 из второй части. Она интересна тем, что внешняя часть купола вытянута в северо-западном направлении, как и все альпийское поднятие Малого Каратау, в которое вошел участок, включающий верхнепалеозойский Байджансайский антиклинорий (фиг. 1 из второй части). Внутренняя часть купола вытянута в поперечном направлении с юго-запада на северо-восток. Это поднятие повлияло на геоморфологию Байджансайского района. В нем гидрографическая сеть построена симметрично и состоит из двух систем рек, текущих на северо-запад и юго-восток от водораздела, прослеживающегося с юго-востока на северо-запад.

Альпийские тектонические разрывы представлены вертикальными трещинами отрыва, одни из которых заполнены гипергенными карбонатными жилами, другие остались зияющими. Возраст жил явно послерудный, так как в них сохранились окисленные остатки от рудных сульфидов. Таких вертикальных трещин много встречается в двух узких зонах. Одна тянется с северо-запада на юго-восток вдоль крутого юго-западного крыла купола по его границе с Леонтьевской депрессией (альпийским грабеном); трещины параллельны оси данной зоны. Другая зона вытянута поперек первой и совпадает с осью внутренней части купола; ее простирание северо-восточное.

Распространение трещин в пределах зон, каждая из которых пересекает по несколько палеозойских складок, легко объяснить тем, что в альпийском этапе утратилась дробность движений и вместо сложного антиклинория формируется один обширный купол. Зоны трещин связаны с этим куполом. Они расположены на его своде, где действуют растягивающие напряжения, и представлены отрывами. Эти зоны наибольшего развития альпийских трещин совпадают с участками верхней поверхности купола, в которых ее кривизна максимальна. В местах, где имеются палеозойские разрывы сколового типа с направлением близким к тому, по которому должны были возникнуть отрывы, произошло раскрытие палеозойских сколов и образование по ним раздвигов.

Форма купола и положение связанных с ним зон разрывов позволяют считать, что купол возник в месте пересечения двух пологих линейных поднятий: одно северо-западного, другое – северо-восточного простираний.

В различных районах Урала и Тянь-Шаня А. Л. Яншиным (1948), В. Н. Крестниковым (1955), Д. П. Резвым (1959) и В. Г. Королевым (1956) было установлено, что альпийские поднятия и опускания коры в большин-

стве случаев унаследованы от верхнепалеозойских. В Каратау альпийские поднятия земной коры в значительной мере совпадают с верхнепалеозойскими (сравните фиг. 1 и 2 из второй части). Расположение альпийского купола на месте, где в верхнем палеозое развивался Байджансайский антиклинорий, вероятно, не случайно и является следствием унаследованности альпийских движений от верхнепалеозойских. Поэтому нужно допускать, что поперечное поднятие северо-восточного простирания, выявляющееся в альпийских движениях, могло существовать и в верхнем палеозое (что весьма вероятно). Последнее подтверждает предположение о причинах возникновения сдвигов во время V этапа верхнего палеозоя.

Расположение альпийских трещин отрыва главным образом около оси альпийского поперечного перегиба указывает на то, что в деформации поперечного изгиба принимает участие толща, мощность которой не меньше, чем ширина этого поднятия, но может быть в несколько раз больше ее (это следует из приведенного в главе 32 описания моделей). Ширина альпийского поперечного поднятия не меньше 20 км. Значит, эта деформация охватывает целиком почти всю земную кору, мощность которой в районе Каратау около 30–40 км. Не исключено, что в поперечном перегибе принимает участие и вся земная кора.

ВЫВОДЫ

(ОТВЕТЫ НА ВОПРОСЫ, ПОСТАВЛЕННЫЕ В ГЛАВЕ 14)

После обычного (не тектонофизического) рассмотрения тектоники исследуемого района ряд вопросов, связанных с механизмом формирования Байджансайского антиклинория, остался неразрешенным. Они перечислены на стр. 235 второй части книги. Более или менее полные ответы на эти вопросы были найдены в ходе тектонофизического исследования и приведены в разных главах четвертой части. Ниже приводятся краткие ответы.

Вопрос 1. Каков механизм образования дополнительных складок внутри среднепалеозойских отложений?

Ответ. Продольное сжатие с его разновидностями: продольным расплющиванием и продольным изгибом; изредка отмечался поперечный изгиб.

Вопрос 2. Чем определяются место образования, величина, количество и морфология мелкой дополнительной складчатости?

Ответ. Соотношениями между величиной и распределением внешних сил в пространстве и времени; длительностью действия активных внешних сил; первоначальной структурой деформируемой толщи и ее механическими свойствами (главным образом вязкостными и прочностными) в существовавших условиях всестороннего давления и температуры. Имеются строгие физические условия, которые необходимы для возникновения складок каждого типа; они определяют число, величину и место образования складок.

Вопрос 3. Почему местами развиты складки с вертикальными шарнирами?

Ответ. В Байджансайском антиклинории они возникли из-за того, что материал слоев местами подвергался такому неравномерно распределенному в пространстве сжатию, что он встречал наименьшее сопротивление при перетекании вдоль простирания слоев.

Вопрос 4. Каковы могут быть различия в условиях циркуляции рудоносных растворов в разных частях складок?

Ответ. В складках поперечного изгиба наиболее проницаемы для гидротермальных рудоносных растворов их крылья, в меньшей мере и не во всех складках – верхняя приосевая часть свода. В складках продольного изгиба наиболее проницаема часть, прилежащая к осевой поверхности. В складках продольного расплющивания проницаемость меньше, чем в склад-

ках предыдущих типов; более проницаемы зоны, идущие наклонно из нижней части ядра к крыльям.

Вопрос 5. Каковы пространственные и возрастные соотношения между продольными взбросами и сбросами, чем было обусловлено возникновение тех и других?

Ответ. Как взбросы, так и сбросы возникали в силу общих причин – поднятия антиклинальных складок поперечного изгиба. Различие в направлении осей напряжений на своде и крыльях таких складок явилось непосредственной причиной того, что на крыльях снизу вверх разрастались взбросы, а на своде сверху вниз развивались сбросы. Образование взбросов начиналось немного раньше, чем сбросов, но затем они формировались одновременно.

Вопрос 6. Почему при опускании внутренних частей крупных антиклиналей возникали новые разрывы, а не использовались те разрывы, которые образовались при подъеме складок?

Ответ. Направление и форма разрывов диктуются полем напряжений. Данные поля такие, что место развития, слабая общая кривизна и направление наклона разрывов, связанных с подъемом складки, отличаются от тех, какие должны быть у разрывов, сопровождающих опускание складки. Поэтому при последующих движениях складки в обратном направлении ранее возникшие разрывы используются частично; появляются новые разрывы, соответствующие новому полю напряжений.

Вопрос 7. Каковы причины возникновения сперва продольных, а затем поперечных разрывов?

Ответ. Продольные разрывы возникают в соответствии с первоначальным распределением напряжений в растущей складке. Появление продольных разрывов изменяет поле напряжений и делает обязательным образование поперечных разрывов. Внешние силы, вызывающие рост складки и поля напряжений во время формирования продольных и поперечных разрывов, могут быть одними и теми же.

Вопрос 8. Каковы причины возникновения пологих разрывов?

Ответ. Пологие разрывы могут появляться в силу разных причин и преимущественно распространены на крыльях складок продольного расплющивания и поперечного изгиба. Пологие разрывы сколового типа часто сопряжены с крутопадающими сколами и возникают совместно с ними. Пологие разрывы появляются на крыльях складок поперечного изгиба при достаточно медленном их росте. В этих случаях образование пологих разрывов вызывается действием вертикальных сил.

Вопрос 9. Каковы причины образования мелкоамплитудных сдвигов, и не свидетельствуют ли они о том, что по Главной Каратауской зоне разрывов все же происходили сдвиговые перемещения?

Ответ. Мелкоамплитудные сдвиги и сбросо-сдвиги в разных частях антиклинория возникали по разным местным причинам. Одни из них сопровождали дополнительные складки с вертикальными шарнирами и имели с ними общую причину возникновения (см. вопрос 3). Другие сопровождали развитие крупных складок поперечного изгиба и свойственны последней стадии их формирования. Все эти сдвиги и сбросо-сдвиги не связаны с Главной Каратауской зоной разрывов, и поэтому они не свидетельствуют о сдвиговом перемещении по ней.

Вопрос 10. Под действием каких сил образовалась сетка крупных трещин, пересекающих Кокджотский горст?

Ответ. Направления крупных трещин, пересекающих Кокджотский горст и имеющих сдвиговые смещения, не такие, какими они были бы в случае возникновения трещин вследствие сдвиговых перемещений по Главной Каратауской зоне разрывов. Поэтому данные трещины не доказывают, а опровергают представления о сдвиговой природе Главной Каратауской зоны разрывов. Причины возникновения данных трещин выяснены не доста-

точно полно. Однако ясно, что эти трещины могут быть следствием вертикальных движений земной коры.

Вопрос 11. Каковы могли быть причины того, что в одних случаях разрывы, по-видимому, возникали на ранних, а в других – на поздних стадиях развития складок?

Ответ. Основной причиной возникновения разрывов на ранних стадиях развития складок, по-видимому, являлась большая скорость роста складок. При малой скорости роста складок разрывы появлялись на поздних стадиях.

Вопрос 12. Почему в мезозое и кайнозое происходило раздвиговое перемещение по тем разрывам, которые в палеозое характеризовались взбросовыми и сбросовыми перемещениями?

Ответ. Потому, что в палеозое эти разрывы возникли в качестве поверхностей скальвания, расположенных преимущественно на крыльях поднимающихся антиклиналей с шириной в несколько километров. В мезозое и кайнозое те же разрывы оказались на своде обширного единого альпийского купола шириной в несколько десятков километров. Оси напряжений ориентированы на своде купола не так, как на крыльях. На своде направление наибольшего растяжения, оказавшееся перпендикулярным поверхностям палеозойских сколов, вызвало раздвижение их крыльев.

Вопрос 13. Каковы главные черты механизма формирования Байджансайского антиклинория на основании данных о мелких структурных формах?

Ответ. Анализ мелких структурных форм не только не подтвердил, но привел к выводам о неправильности покровно-сдвиговой схемы тектоники Байджансайского антиклинория. Основной причиной формирования антиклинория были прерывистые знакопеременные вертикальные движения отдельных пластичных глыб, состоящих из нижнепалеозойских и протерозойских пород. Вертикальные движения глыб были неравномерны в пространстве и времени, хотя имелась определенная общая направленность движения каждой глыбы. Все крупные и мелкие складки и разрывы внутри среднепалеозойских пород являются различными формами реакции слоистой толщи на вертикальные движения пластичных глыб в ее основании. Достоверных признаков общего горизонтального сжатия не обнаружено.

Глава 42

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ РУДНЫХ ТЕЛ В БАЙДЖАНСАЙСКОМ АНТИКЛИНОРИИ

Тектонофизические представления развиваются для того, чтобы они были использованы при решении различных практических вопросов и оказали помощь при комплексных исследованиях по крупным теоретическим проблемам геологии и геофизики.

В Байджансайском районе Каратау главным практическим вопросом является нахождение новых промышленных тел полиметаллических руд.

В начале наших работ почти все известные рудопроявления находились, на северо-востоке района в пределах Мынчабырской антиклинали и вблизи от Главной Каратауской зоны разрывов. К тому времени на северо-восточном крыле Мынчабырской антиклинали была проведена разведка одного месторождения несколькими штольнями и начата разработка, которую затем прекратили из-за того, что месторождение оказалось бедным. На юго-западном крыле той же антиклинали заканчивалась разработка рудного тела, считавшегося гнездообразным. Известные запасы месторождения на этом исчерпывались.

Дальнейшие перспективы Байджансайского района были неясными и начиналось разбуривание ряда его участков со слабыми рудопроявлениями на поверхности, так как ожидалось, что под ними возможно нахождение более крупных «слепых», т. е. не выходящих на поверхность скоплений руды промышленного содержания.

Ясно, что дорогостоящее бурение нельзя было ставить везде, где были известны хоть какие-нибудь рудные проявления. Надо было разделить участки на более и менее перспективные. Скважины следовало бурить в зависимости от того, какую форму и расположение в пространстве рудных тел скорее всего ожидали.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДЫ

До наших исследований и во время их начала считалось, что полиметаллические руды имеют гидротермальное происхождение, что они верхнепалеозойского возраста и распределены в пространстве в соответствии с основными верхнепалеозойскими тектоническими нарушениями.

Согласно тектоническим представлениям того времени, наибольшее значение для рудораспределения имели Главная Каратауская зона разрывов, считавшаяся сдвиговой, и пологие региональные «надвиги сдирания». Наиболее крупные крутопадающие разрывы внутри Байджансайского района обычно рассматривались как сдвиги, ответвляющиеся от Главной

зоны разрывов на значительной глубине. Наибольшие скопления руды ожидалось в указанных разрывах.

Влиянию складок на распределение руды придавалось меньше значения, причем антиклинали считались более благоприятными для оруденения, чем синклинали. Имелось в виду, что поднимавшиеся снизу гидротермальные растворы, следуя слоистости, должны были концентрироваться в сводах антиклиналей и расходиться из замков синклиналей. Такое поведение нефтяных потоков хорошо известно. В ряде рудных месторождений мира, таких, например, как знаменитое Бендиго в Австралии, достоверно установлена приуроченность рудных тел к осевым поверхностям антиклинальных складок.

В итоге при выборе участков для бурения вполне логично отдавалось предпочтение тем, которые расположены в зонах крупных разрывов или находятся на сводах антиклиналей. Бурение было сосредоточено на северо-востоке района вблизи Главной Каратауской зоны разрывов.

Эти представления сформировались в итоге работ И. И. Князева, Г. С. Лабазина, В. В. Галицкого, П. В. Родионова, Е. А. Немова, Н. Я. Крауса, Н. М. Салова, В. Ф. Беспалова, В. В. Безсмертного, Л. И. Каплун, Е. Д. Чехович и ряда других геологов, работавших в Байджансайском районе.

Во время наших исследований в изучении руд Байджансайского района принимали участие С. А. Юшко, С. М. Смирнов и А. В. Вихерт. Поиски, которыми руководил автор, велись И. В. Александровым, М. С. Пичугиным, В. Я. Медведевым и Е. П. Успенским.

На северо-востоке велось бурение большого числа скважин, которым руководила сначала Н. М. Митряева, а затем Т. Е. Масалова.

Одновременно с нашими исследованиями, М. М. Константинов, П. С. Саакян и некоторые другие геологи начали развивать представления об осадочном происхождении части полиметаллических месторождений. Е. Е. Захаров применил эту теорию к месторождениям Центрального Каратау; на месторождения Байджансайского района ее распространил С. М. Смирнов. Так появилась вторая точка зрения, согласно которой руды не верхнепалеозойские, а среднепалеозойские, не гидротермальные, а осадочные. Следовательно, руды могут залегать вне связи с разрывами в виде пластов среди отложений определенных фаций и возраста.

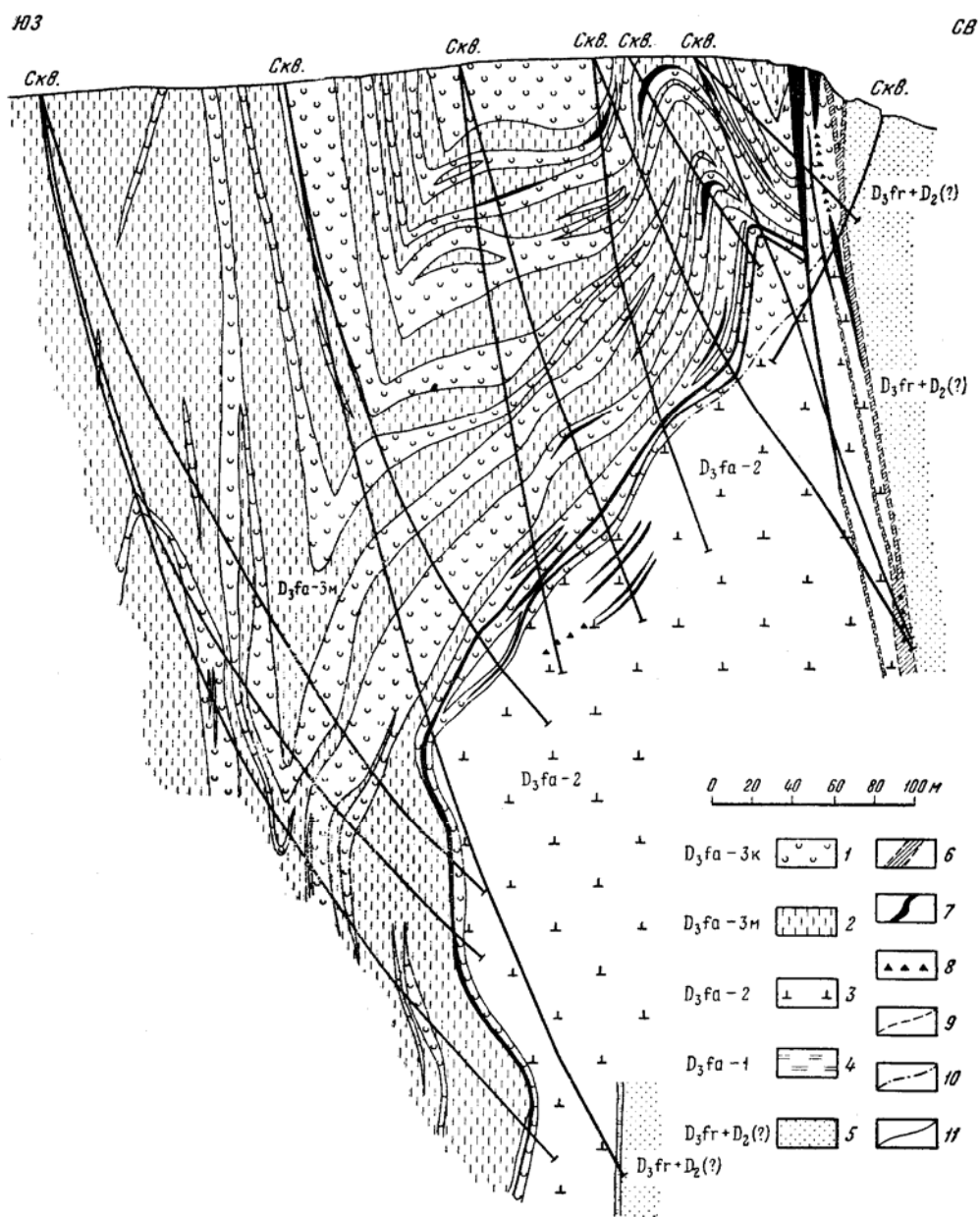
И. В. Александров, М. С. Пичугин, Е. П. Успенский и автор установили, что в Байджансайском районе рудопроявления располагаются в отложениях разного возраста и фаций.

Рудопроявления в виде кварцевых жил с сульфидами железа, меди и свинца были найдены в вулканогенном протерозое и терригенном ордовике. Карбонатные жилы с сульфидами свинца и цинка и вкрапленностью галенита были известны в фаменских и турнейских карбонатных породах. В нижней части разреза карбонатных пород нами были обнаружены кварцево-карбонатные жилы с галенитом и сульфидами железа и меди, а также массивные руды, состоящие из сульфидов свинца, железа, цинка и меди. Таким образом, стала заметной общая зональность руд в вертикальном направлении.

Рудные кварцевые жилы, распространенные в породах протерозоя и нижнего палеозоя, вверх по разрезу сменяются рудными кварцево-карбонатными, а затем карбонатными жилами, которые в наиболее верхних горизонтах исчезают и заменяются рассеянной вкрапленностью сульфидов.

Рудные минералы в нижней части разреза представлены сульфидами железа, свинца и меди; выше по разрезу появляются сульфиды цинка и изредка серебра; еще выше исчезают соединения железа и меди, потом пропадает цинк и остается только вкрапленность галенита.

Следовательно, рудопроявления тесно связаны с тектоническими разрывами, причем рудные образования имеются в швах только тех разрывов, которые возникли начиная с I и кончая III этапом развития антиклинория в верхнем палеозое. Разрывы IV и V этапов безрудны.



Фиг. 165. Геологический профиль, отражающий различные тектонические условия залегания гидротермальных руд (по Т. Е. Масаловой):

1 – серые конгломератовидные, частью слоистые и массивные известняки; 2 – мергелистые известняки и серые полимиктовые песчаники с прослоями песчанистых известняков и известняковых конгломератов; 3 – серые слоистые, иногда массивные и темно-серые известняки; 4 – темно-серые до черных слоистые доломитизированные известняки; 5 – красноцветные полимиктовые песчаники, алевролиты и мелкогалечные конгломераты; 6 – брекчии, сцементированные перетертым песчанисто-карбонатным материалом; 7 – минеральные тела гидротермального происхождения; 8 – редкая вкрапленность гидротермальных минералов; 9 – тектонические нарушения; 10 – пластовые подвижки; 11 – стратиграфические границы; $D_3 fa$ – фаменские отложения; $D_3 fr+D_2(?)$ – франкские и среднедевонские (?) отложения

В альпийских разрывах возникали карбонатные жилы с водными окислами железа и марганца. При обновлении в альпийском этапе палеозойских разрывов с сульфидной полиметаллической рудой происходило выщелачивание и окисление руды.

На северо-востоке района Н. М. Митряевой и Т. Е. Масаловой было обнаружено несколько согласных со слоистостью пластообразных рудных залежей, для которых отмечается следующее: 1) залежи находятся вблизи разрывов и связаны взаимными переходами с секущими рудными телами; 2) их форма зависит от дополнительных складок верхнепалеозойского возраста. Залежи прежде всего появляются и наиболее развиты возле осевых поверхностей дополнительных складок.

На фиг. 165 приведен составленный Т. Е. Масаловой профиль через участок с наибольшим развитием пластообразных рудных тел. На профиле видны четковидные рудные тела в шве Аксуранского разрыва, а также послонная залежь на границе массивных известняков родничковой фации фаменского яруса и вышележащей тонкослоистой аксуранской фации фамена, в которой много глинистых карбонатных пород. Эта граница явно играла экранирующую роль. Внутри отложений аксуранской фации залегают седловидные рудные тела, приуроченные главным образом к перегибам слоев.

В результате детальной геологической съемки выяснилось довольно широкое распространение в Байджансайском районе гипабиссальных интрузий верхнепалеозойского возраста, представленных как основными, так и кислыми магматическими породами. В этих породах было обнаружено несколько слабых рудопроявлений.

Перечисленные факты явились основанием для того, чтобы считать полиметаллические руды Байджансайского района возникшими в верхнем палеозое из гидротермальных растворов.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Детальные геологические и тектонофизические исследования привели к новому пониманию тектоники Байджансайского антиклинория, в частности к отрицанию крупных сдвигов и пологих региональных надвигов сдирания, поэтому мы должны были заново сформулировать поисковые критерии на полиметаллические руды гидротермального происхождения.

1. Оба известных ранее промышленных месторождения находятся на крыльях крупной складки поперечного изгиба. Все разрывы, с которыми связаны эти рудопроявления, сопровождали развитие складок. Ни одного рудопроявления непосредственно в Главной Каратауской зоне разрывов не было известно. Следовательно, рудообразование непосредственно контролировалось не Главной Каратауской зоной разрывов, а теми разрывами, которые сопровождали развитие складок поперечного изгиба.

2. Детальное изучение многих разрывов и данные разведки и разработки месторождений показали, что разрывы IV и V этапов верхнего палеозоя (т. е. осепоперечные и косые сбросы, сбросо-сдвиги и сдвиги) являются послерудными, тогда как разрывы I и II этапов, а также ранние части разрывов III этапа содержат рудные тела. В те же продольные разрывы первых трех этапов верхнего палеозоя внедрены магматические жильные породы. В рудах, заполняющих швы разрывов III этапа, видны следы нескольких перерывов в рудоотложении, сильных деформаций и дробления руды после ее образования. Следы сильных деформаций после затвердевания установлены также в магматических породах. Все перечисленные особенности руд и магматических пород указывают на то, что формирование рудных тел и гипабиссальных магматических

пород происходило в одно и то же время в начале III этапа верхнего палеозоя (см. фиг. 161). Следовательно, руду надо искать в зонах преимущественного развития осепродольных разрывов, осложнивших складки поперечного изгиба во время первых трех этапов верхнего палеозоя.

3. Точки рудопроявлений не тяготеют к выходам магматических пород, поэтому руды надо считать связанными с этими породами только парагенетически и ожидать, что на глубине в верхнем палеозое существовали общие магматические источники гипабиссальных пород и гидротермальных руд. Значит, в областях распространения выходов верхнепалеозойских магматических жильных пород мог происходить подъем гидротермальных рудоносных растворов.

4. Среди разрывов первых трех этапов верхнего палеозоя, связанных с развитием складок поперечного изгиба, имеются сбросы, разраставшиеся сверху вниз на сводах антиклиналий, а также взбросы и весьма крутые сбросы, росшие снизу вверх на крыльях тех же складок. Очевидно, поднимавшиеся снизу вверх рудоносные растворы прежде всего попадали в те разрывы, которые росли снизу вверх. Они дольше всего задерживались в них, охлаждались, химически взаимодействовали с окружающими породами и отлагали большую часть содержащихся в них металлов. Только пройдя через эти разрывы, растворы могли попасть в сбросы, спускавшиеся со свода, и отложить в них остатки рудных металлов. Значит, наиболее перспективными являются продольные разрывы, находящиеся на крыльях складок поперечного изгиба.

5. Наиболее перспективные в отношении рудоносности разрывы развивались на крыльях складок поперечного изгиба снизу вверх. Многие из таких разрывов могли не дойти до того уровня, с которым совпадает современный денудационный срез. Значит, в крыльях складок поперечного изгиба может быть много слепых разрывов, содержащих руду и не выходящих на поверхность. Перспективными могут быть части крыльев, которые около дневной поверхности не рассечены крупными разрывами. Для того чтобы узнать, где находятся такие участки, надо найти места наибольшей скорости деформации крыльев во время существования рудоносных растворов.

6. Было констатировано, что рудные минералы отлагались не только в швах крупных разрывов, но и в тонких мелких трещинах на значительном расстоянии в стороне от крупных разрывов. Следует ожидать, что рудная вкрапленность распространена выше слепых окончаний крупных разрывов. В таких местах находятся зоны усиленной трещиноватости и мелких разрывов, с которых начинается формирование поверхности крупного разрыва. Многие крупные разрывы успевали разрастись на большое расстояние вверх лишь к концу III этапа, когда поступление рудоносных растворов с глубины уже прекратилось. В итоге, скопления руды могут располагаться в зонах усиленной трещиноватости и мелких разрывов рядом с более молодыми крупными продольными разрывными швами, не содержащими руды на поверхности.

Можно ожидать существования таких крупных продольных разрывов, которые безрудны в верхних своих частях, но содержат руду на большой глубине, там, где в их состав вошли более древние частные разрывы.

7. Место отложения руд зависит от многих факторов, перечень которых не ограничивается тектоническими условиями. Известно, что большое значение имеет вещественный состав пород, сквозь которые проходит рудоносный раствор. В разных породах трещиноватость развивается различно и из-за

этого проницаемость пород бывает разной. Чем меньше вязкость пород, тем менее проницаема сеть возникающих трещин. Окружающие породы вступают в химическое взаимодействие с проходящими по ним растворами и в итоге ослабляют или усиливают рудоотложение. Поэтому перспективны те участки, в которых зоны, наиболее благоприятные в тектоническом отношении, пересекают наиболее благоприятные для рудообразования породы. Особенно благоприятны нижние части этих пород, поскольку они взаимодействуют с мало измененными рудоносными растворами.

Перечисленные критерии лежали в основе наших поисковых работ и рекомендаций экспедициям, проводившим поисковое и разведочное бурение.

После выбора участков для поискового бурения необходимо считаться с возможным искривлением разрывов с глубиной и со сложностью и волнистостью их форм. На крыльях крупных складок поперечного изгиба наиболее вероятен крутой наклон разрывов в сторону оси антиклинали.

Из-за волнистости разрывов, наблюдаемой в плане, следует предполагать четковидное распределение руды не только в плане, но и в разрезе. Руда может залегать в виде изолированных линзовидных тел не только в главном шве разрыва, но и в ответвляющихся от него трещинах.

Важно допускать возможность экранированных залежей, если в стратиграфическом разрезе существуют глинистые породы. При наличии тонкослоистых пачек и дополнительной складчатости вблизи от разрыва мы считали возможным образование седловидных рудных тел около осевых поверхностей дополнительных складок.

ПРОГНОЗ РУДЫ

Наличие выходов гипабиссальных магматических пород на значительном удалении от Главной Каратауской зоны разрывов, разбросанных по средней и юго-восточной частям Байджансайского антиклинория, мы считали признаком того, что в пределах антиклинория, особенно в его средней и юго-восточной частях, можно ожидать появления поднимавшихся снизу вверх рудоносных растворов.

Наиболее благоприятными для рудоотложения были признаны чистые карбонатные породы среднего палеозоя, в которых находились все известные ранее рудопроявления и месторождения. Аксуранская, айлимбайская и ашасайская фации наименее благоприятны среди карбонатных пород среднего палеозоя.

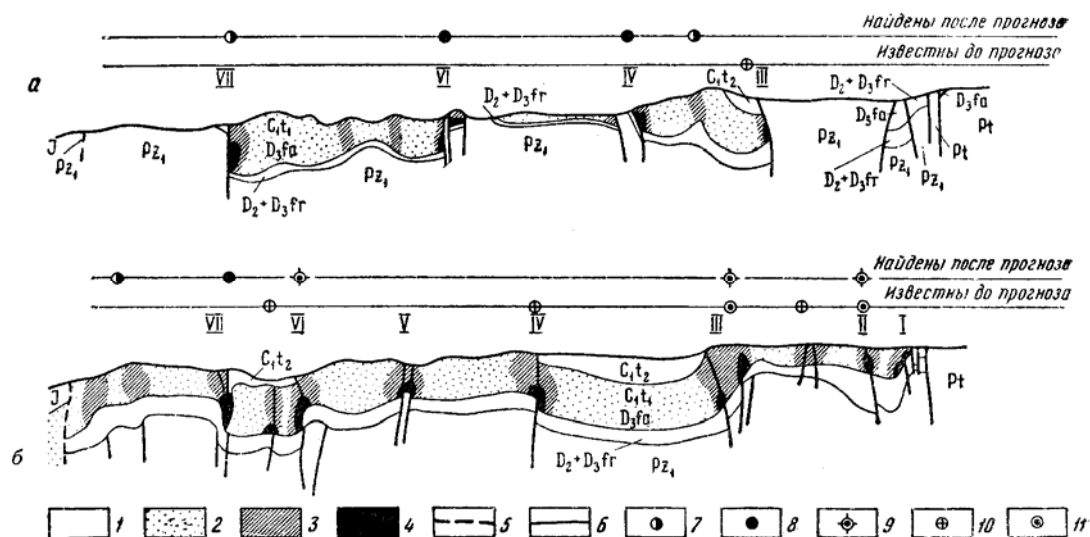
Основным элементом структуры с оптимальными условиями для оруденения считались крылья крупных складок поперечного изгиба.

В итоге руда ожидалась в местах крыльев складок поперечного изгиба, сложенных фаменом и нижней частью турнейского яруса. Эти места выделены на фиг. 166 как самые перспективные. Над ними в пределах отложений того же возраста указана несколько меньшая перспективность. Пониженно перспективными считались разбитые сбросами своды антиклиналей поперечного изгиба, и приосевые части таких крупных дополнительных складок, под которыми возможны крупные разрывы. Во всех этих местах распространены благоприятные породы.

В итоге на площади Байджансайского антиклинория было выделено семь главных и несколько второстепенных перспективных полос, имеющих различную длину. Известные раньше месторождения попали вместе с частью рудопроявлений в три наиболее северо-восточные полосы, связанные с крыльями Аксуранской и Кокпатасско-Мынчабырской складок. Некоторые рудопроявления остались вне главных перспективных полос.

Четыре основные главные перспективные полосы расположены в середине и на юго-западе антиклинория, они связаны с крыльями Кокбастау-Булакбетской и Акбетской антиклиналей. В них было известно очень мало весьма слабых рудопроявлений.

На крайнем юго-западе можно выделить еще одну восьмую полосу вдоль юго-западного крыла Коктауской антиклинали. Однако происходившее здесь особенно сильное раскрывание разрывов в альпийском этапе и выщелачивание сульфидов, при образовании гипергенных карбонатных жил, снижает перспективность верхних частей этой полосы. Наличие руд на значительной глубине вероятно, так как в разрывах были обнаружены продукты окисления руд.



Фиг. 166. Схема прогноза и результатов поисков гидротермальных руд в Байджансайском антиклинории

a – центральная часть антиклинория; *б* – юго-восточная часть антиклинория; I–VII – главные перспективные полосы; 1 – породы, литологически неблагоприятные для рудообразования; 2 – породы, литологически благоприятные для рудообразования; 3 – ожидаемые бедные руды; 4 – ожидаемые богатые руды; 5, 6 – тектонические разрывы (5 – альпийские безрудные, 6 – верхнепалеозойские рудоносные); 7 – найденные на поверхности слабые рудопроявления; 8 – найденные на поверхности многочисленные рудопроявления; 9 – найденные на глубине промышленные рудные тела; 10 – известные раньше рудоносные участки; 11 – известные раньше месторождения

Семь главных перспективных полос почти равномерно распределены по всей площади Байджансайского антиклинория (см. фиг. 166). Схема прогноза была предложена автором в 1950 г. и в дальнейшем постепенно уточнялась.

Последующие поиски проводились преимущественно в главных перспективных полосах. Большое внимание было уделено трем юго-западным полосам. По более редкой сети маршрутов поиски велись на остальной площади. Во всем районе было проведено шиховое опробование. Визуальные поиски велись с портативными полевыми лабораториями для микрохимического анализа. Химические реакции производились непосредственно на образцах во время маршрута по методу, предложенному С. А. Юшко.

В результате того, что поиски были сконцентрированы в перспективных полосах, где сеть маршрутов сильно сгущалась, детальность поисков повысилась. В итоге удалось удвоить число рудопроявлений, известных в Байджансайском антиклинории.

Было установлено, что рудопроявления отчетливо сконцентрированы в пределах выделенных нами перспективных полос. Выяснено, что известное ранее и почти выработанное месторождение на юго-западном крыле Мынча-

бырской антиклинали не представляет собой изолированного гнездообразного тела. Оно находится в шве Аралтауского взброса. В остальных частях выхода этого взброса были найдены признаки оруденения. Это позволило рекомендовать весь взброс для детальной разведки.

После наших поисков на всей площади Байджансайского антиклинория по одинаково густой сетке были взяты пробы пород, почвы и растений. Содержание металлов в пробах было определено спектральным методом. В результате была составлена карта, объективно отражавшая содержание различных металлов на всей площади Байджансайского антиклинория. Эта работа, сделанная под руководством А. П. Соловова, подтвердила, что наибольшие скопления рассеянных полиметаллов находятся в крыльях крупных складок поперечного изгиба. Результаты детальной металлометрической съемки прекрасно согласовались с нашими прогнозами, основанными на комплексе признаков, в который вошли и тектонофизические признаки.

Одновременно с нашими работами и позднее под руководством Н. М. Митряевой, Т. Е. Масаловой и П. Г. Шилова проводилось поисковое бурение. Оно привело к открытию промышленных рудных тел на северо-восточных крыльях Аксуранской синклинали и Мынчабырской антиклинали. Многие скважины, пройденные на своде Мынчабырской антиклинали вблизи от ее оси, не встретили промышленных рудных тел.

Разведка юго-западного крыла Мынчабырской антиклинали вдоль Аралтауского взброса дала увеличение запасов старого месторождения и расширение его разработок.

На юго-западном крыле Булакбетской антиклинали в участке, тектонически аналогичном Аралтаускому, который находится в пятой из главных перспективных полос, бурением были открыты промышленные руды.

ВЫВОДЫ

Таким образом, в Байджансайском антиклинории благодаря металлометрической съемке и горным работам за довольно короткий срок были получены новые данные, подтверждающие правильность основных представлений о прогнозе руды. Многие из этих представлений не новы, но в их тектонофизической части имеются новые элементы. Главные из них следующие.

Во-первых, значительно уточнено время рудообразования по отношению к этапам верхнепалеозойского развития структуры.

Во-вторых, четко поставлен вопрос о существовании разных типов соотношений между складками и рудоотложением; впервые было сформулировано и последовательно использовано представление, согласно которому наиболее благоприятными для гидротермального оруденения являются: у складок продольного изгиба – осевые поверхности, у складок поперечного изгиба – крылья.

В-третьих, было обосновано, а затем использовано представление о том, что промышленные рудные тела могут возникать до окончательного оформления крупных тектонических разрывов, и поэтому такие тела могут залегать в местах, где нет крупных разрывов, или на некотором расстоянии от них.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Попытки изучения физики тектонических процессов предпринимались на протяжении всей истории геологии. Наибольший интерес к этим вопросам всегда проявлялся в странах с бурно развивавшейся геологией: в XIX и начале XX в. в Англии, во Франции, Германии, в США. В настоящее время тектонофизика развивается в СССР (В. В. Белоусов с сотрудниками, А. В. Пэк, М. П. Волярович с сотрудниками, Ю. А. Косыгин, Б. В. Залесский, Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин, В. А. Невский, И. П. Купшарев, Ю.А. Розанов, Б. П. Беликов, Е. Н. Люстих, П. Н. Кропоткин, Д. А. Казимиров и др.), в США (М. Хабберт, Э. Клоос, Д. Григгс, Г. Рамберг и др.), в Китайской Народной Республике (Ли Сы-гуан, Чжан Вэнь-ю и др.).

Прежде всего тектонофизически должна исследоваться наиболее поддающаяся изучению верхняя часть земной коры, в которой заключены все доступные для разработки месторождения полезных ископаемых. На этих глубинах (до 15 км) тектонические процессы заключаются главным образом в перемещениях, деформациях, разрывах и связанных с ними напряжениях. Правильное представление о них может быть получено только при тесном переплетении детальнейших наблюдений в природных условиях с теоретическим анализом новых фактов и экспериментами. В дальнейшем тектонофизические исследования нужно будет распространять на нижнюю часть земной коры и верхнюю мантию.

Физический эксперимент в тектонике весьма важен и может осуществляться путем испытания моделей.

Для того чтобы исследовать в совокупности тектонические нарушения различных масштабов – от наиболее крупных и длительных до самых мелких и кратковременных, располагая при этом конкретными данными об истории и всей геологической обстановке их развития, а также для того, чтобы в первую очередь обратить внимание на наиболее актуальные и практически важные вопросы, необходимо рассматривать основные общие вопросы тектонофизики на ряде конкретных примеров отдельных районов, где одновременно разрешаются сложные поисково-разведочные вопросы и узловые теоретические проблемы.

В прошлом тектонофизические вопросы решались или путем общего обзора только крупных нарушений коры на больших территориях или в итоге детального изучения только мелких нарушений на отдельных небольших участках. Настало время совместить эти два подхода и проводить детальные исследования на относительно больших площадях целых антиклинорий и синклинорий в геосинклинальных областях, а также на платформах.

В итоге проведенного исследования были получены следующие результаты.

1. Принципиально изменены представления о тектонике Байджансайского района: вместо признававшегося раньше покровно-сдвигового выявлено складчато-глыбовое строение района.

2. Сформулированы физические основы тектоно-физики: в геологию внедрено реологическое рассмотрение деформаций; дополнены представления о вязкости и прочности горных пород; теоретически обоснована возможность моделирования тектонических процессов (предложен новый вывод условий физического подобия для тектонических процессов); в тектонику внедрен поляризационно-оптический метод исследования напряжений в моделях; разработана новая разновидность этого метода, которая заключается в изучении напряжений, связанных с пластическими деформациями; разработаны новые приборы и материалы для моделирования тектонических процессов.

3. Сформулировано представление о тектонических полях напряжений, предложены методы их изучения в поле. На примере Байджансайского антиклинория выявлено несколько типов тектонических полей напряжений и установлены некоторые закономерности их изменений во времени. Для всего Байджансайского антиклинория восстановлено сложное поле напряжений, действовавших в верхнем палеозое.

4. Намечено новое направление полевого и лабораторного исследования складок, связанное с изучением механизма их формирования; охарактеризованы типы механизмов образования складок, существующих в Байджансайском антиклинории.

5. Разработана физическая теория тектонических разрывов, отражающая: условия, необходимые для зарождения разрывов, типы механизмов роста отдельных разрывов, закономерности распределения разрывов в пространстве и времени.

6. На примере Байджансайского антиклинория показано, как тектонофизические исследования могут помогать при решении вопросов региональной тектоники, при поисках, разведке и разработке месторождений.

Ниже излагается сущность перечисленных результатов исследования.

1. НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ БАЙДЖАНСАЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

К началу наших работ считалось установленным, что район имеет покровно-сдвиговую структуру, выявленную В. В. Галицким. С этим районом связывались основные доказательства горизонтального левого сдвигового смещения по Главной Каратауской глубинной зоне разрывов. В это время стоял вопрос о выяснении перспектив рудоносности района, так как иссякали запасы единственного разрабатывавшегося здесь полиметаллического месторождения. Требовалось сформулировать структурные поисковые критерии и применить их (в комплексе с другими критериями) для прогноза скрытых на глубине рудных тел, которые затем должны были обнаруживаться путем бурения.

В результате полевых работ нами были сильно изменены стратиграфические схемы и пересмотрен возраст пород в ряде их крупных выходов. В толще нижнего палеозоя выделены нижне-, средне- и верхнекембрийские, нижнеордовикские и нерасчлененные средне- и верхнеордовикские отложения. Выделена новая фация протерозоя (вулканогенная). Среди карбонатных фаменских отложений выделено четыре фации, а среди карбонатных турнейских – семь фаций. Возраст фаций установлен по руководящей фауне.

Для каждого из основных этапов герцинского развития (средний девон и франкий век, фаменский век, турнейский век) составлены карты фаций и мощностей как для территории Байджансайского антиклинория (деталь-

ные), так и для всего Каратау вместе с северо-западной частью Тянь-Шаня (обзорные). По этим картам и стратиграфическим разрезам, после соответствующего рассмотрения мощностей и фаций, были составлены карты вертикальных движений для среднего и верхнего девона и турнейского века, а также общая схема движений Байджансайского района, начиная с кембрия и кончая верхним палеозоем (см. часть вторая, фиг. 12, 18, 24, 60).

В Байджансайском антиклинории общие погружения земной коры, сопровождавшиеся осадконакоплением, продолжались в герцинском цикле в течение 60 млн. лет. Это время с помощью обычного анализа фаций и мощностей удалось разделить на четыре этапа, средняя продолжительность каждого из них составляет 15 млн. лет. I этап – средний девон и франкийский век, когда опускания усиливались во времени, но все еще уступали по объему поднятиям; II этап – фаменский век – опускания по объему превысили поднятия; III этап – первая половина турнейского века – время наибольшего преобладания опусканий над почти отсутствовавшими поднятиями; IV этап – вторая половина турнейского века, когда опускания стали замедляться, а роль поднятий начала возрастать.

После обычного тектонического анализа часть герцинского цикла длительностью 85 млн. лет – верхний палеозой – осталась не разделенной на этапы.

Обнаружена тесная связь между фациями и мощностями девонских и турнейских отложений и элементами крупных складок. Выяснено, что рост складок начался вместе с началом погружения герцинской интрагеосинклинали Большого Каратау. По мере ее опускания внутри нее продолжался неравномерный рост складок. Он резко усилился во время частной инверсии в визейском веке и при последующем подъеме обращенного антиклинория в верхнем палеозое.

Установлено, что крупные линейные антиклинальные складки образовались в результате объединения многих первоначально изолированных брахиантиклиналей, которые зарождались в разное время, а затем разрастались по простиранию и соединялись в сложно построенные цепочки.

После детального послойного картирования были составлены геологическая и структурная карты антиклинория. На структурной карте нанесены стратоизогипсы подошвы фаменского яруса через 250 м (см. часть вторая, фиг. 31). Построены структурные профили по 20 линиям.

В результате выяснилось, что внутри Байджансайского антиклинория протягивается три крупных продольных сложно построенных антиклинальных полосы, разделенных синклинальными полосами. Ядра этих антиклиналей сложены терригенными и вулканогенными (отчасти карбонатными) породами протерозоя, кембрия и ордовика. В присводовых частях крыльев, структурных седловинах и ядрах некоторых антиклиналей обнажаются преимущественно красноцветные терригенные отложения среднего девона и франского яруса. Крылья крупных антиклиналей и отчасти их своды (в местах наибольшего погружения шарниров) сложены карбонатными породами фаменского и турнейского ярусов. Наиболее погруженные части синклиналей образованы верхнетурнейскими алевритистыми и песчанистыми карбонатными породами, известняковыми конгломератами и глинистыми сланцами. За пределами антиклинория распространены визейские конгломераты, а также юрские, меловые и третичные отложения.

Крупные линейные складки первого порядка разделяются на отдельные овальные складки, расположенные в виде цепочек. В поперечном сечении обычны коробчатые формы складок, нередко со слабым опрокидыванием крутопадающих крыльев. Мелкие дополнительные складки больше всего развиты в ядрах и на крыльях крупных синклиналей.

Большую роль в структуре антиклинория играют крутопадающие тектонические разрывы: взбросы и сбросы. Расположение разрывов в пространстве и направление перемещения по ним в общем соответствуют плану развития складок. Антиклинали подняты в форме горстов, синклинали опущены в виде грабенов. На границах крупных складок часто располагаются весьма узкие (десятки и сотни метров) и длинные (километры) горсты или грабены. Меньшее значение имеют поперечные к осям складок сбросы и взбросы и диагональные мелкие сдвиги. Установлено, что некоторые разрывы длительно развивались, причем направление смещения по ним временами изменялось на противоположное. В верхнем палеозое сформировались дополнительные новые разрывы. Некоторые из древних разрывов при этом перестали развиваться.

Все проведенные стратиграфические и структурные исследования показали, что в Байджансайском антиклинории нет тектонических покровов. Главные из имеющихся здесь тектонических разрывов являются крутопадающими. Изучение структуры антиклинория, проведенное так, как это обычно делается при тектонических исследованиях, не позволило отнести крупные разрывы к числу сдвигов. Однако среди мелкоамплитудных разрывов было отмечено довольно много сдвигов, сбросо-сдвигов и весьма пологих небольших надвигов. В отдельных местах, отчасти вблизи от Главной Каратауской глубинной зоны разрывов, были обнаружены небольшие дополнительные складки с вертикальными шарнирами.

Таким образом, после рассмотрения тектоники обычными методами, покровно-сдвиговая схема в целом не подтвердилась; ее следовало заменить схемой складчатоглыбового строения с автохтонным залеганием всех толщ.

Однако оставалось непонятным, как увязать отсутствие региональных сдвигов и покровов с существованием мелких сдвигов, надвигов и складок с вертикальными шарнирами на участках некоторых месторождений. Не удалось надежно определить причины возникновения крупных складок, т. е. вертикальное или горизонтальное направление создавших их сил. Не были установлены пространственные и возрастные соотношения между продольными взбросами и продольными сбросами, а также причины возникновения сперва продольных, а потом поперечных разрывов. Не было известно, чем определяются место образования, величина, количество и морфология дополнительных складок. Важно было выяснить, какие части складок наиболее благоприятны для формирования рудных тел. Для разрешения всех этих вопросов была привлечена тектонофизика.

2. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ ВНЕДРЕНИЕ РЕОЛОГИИ В ГЕОЛОГИЮ

Реологический подход к изучению деформаций, при котором большое значение придается фактору времени, необходим в геологии. Поэтому в данной работе при рассмотрении тектонических деформаций была сделана первая попытка последовательного использования результатов работ ведущих специалистов этого нового направления в физике: П. А. Ребиндера, М.П. Воляровича, Г. В. Виноградова, Н. В. Михайлова, А. А. Трапезникова, В. П. Павлова и др.

Опираясь на кривые изменения деформаций горных пород во времени, полученные Д. Т. Григгсом (США), Г. Н. Кузнецовым (СССР), Ц. Ломницем (Чили) и некоторыми другими исследователями, автор применяет следующую форму основного реологического уравнения кинетики деформации:

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{2G_I} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} \left(1 - 2,7 \frac{t}{\theta_{II}} \right) + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t . \quad (1)$$

Оно показывает, что общая деформация (γ_i), спустя время t после начала действия напряжений (τ_i), состоит из трех частей.

Первая часть деформации – упругая, условно-мгновенная. Ее величина зависит от напряжения (τ_i) и соответствующего модуля упругости (G_i).

Вторая часть деформации – упругое последствие – требует для своего развития определенного времени, характеризуемого периодом релаксации θ_{II} . Ее наибольшая величина определяется как напряжениями (τ_i), так и модулем упругого последствия (G_{II}).

Третья часть деформации – пластическая – непрерывно нарастает во времени со скоростью, зависящей от напряжений (τ_i) и коэффициента вязкости (η_{III}) материала.

Перечисленные характеристики реологических свойств (G_i , G_{II} , θ_{II} , η_{III}) рассматриваются как функции напряженного состояния и температуры горных пород.

Математическое описание кривых деформации используется в дальнейшем при выводе условий подобия для моделирования тектонических процессов и является основой теоретического рассмотрения всех тектонофизических вопросов.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

В главах 19–21 содержится сводка литературных данных об упругости, вязкости и прочности горных пород. Особое внимание в ней уделено зависимости вязкости от напряженного состояния горных пород. Впервые указаны значения вязкости различных формаций горных пород, находящихся в природных условиях залегания. Выделено четыре категории толщ пород, сильно отличающихся по вязкости. Прочности горных пород на отрыв и на скалывание рассмотрены как функции времени, всестороннего давления и температуры.

ТЕОРИЯ ФИЗИЧЕСКОГО ПОДОБИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Эксперименты с моделями с целью решения тектонических вопросов проводились на протяжении всей истории геологии, однако принципиальная возможность их постановки не была доказана. Все предыдущие исследователи основывались на анализе размерности физических величин, не позволявшем им строго установить, какие именно условия подобия надо соблюдать в каждом конкретном случае. При одновременном соблюдении всех существующих множителей подобия моделирование многих тектонических явлений вообще невозможно. Условия подобия для моделирования тектонических разрывов не были ясны.

Привлечение реологии и нового представления о прочности горных пород (главы 16, 17, 21), содержащих математическое описание процесса деформирования и условий, необходимых для возникновения разрывов, открыло возможность, применения нового метода для выяснения условий подобия. Этот метод, развитый в СССР В. А. Кирпичевым, а затем М. В. Кирпичевым (1953) и Л. С. Эйгенсоном (1952), заключается в математическом анализе интегральных или дифференциальных уравнений, описывающих исследуемые физические процессы. При помощи этого метода автор установил, какие именно условия подобия необходимы и достаточны в каждом конкретном случае физического моделирования тектонических процессов.

В качестве исходных уравнений автор принял три группы.

Первая группа уравнения равновесия и движения – дает развернутую форму записи основных законов динамики, связанных с именем Ньютона. Простейшей формой записи этих законов обычно служит формула:

$$F = mj, \quad (2)$$

показывающая, что под действием силы (F) тело приобретает ускорение (j), прямо пропорциональное его массе (m).

Система уравнений равновесия и движения, принятая вместо формулы (2), относится не ко всему телу, а к каждому элементарному весьма малому объему внутри него. Совокупность сил, могущих действовать на такой объем, представлена в уравнениях всеми возможными нормальными и касательными напряжениями на его поверхности и весом объема. Из этих уравнений выводится *первое основное условие подобия*, связывающее множители подобия (т. е. масштабы) для всех величин с размерностью длины (C_l), плотности (C_ρ), ускорений (C_g) и напряжении (C_τ). Последний множитель в силу своей размерности равен множителю подобия для всех модулей упругости (C_G)

$$C_G = C_\tau = C_\rho C_g C_l. \quad (3)$$

Произведение $C_\rho \cdot C_g$ равно множителю подобия для объемного веса C_d , поэтому это условие может быть записано в форме

$$C_G = C_\tau = C_d C_l. \quad (4)$$

Вторая группа уравнений описывает, как деформируется каждый элементарный объем под действием приложенных к нему сил. С этой целью привлечено основное уравнение кинетики деформации (1). Из него выводится *второе основное условие подобия*, включающее множители подобия (масштабы) для модулей упругости (C_G), напряжений (C_τ), коэффициента вязкости (C_η) и времени (C_t):

$$C_\eta = C_\tau C_t = C_G C_t. \quad (5)$$

Третья группа уравнений показывает, при каких сочетаниях величины напряжений (τ) и длительности их действия (∂) в каждом элементарном объеме должны возникать разрывы. Из этих уравнений выводятся множители подобия для характеристик прочности с размерностью напряжений C_p и размерностью времени C_∂

$$C_p = C_\tau = C_G; C_\partial = C_t. \quad (6)$$

Это – *третье основное условие подобия*.

Поскольку величины, характеризующие свойства материала, не постоянны и изменяются в зависимости от температуры, всестороннего давления и интенсивности касательных напряжений, автором выведен ряд дополнительных условий подобия, учитывающих такие изменения свойств материалов (глава 24).

Таким путем установлены наиболее полные условия подобия, которые необходимо соблюдать при моделировании упругих и пластических деформаций, напряжений и разрывов. Из этих теоретически выведенных условий подобия вытекают вполне выполнимые требования к физическим свойствам моделей.

С помощью анализа уравнений выяснено, что во многих случаях требуется соблюдать более простые условия подобия.

Так впервые было показано, что моделирование тектонических деформаций, напряжений и разрывов в принципе возможно.

ОПТИЧЕСКИЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В МОДЕЛЯХ

Модели, механические свойства которых удовлетворяют требованиям теории подобия, могут использоваться для исследования напряжений оптическим методом, если они прозрачны и обладают оптической актив-

ностью. Каждой величине касательных напряжений в таких моделях соответствует определенная интерференционная окраска на экране полярископа. Направление действия главных напряжений в любой точке модели также устанавливается оптическим методом.

Нами было начато использование таких моделей с целью решения тектонических вопросов.

При изучении кратковременных деформаций и напряжений на моделях сильно уменьшаются (по сравнению с природой) только геометрические размеры, а время мало изменяется. По условиям подобия модель должна изготавливаться из упругих материалов с низкими модулями упругости (порядка 1 кг/см^2).

Известными оптически активными материалами с такими свойствами являются студни желатины и агар-агара. Нами были разработаны новые упругие низко модульные оптически активные материалы с лучшими физическими свойствами – студни ацетицеллюлозы в бензиловом спирте.

При изучении длительных деформаций и напряжений, которые больше всего исследуются в тектонофизике, на моделях по сравнению с природой надо сильно уменьшить не только геометрические размеры, но и время. По условиям подобия модель должна изготавливаться из пластичного материала с вязкостью от 10^3 до 10^8 нз и низкими модулями упругости. Нами впервые были разработаны такие оптически активные материалы. Требуемые свойства были достигнуты в высоко концентрированных растворах этилцеллюлозы в бензиловом спирте и в модифицированных глифталевых и эпоксидных смолах.

Исследование напряжений в моделях оптическим методом дало возможность проверять и существенно дополнять представления о напряженном состоянии земной коры, основанные на полевых геологических данных. Результаты этого исследования приведены ниже.

НОВЫЕ ПРИБОРЫ

Нами разработано две группы приборов и установок: одни из них предназначены для испытания моделей, другие – для исследования физических свойств тех материалов, из которых изготавливаются модели.

Установки для испытания моделей отличаются от ранее использовавшихся тем, что на них весь эксперимент проводится в полностью контролируемых физических условиях. Модели подвергаются действию горизонтальных или вертикальных сил, или деформации сдвига, при заданной величине сил или скорости деформации. Регистрация напряжений в моделях осуществляется поляризационно-оптическим методом.

Приборы для измерения модулей упругости, вязкости, прочности и оптической активности материалов моделей являются первыми образцами приборов такого типа, применяемыми в тектонофизике. Исследуемые образцы материалов подвергаются деформации сдвига в ротационном вискозиметре или деформации сжатия (растяжения) на прессе. Одновременно они просвечиваются лучом поляризованного света. На протяжении всего эксперимента в образце поддерживается постоянная величина напряжений (с точностью до 5–7%) и температуры.

3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Тектоническим полем напряжений автор назвал совокупность напряжений, возникающих в земной коре и под ней в связи с развитием тектонических процессов. Из-за отсутствия соответствующих методов тектонические поля напряжений оставались совершенно не изученными.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Исследование как современных, так и существовавших в прошлом полей напряжений может основываться на различных геологических и геофизических закономерностях, которые рассмотрены в начале IV части работы.

Наиболее разработан метод установления направлений действия главных напряжений по данным о разрывах различной величины, которые существуют в любом участке земной коры. Этим методом систематически исследовано напряженное состояние всего Байджансайского антиклинория в верхнепалеозойской эре.

При выяснении направлений главных напряжений могут быть использованы не только разрывы, но и складки.

Из методов оценки величины напряжений предлагается особая интерпретация данных о скорости тектонических движений на поверхности земной коры. Величины максимальных касательных напряжений τ_{\max} и всестороннего давления σ_m в случае деформирования земной коры вертикальными силами предлагается приближенно оценивать по следующим формулам, выведенным теоретически и проверенным на моделях:

$$\tau_{\max} \approx \Phi \eta_{III} |grad V|; \quad (7)$$

$$\sigma_m \approx \sigma_g - \frac{2}{3} \Phi \eta_{III} |grad V|. \quad (8)$$

В них τ_{\max} и σ_m зависят: от величины градиента скорости $|grad V|$ тектонических движений верхней поверхности коры; от глубины, на которой залегает рассматриваемый участок, так как она влияет на величину гидростатического давления σ_g и коэффициента Φ ; от механических свойств среды вязкости η_{III} .

Намечены возможности развития и других методов оценки величины напряжений (например, по плотности расположения разрывов в пространстве, по повторяемости землетрясений и т. д.).

Эти методы удалось разработать благодаря использованию моделей, на которых можно было независимо исследовать, а затем сопоставлять как распределение деформаций, разрывов и скорости движений, так и распределение напряжений.

На примере Байджансайского антиклинория впервые было установлено, что предложенные методы дают возможность восстанавливать поля напряжений и прослеживать, каким образом они изменяются с течением времени.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

В результате полевого изучения природных деформаций и трещин были установлены различные типы полей напряжений. Полевые данные о напряженном состоянии отдельных участков земной коры сопоставлялись с распределением напряжений в моделях. В итоге мы получили приближенное представление не только о направлении, но и о величине напряжений в этих участках. Так были составлены схемы полей напряжений для нескольких типов деформации: поперечного изгиба, продольного изгиба, продольного расплющивания, сдвига и др. Каждое поле напряжений связано с определенной системой внешних сил, вызывающих деформации. Эти схемы представляют интерес, поскольку дают возможность объективно определять, какие силы вызывают деформации отдельных частей земной коры.

В поле и на моделях установлено, что изменения напряжений с течением времени могут происходить по двум причинам.

Во-первых, из-за изменений системы внешних сил, деформирующей рассматриваемый участок коры. Это происходило: в Байджансайском антиклинории при временных оседаниях крупных антиклиналей; в Главной Каратауской глубинной зоне разрывов, когда в верхнем палеозое начался

подъем на месте существовавшего ранее прогиба Большого Каратау; во всем Каратау – после перехода земной коры от геосинклинального палеозойского к платформенному альпийскому этапу.

Во-вторых, из-за развития деформаций и разрывов, несмотря на постоянство системы внешних сил. Ярким примером такого изменения служит скачкообразное установление нового поля напряжений, при котором на крупных антиклиналях Байджансайского антиклинория возникали разрывы поперечные к осям складок, тогда как до этого в тех же складках существовало поле, вызывавшее развитие продольных разрывов.

После опубликования предлагаемых методов и первых результатов их применения (Гзовский, 1954б, в) были предприняты успешные попытки изучения и использования тектонических полей напряжений в Криворожье (Чередниченко, 1958), в Воркуте (Коньков, 1955), в Донбассе (М. И. Трипольская в 1961 г.), в Ферганской впадине (Казимиров, Кузнецова, 1960), в Дагестане (Цзян-Цзу-ци в 1961 г.), в Ферганском хребте (Ма-Цзинь в 1961 г. и Сунь Вэнь-пэн в 1962 г.).

Тектонические поля напряжений существенно влияют на развитие многих геологических и геофизических явлений, например на образование магмы, формирование рудных месторождений, возникновение землетрясений. Данные о напряженном состоянии коры будут полезны при поисках, разведке и разработке месторождений руд, угля, нефти и газа, при сейсмическом районировании, при инженерно-геологических изысканиях.

4. НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ СКЛАДОК

Можно условно различать три главных направления изучения складок, с каждым из которых связана самостоятельная классификация. Их совокупность составляет общую генетическую классификацию складок.

1. Изучение формы складок.

2. Изучение происхождения складок (причин их появления, т. е. процессов, протекающих главным образом вне складки и порождающих те внешние силы, которые непосредственно создают складку). В течение последних 20 лет в этом направлении особенно много сделано В. В. Белоусовым. Ко второму направлению можно отнести отдельные работы ряда геологов (П. Н. Кропоткина, Ю. А. Косыгина, В. В. Бронгулеева, Г. Д. Аджирея, А. Е. Михайлова).

3. Изучение механизмов формирования складок, т. е. развивающихся внутри складок деформаций, разрывов и напряжений.

В работе обсуждены задачи и методы, относящиеся к третьему – новому направлению исследований.

Основное значение придается полевым методам исследования природных складок. Сперва обычным методом изучаются их общие формы, распределение фации и первичных мощностей отложений.

Затем главное внимание обращается на специфичные детали морфологии, на дополнительные, осложняющие складку деформации, на изменения в характере и распределении трещин (в частности кливажа) и разрывных смещений, а также различных жильных и гидротермальных образований. Все эти особенности сопоставляются с элементами общей формы складки, слоистостью и вещественным составом слоев.

Перечисленные данные используются для восстановления напряжений в многочисленных небольших участках внутри складки. После этого проводятся траектории главных напряжений (которые обобщают данные по отдельным участкам) и оконтуриваются области внутри складки, существенно различавшиеся по своему напряженному состоянию. Дальнейшая детализация схем поля напряжений заключается в указании мест, отличающихся по величине действовавших напряжений.

Такие схемы траекторий главных напряжений были составлены для многих складок Байджансайского антиклинория, а также для всего антиклинория в целом. По полевым данным установлено три разных механизма формирования складок в Байджансайском антиклинории: продольное расплющивание, продольный изгиб и поперечный изгиб.

Большое значение имеют методы экспериментального изучения складок на моделях, так как они позволяют вполне достоверно количественно оценить влияние различных факторов на механизм формирования складок. На моделях было подтверждено, что трем выявленным в поле типам напряженного состояния складок соответствуют две разные системы создающих их внешних сил. Складки продольного расплющивания и продольного изгиба возникают при продольном сжатии слоев, а складки поперечного изгиба – под действием сил поперечных к слоистости. На моделях удалось достоверно выяснить, как изменяется величина напряжений внутри складки при каждом из упомянутых механизмов ее образования.

В результате проведенного исследования получены новые подтверждения того, что при решении многих практических вопросов нельзя подходить ко всем складкам одинаково: соотношения между складками и полезными ископаемыми бывают различными, в зависимости от механизма формирования складок.

Выяснено, что складки являются весьма чувствительным индикатором физических условий, существующих в земной коре.

Из полевых данных и проведенных опытов вытекает несколько неожиданный вывод, что в местах образования складок продольного сжатия при повышении всестороннего давления форма складок становится более угловатой; вместо округлых синусоидальных появляются шарнирные, λ -образные и коробчатые складки. С повышением всестороннего сжатия складки продольного изгиба заменяются складками продольного расплющивания. Увеличение всестороннего давления вызывает уменьшение размеров складок, но при этом увеличивает их число и приводит к широкому распространению многочисленных открытых (недоразвитых) складок. Изменение числа и размеров складок прямо пропорционально изменению всестороннего давления. При малом всестороннем давлении складки полностью развиваются до изоклиальной формы и даже после этого продолжают разрастаться, увеличивая свою амплитуду.

Складки чутко реагируют на изменения не только системы внешних сил, но и других факторов. Согласно теоретически выведенным условиям возникновения складок продольного изгиба в одном пластически деформируемом слое, они должны появляться при определенном сочетании следующих величин: продольных сжимающих напряжений (p), длительности их действия (∂), нормальных напряжений, перпендикулярных слоистости (s), коэффициента трения между слоями (k_f), мощности слоя (m), вязкости материала (η_{III}), длительной прочности материала на скалывание ($P_{ор}$) и его объемного веса (γ). Продольное изгибание должно возникать, если

$$p > K_1 \frac{\eta_{III}^{1/3} k_f^{2/3} (m\gamma + s)^{2/3}}{\partial^{1/3}}; \quad (9)$$

$$p > 2P_{ор},$$

где K_1 – безразмерный коэффициент.

Эксперименты с моделями показали, что данные условия можно распространить и на многослойные толщи. В работе дается классификация механизмов формирования складок.

5. ФИЗИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗРЫВОВ

ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПРОСТЫХ РАЗРЫВОВ

Опираясь на современные данные по физике твердого тела и на морфологию разрушения образцов из горных пород и других материалов в лабораторных условиях, автор отмечает неправильность широко распространенной среди геологов теории Г. Беккера, согласно которой трещины сопоставляют с элементами эллипсоида пластической деформации горных пород. Правильное представление о соотношениях между разрывами и напряжениями выявляется путем их сопоставления в пределах небольших однородно напряженных участков внутри лабораторного образца. Физическая теория возникновения тектонических разрывов, используемая автором, представляет собой синтез единой теории прочности Я. Б. Фридмана (1943), теории длительной прочности С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева (1953), представлений Г. М. Бартенева (1955) о зависимости прочности от температуры и теории прочности О. Мора (1882).

Прочностью (P_δ) называется необходимое для возникновения разрыва сочетание величины напряжений и длительности их действия (δ). Это сочетание должно быть различным в зависимости от всестороннего давления (σ_m) и абсолютной температуры (T), которые в недрах Земли весьма разнообразны.

Зависимость прочности на скалывание ($P_{\delta\tau}$) от перечисленных факторов отражается в предлагаемом уравнении:

$$P_{\delta\tau} = P_{1\tau} - \zeta_\tau \ln \delta - q[\sigma + r_\tau(\sigma_m + 1)] - u_\tau(T - 273). \quad (10)$$

Первый член суммы является условно мгновенной прочностью на скалывание ($P_{1\tau}$), т. е. величиной напряжений, вызывающей образование разрыва через 1 сек после начала действия напряжений при 0°C и всестороннем давлении в 1 ат.

Второй член суммы показывает, что рост длительности действия напряжений (δ) существенно снижает ту величину напряжений, при которой появляется разрыв. Величина ζ_τ характеризует влияние времени.

Третий член суммы отражает увеличение прочности с возрастанием всестороннего давления σ_m и нормального напряжения σ на поверхности скалывания. Величины q и r_τ выражают соответствующие свойства породы. Данный член уравнения объясняет, почему трещины скалывания отклоняются от направлений действия максимальных касательных напряжений. По величине угла между поверхностью скалывания и направлением оси наибольшего сжатия вычисляется величина q .

Последний член уравнения приближенно показывает, как меняется прочность с изменением абсолютной температуры (T); u_τ – характеристика материала.

Другим сходным уравнением автор описывает прочность на отрыв ($P_{\delta\sigma}$):

$$P_{\delta\sigma} = P_{1\sigma} - \zeta_\sigma \ln \delta - r_\sigma(\sigma_m + 1) - u_\sigma(T - 273). \quad (11)$$

Входящие в него коэффициенты $P_{1\sigma}$; ζ_σ ; r_σ ; u_σ отличаются по величине от аналогичных коэффициентов для прочности на скалывание.

Нами принимается во внимание, что прочность изменяется в зависимости от литологических особенностей пород, их геологической истории (Залесский, Розанов, 1960) и концентрации циркулирующих в породах растворов (Ребиндер, 1932, Григгс, 1949). Наконец, учитывается влияние масштабного фактора (величины разрушаемого тела). В соответствии с представлениями

Я. Б. Фрийдмана, возникновение разрыва рассматривается как развивающийся во времени процесс, который распадается на несколько качественно различных стадий.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ СЛОЖНО ПОСТРОЕННЫХ РАЗРЫВОВ

На материале Байджансайского антиклинория и на моделях показано, что крупные разрывы длительно формируются путем объединения более мелких разрывов, первоначально изолированных один от другого. Поэтому по мере увеличения размеров разрывов число их уменьшается.

Эмпирически установлена прямая пропорциональность между увеличением логарифма длины разрывов по простиранию ($\Delta \lg l$) и уменьшением логарифма их числа ($\Delta \lg n$):

$$\Delta \lg n = -1,3 \Delta \lg l. \quad (12)$$

Эта закономерность, а также величина коэффициента пропорциональности, равная 1,3, хорошо согласуются с общей сейсмологической закономерностью повторения землетрясений различной энергии, установленной Б. Гутенбергом, Ч. Тсубои, Ю. В. Ризниченко, И. Л. Нерсесовым и другими сейсмологами. При определенной интерпретации этой эмпирической закономерности (Гзовский, 1957, 1960) оказывается, что изменение логарифма величины разрывов ($\Delta \lg l$) связано с изменением логарифма их числа ($\Delta \lg n$) именно той закономерностью, которая констатирована в Байджансайском антиклинории, причем коэффициент пропорциональности в среднем должен иметь величину 1,2. Такое совпадение указывает на то, что в Байджансайском районе была отмечена закономерность, имеющая широкое распространение. Она может быть использована в инженерной геологии и при поисках и разведке полезных ископаемых для того, чтобы приблизительно предвидеть число разрывов определенной величины, если известно (например, по аэрофотоснимкам) число разрывов другой величины (см. главу 37).

В Байджансайском антиклинории и на моделях получены данные, позволяющие разделить процесс формирования крупного, сложно построенного разрыва на многочисленные импульсы, каждый из которых распадается на три основные стадии: подготовительную – когда зарождаются отдельные относительно мелкие трещины; главную – когда ранее возникшие изолированные трещины сливаются в одно нарушение; завершающую – когда смещение по возникшему крупному разрыву вызывает образование мелких дополнительных трещин. Нами приводятся характеристики нескольких различных механизмов образования крупных разрывов.

В главе 39 обращено внимание на то, каким образом развитие разрыва изменяет напряженное состояние среды вокруг него. Этот новый в тектонике вопрос имеет большое значение для выяснения причин различного ветвления жил, для установления закономерностей образования четковидных рудных тел, для объяснения и использования волнистости разрывов. Он важен также для прогноза энергии землетрясений по геологическим данным.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗРЫВОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Данные о тектонических полях напряжений и физические представления об условиях, которые необходимы для возникновения отдельного простого разрыва, дают возможность предвидеть, как разрывы распределены в пространстве и какова последовательность их развития во времени.

На основании полевых наблюдений и изучения моделей с привлечением поляризационно-оптического метода установлены основные особенности распределения разрывов, связанных с развитием складок продольного расплющивания и продольного изгиба (главы 29 и 30) и поперечного изгиба (главы 31 и 32), а также с деформацией сдвига (главы 33–35). В результате объяснены многие соотношения между крупными и мелкими нарушениями в Байджансайском антиклинории.

Для одной из широко распространенных в земной коре деформаций поперечного изгиба на моделях констатированы количественные соотношения между логарифмом среднего числа разрывов (n), возникающих за единицу времени в определенном объеме материала, и величиной градиента скорости движений $|grad V|$ верхней поверхности модели (глава 32). Эмпирические соотношения согласуются с теоретически выведенной формулой

$$\ln n \approx \frac{\Phi}{\zeta} \eta_{III} |grad V| - \frac{P_{1r}}{\zeta_r}, \quad (13)$$

которая содержит величины, характеризующие прочность материала (P_{1r} ; ζ_r) и вязкость (η_{III}), а также особенности деформации (Φ).

Многочисленные примеры совпадения теоретических выводов с независимо полученными результатами наблюдений над разрывами указывают на то, что развитие новой физической теории тектонических разрывов идет по верному пути. Во всех случаях сопоставления теории с фактами существенно то, что теория учитывает влияние времени. Большой теоретический и практический интерес представляют возможности проведения различных расчетов, связанных с тектоническими разрывами.

6. ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕКТОНОФИЗИКИ

ВОПРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ С РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКОЙ

Тектонофизические исследования в Байджансайском антиклинории помогли увязать регионально-тектонические данные с результатами детальных наблюдений над мелкими структурными формами на отдельных небольших участках месторождений. Они показали, что многие из мелких дополнительных тектонических нарушений по своему механизму не подобны крупным региональным нарушениям. Мелкие сдвиги, пологие надвиги и складки с вертикальными шарнирами действительно существуют, но они являются локальными осложнениями региональной структуры. Они возникали при определенных местных условиях и не характеризуют условий деформирования всего региона. Направления осей напряжений, преобладающие на всей площади антиклинория, не совпадают с теми направлениями, которые были бы в случае покровно-сдвиговой структуры.

Следовательно, в результате тектонофизических исследований можно утверждать, что строение Байджансайского антиклинория в целом не покровно-сдвиговое (как считалось раньше), а глыбово-складчатое с автохтонным залеганием всех толщ.

Так тектонофизические исследования подтвердили регионально-тектонические представления.

Несмотря на широкое развитие мелкоамплитудных сдвигов в Главной Каратауской зоне разрывов и рядом с ней, эти сдвиги нельзя привлекать для доказательства того, что общее смещение в зоне разрывов было сдвиговым,

так как поле напряжений, при котором они возникли, существенно отличается от полей напряжений, возникающих при деформации сдвигания в горизонтальном направлении.

В Главной Каратауской зоне разрывов преобладали вертикальные смещения крыльев, направления которых изменялись с течением времени. Так, например, юго-западное крыло опускалось в ордовике, среднем и верхнем девоне и в турнейском веке. В верхнем палеозое оно преимущественно поднималось, но в конце этого времени испытывало и кратковременные опускания.

Тектонофизическое рассмотрение отдельных складок показало, что в верхнем палеозое их рост был неравномерным во времени.

Подъем крупных антиклиналей поперечного изгиба прерывался их кратковременным опусканием по отношению к соседним синклиналям. Наиболее крупные складки сформировались в среднепалеозойских слоях путем поперечного изгибания, вследствие вертикальных перемещений пластичных глыб в нижнепалеозойском основании.

Среди мелких дополнительных складок внутри среднепалеозойского структурного этажа преобладают складки продольного сжатия (главным образом продольного расплющивания). Почти для всех этих складок установлены причины местного появления продольного сжатия слоев. Общими причинами явились неравномерные в пространстве и во времени вертикальные движения пластичных глыб нижнепалеозойского основания.

Эти выводы автора, относящиеся к Байджансайскому антиклинорию, совпадают с общими представлениями В. В. Белоусова о том, что вертикальные глыбовые движения играют первостепенную роль в формировании складчатой структуры.

После установления истории и механизма возникновения каждой из складок Байджансайского антиклинория была составлена карта возраста и генезиса складок и разрывов.

Материалы по Байджансайскому антиклинорию показывают, что классификации складок и разрывов должны строиться на основе следующих признаков: 1) морфологические особенности; 2) физические особенности механизма формирования, проявляющиеся внутри складки или разрыва; 3) геологические процессы, происходящие вне складки или разрыва и создающие те внешние силы, под действием которых они появляются.

В истории тектонического развития Байджансайского антиклинория, как и многих других частей земной коры, были продолжительные периоды, когда осадконакопления не происходило (верхний палеозой). Они соизмеримы с длительностью осадконакопления.

Тектонофизический анализ, особенно изучение тектонических полей напряжений, позволил наметить расчленение 85 млн. лет верхнего палеозоя на пять этапов.

I этап – время усилившегося подъема главных антиклиналей поперечного изгиба, при слабом развитии продольных разрывов (поле напряжений первого типа); II этап – соответствует наибольшим временным опусканиям главных антиклиналей (поле напряжений второго типа); III этап – время повторно усилившегося подъема главных антиклиналей и интенсивного развития главным образом продольных разрывов (поле напряжений первого типа); IV этап – время наибольшего образования разрывов, поперечных к осям главных складок (поле напряжений третьего типа, соответствующее поздним стадиям роста складок поперечного изгиба); V этап – время прекращения роста главных складок и наибольшего развития мелкоамплитудных сдвигов, наложенных на складчатую структуру (поле напряжений четвертого типа).

Первый и третий типы полей напряжений создавались в главных антиклинальных складках одними и теми же силами, направленными снизу вверх. Второй тип поля возникал при значительном ослаблении этих сил,

когда становилось возможным опускание антиклиналей. Четвертый тип поля напряжений не зависит от развития складок. Средняя продолжительность каждого верхнепалеозойского этапа оказалась равной 17 млн. лет.

Следовательно, тектонофизическими исследованиями можно достичь почти такого же дробного разделения истории тектонических движений для времени общего поднятия коры, какое достигается тектоническими методами для времени ее опускания.

Материалы, опубликованные рядом специалистов по рудным месторождениям различных районов (Вольфсон, 1947, 1960; Вировлянский, 1960; Невский, 1960в; Бородаевский, 1960 и др.), с полной очевидностью показывают, что во время длительных периодов общего поднятия не только в Байджансайском районе, но и во многих других местах напряженное состояние земной коры многократно изменяется, причем условия сжатия чередуются с условиями растяжения, а направления осей напряжений скачкообразно изменяются с течением времени.

ВОПРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ С ПОИСКАМИ, РАЗВЕДКОЙ И РАЗРАБОТКОЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Новое понимание тектоники Байджансайского антиклинория привело к необходимости уточнения поисковых критериев на полиметаллические руды.

На основании ряда эмпирических закономерностей распределения рудопроявлений в Байджансайском антиклинории нами была принята точка зрения о гидротермальном происхождении и верхнепалеозойском возрасте полиметаллического оруденения.

При прогнозе гидротермальных рудных тел, не выходящих на поверхность, были использованы представления, вытекающие из проведенного тектонофизического исследования:

1. Разрывы и трещины, в которых залегают руды, возникали в связи с развитием складок.

2. Время существования и подъема рудоносных гидротермальных растворов совпало с началом III этапа развития структуры антиклинория в верхнем палеозое. В это время происходило разрастание разрывов, более или менее параллельных осям главных складок. Поэтому руды залегают в таких продольных разрывах, а более поздние поперечные и косые разрывы, возникшие в IV и V этапах, безрудны.

3. В складках, имеющих разный механизм образования, участки, благоприятные для формирования промышленных рудных тел в продольных разрывах, находятся в разных местах. Из полей напряжений, свойственных складкам, следует, что у складок поперечного изгиба (которые являются основными в Байджансайском антиклинории) наиболее благоприятны крылья. У складок продольного изгиба (к которым в Байджансайском антиклинории относятся некоторые из дополнительных складок) наиболее благоприятна внутренняя часть складки вблизи от осевой поверхности.

4. Промышленные рудные тела могут формироваться в местах, где нет крупных разрывов, или в стороне от них. Это ожидалось потому, что многочисленные мелкие нарушения, достаточные для циркуляции рудоносных растворов, появляются на ранних стадиях развития разрывов, когда крупных разрывов еще не возникло. Сформировавшиеся позднее крупные разрывы могут быть слишком молодыми и поэтому безрудными, а также проходить в стороне от более ранних мелких нарушений с рудными телами. Такие соотношения ожидалось в Байджансайском антиклинории, поскольку было выяснено, что время существования и поступления с глубины

рудоносных гидротермальных растворов здесь совпало с началом развития крупных разрывов.

При прогнозе скрытых на глубине рудных тел, кроме того, принималось во внимание, что наиболее благоприятны для рудообразования нижние части карбонатных толщ и что на большей части площади антиклинория имеются верхнепалеозойские магматические проявления (типабиссальные интрузии).

На основании перечисленных и дополнительных признаков в пределах Байджансайского антиклинория автором выделены шесть главных и несколько второстепенных полос, наиболее перспективных для поисков. Эти полосы распределены довольно равномерно по большей части антиклинория. Три из них проходят в местах, где раньше не было известно почти никаких признаков руды. Многие участки с предполагаемыми скоплениями руды расположены в полосах на глубине. Таким образом, были установлены перспективы нахождения в Байджансайском антиклинории скрытых на глубине рудных тел.

При последующих поисках в перспективных полосах было сосредоточено наибольшее число маршрутов. В итоге нам удалось открыть на поверхности много новых рудопроявлений и указать участки для поискового бурения. Число мест с рудопроявлениями возросло в 2 раза.

В дальнейшем другими исследователями под руководством А. П. Соловова геохимической съемкой (спектральными анализами) было подтверждено, что полиметаллы преимущественно скоплены на крыльях крупных складок поперечного изгиба. Последующее бурение, проведенное Н. М. Митряевой, Т. Е. Масаловой и П. Г. Шиловым (Южно-Казахстанское геологическое управление), увенчалось открытием скрытых на глубине промышленных рудных тел. Промышленные руды были встречены как в швах крупных разрывов, так и на небольшом расстоянии от них. Рудные тела в некоторых дополнительных складках продольного сжатия, расположенных на крыльях крупных складок поперечного изгиба, имеют седловидную форму и сосредоточены около осевых поверхностей складок.

При дальнейших поисках и разведке будет иметь значение установленная нами закономерность не плоской, а волнистой формы разрывов, которая обусловлена их механизмом формирования. Эта форма должна учитываться при проектировании горных выработок, прослеживающих разрыв. Она может быть использована для разделения разрывов по степени благоприятности для рудообразования.

Из представлений о механизме формирования крупного разрыва следует, что разные части одного и того же разрыва могут быть в различной мере благоприятны для оруденения, и поэтому богатые рудой части должны закономерно чередоваться с бедными. Отсутствие руды на некоторой части разрыва не означает безрудности остальных его частей. Выклинивание рудного тела с глубиной не исключает возможности нахождения еще глубже следующего рудного тела. Значит, разведка должна целиком охватывать весь благоприятный для рудообразования участок.

Если в начале разведки знать, какие тектонические поля напряжений существовали после формирования руды, то можно предвидеть типы разрывов, осложняющих форму рудных тел на глубине.

Приведенные выводы о некоторых типах влияния тектоники на распределение гидротермальных руд имеют значение не только для Байджансайского антиклинория. Сейчас известны материалы ряда исследователей (А. В. Королев, В. Э. Поярков, В. И. Смирнов, Г. Ф. Яковлев, В. Н. Выдрин, П. А. Никифоров, Ф. И. Вольфсон, В. А. Невский, Г. М. Вировлянский, И. А. Никольский, Ю. С. Шихин), из которых следует, что исполь-

зованные нами тектонофизические признаки могут найти применение во многих районах.

Развитие тектонофизики имеет существенное значение для усовершенствования методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. В работах В. М. Крейтера, А. В. Пэка, В. И. Смирнова, Ф. И. Вольфсона, Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцева, Н. И. Бородаевского, И. П. Кушнарера, Ю. А. Розанова, А. А. Белицкого, О. И. Чередниченко и многих других содержатся примеры тектонофизического подхода к вопросам разведки месторождений. В настоящее время наиболее полно раскрыты тектонофизические вопросы, связанные с рудными месторождениями. Несомненно, что при поисках и разведке месторождений угля, нефти, газа и других полезных ископаемых тектонофизический анализ также может оказаться полезным. Имеются перспективы использования тектонофизики и при разработке месторождений. Прогноз трещиноватости и напряжений в массиве поможет выбрать наиболее рациональную систему разработки, предусмотреть кусковатость руд, повысить нефтеотдачу пластов, предвидеть места возникновения выбросов угля и т. д.

ВОПРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ С ИЗУЧЕНИЕМ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

На основе общих выводов, сделанных на материале Байджансайского антиклинория, автором были начаты исследования, связанные с глубинными геологическими и геофизическими процессами. На примере крупных складок поперечного изгиба выяснено (глава 32), что о напряженном состоянии в недрах можно судить по величине градиента скорости тектонических движений на верхней поверхности земной коры, если известны механизм деформации и механические свойства вещества. Таким путем по формулам (7) и (8) можно приближенно вычислить величину всестороннего давления и интенсивность касательных напряжений. Эта идея применима при рассмотрении разных проблем.

Удается установить, что магмы основного и ультраосновного состава возникают в нижней части земной коры и в верхней части подкоревой оболочки в местах столь сильного снижения всестороннего сжатия, что его можно считать одной из главных причин возникновения этих магм.

Для магм кислого и щелочного среднего состава установлена другая обстановка возникновения. Они часто образуются в местах, где всестороннее сжатие не только не уменьшается, но даже увеличивается. Поэтому для них надо предполагать другие причины возникновения (Гзовский, 1962).

Следовательно, привлекая тектонофизику, удалось отметить различие в физических условиях возникновения основных и кислых магм и этим добавить веский аргумент в пользу представлений Ф. Ю. Левинсон-Лес-синга о возможности самостоятельного возникновения кислых магм независимо от основных.

Вывод о возможности использовать движения земной коры для суждения о напряжениях на глубине лег в основу предложенных автором геологических критериев верхнего предела силы землетрясений для каждого района. Чисто сейсмологического метода определения этой важной величины пока не существует.

Большое значение для прогноза сейсмичности имел вывод о возникновении крупного разрыва путем объединения многих относительно мелких и ранних разрывов. Эмпирический график, составленный на примере Байджансайского антиклинория, позволил установить, что существует линейная зависимость логарифма числа разрывов от логарифма их величины (см. формулу 12). Это дало

ясное физическое объяснение недавно выявленной сейсмологами эмпирической связи между числом и энергией землетрясений. Наш график оказался в хорошем количественном соответствии с сейсмостатистикой.

В итоге укрепилось теоретическое обоснование для прогноза средней повторяемости во времени землетрясений большой силы, если известна повторяемость лишь весьма слабых землетрясений. Тектонофизический подход открыл возможность приближенного вычисления повторяемости сильных землетрясений, как средней величины для больших промежутков времени порядка 10 000 лет и больше. Это важно потому, что именно такие средние величины имеют большое значение при составлении карт сейсмического районирования. Получение надежных значений этих величин чисто сейсмостатистическим методом невозможно (Гзовский, 1957, 1960).

Приведенные результаты показывают перспективность развития тектонофизики в связи с изучением глубинных процессов. Это направление исследований имеет большое значение для геологии ближайшего будущего.

*RESUME***M. V. GZOVSKY****GENERAL PROBLEMS OF TECTONOPHYSICS
AND TECTONICS OF THE BAIJANSAI
ANTICLINORIUM**

The study of physics of tectonic phenomena – *tectonophysic* – is a new trend of research which is developing along the tectonics – physics – geophysics borderline.

Tectonophysics helps to predict details of structure through depth and in bad exposed districts, and therefore it has much significance for the search and prospecting of mineral deposits.

Tectonophysics opens perspectives for utilization of data on geology of the upper layer of the Earth's crust for the purpose of studying deep processes taking place in the lower layer of the crust and in Earth's mantle. For instance, conditions for the origin of magma and earthquakes can be thus studied.

This book contains a system of conceptions which form physical basis of the tectonophysics. New methods of field and laboratory investigations are described in it.

Folds and faults of the Bajansai anticlinorium taken as examples, it proved possible to make essential additions to the general conception concerning the mechanism of fold formation. New trend in the study of folds is outlined. The Bajansai anticlinorium is the first one where immediate causes of the origin of the almost all there existent big and small folds and of the majority of faults were studied and ascertained.

The Bajansai anticlinorium materials served to work out a new conception concerning tectonic stress fields, a conception which has an essential meaning for the study of deep processes.

New notions of the mechanism of fold and fault formation were successfully used for prediction of ore deposits.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
- Абдурагимова Л. А., Ребиндер П. А., Серб-Сербина Н. Н. Упруго-вязкостные свойства тиксотропных структур в водных суспензиях бентонитовых глин.— Коллоид. журн., 1955, т. 17, № 3.
- Агранат Н. Н. и Воларович М. П. О вычислении предельного напряжения дисперсных систем в опытах с коническим пластометром.— Коллоид. журн., 1957, т. 19, вып. 1.
- Ажгирей Г. Д. О механизме складчатости. Геология и горное дело. Сб. Моск. ин-та цвет. мет., № 16. Металлургиздат, 1947.
- Ажгирей Г. Д. Участие древнего кристаллического основания в альпийской складчатости Центрального Кавказа.— БМОИП, отд. геол., 1951, т. 26, вып. 4.
- Ажгирей Г. Д. К методам изучения форм и происхождения крупных тектонических структур. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Айзенберг М. А. Плотность горных пород Грузии. В кн.: «Разведочная и промысловая геофизика». ВНИИГеофизика, вып. 23, 1958.
- Александров А. П. О хрупкости.— Вестн. АН СССР, 1944, № 7-8.
- Александров А. П. Морозостойкость высокополимерных соединений. Труды I и II конф. высокомолеку. соед. Изд-во АН СССР, 1945.
- Александров А. П. и Журков С. Н. Явление хрупкого разрыва. ГТТИ, 1933.
- Алфрей Т. Механические свойства высокополимеров. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Амирасланов А. А. Основные типы месторождения свинца и цинка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Андреев П. С. Некоторые черты рудничной тектоники промышленного участка Карагандинского бассейна.— Сов. геол., 1948, № 31.
- Анисимов Б. Ф. Результаты исследований по разрушению известняка методом отрыва в условиях метростроя.— Вопросы горного дела, Углетехиздат, 1958.
- Антропов В. А. Исследование концентрации напряжений в пластинках, ослабленных круговым или прямоугольным центральным отверстием при растяжении. Ленингр. электротехн. ин-т, 1950.
- Апрессов С. М. Роль дизъюнктивной дислокации в нефтяных месторождениях. Азнеф-теиздат, 1947.
- Апрессов С. М. О глубине складчатых систем и глубинных разломов.— БМОИП, отд. геол., 1957, т. 32, вып. 4.
- Аристов В. В. Поисковое значение рудоконтролирующих структур и интрузивных пород на Алгачинском рудном поле (полиметаллический пояс Восточного Забайкалья).— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв., 1958, № 6.
- Арутюнян Н. Х. Некоторые вопросы теории ползучести. Гостехиздат, 1952.
- Асланова М. С. и Ребиндер П. А. Адсорбционные эффекты упругого последствия и ползучести в стеклянных волокнах.— Докл. АН СССР, т. 96, № 2, 1954.
- Афанасьев Н. Н. Статистическая теория усталостной прочности металлов. Изд-во АН УССР, 1953.
- Афендин Л. Г. Применение оптического метода для выяснения распределения напряжений возле некоторых горных выработок.— Горн. журн., 1938, № 5.
- Афоничев Н. А. Значение Джунгарского сброса в формировании альпийских структур Джунгарского Алатау.— Сов. геол., 1959, № 6.
- Бабичков В. А. О постоянстве сопротивления отрыву при растяжении надрезанных образцов (по экспериментам Г. В. Ужика).— Инж. сб., 1951, т. 9.
- Балабушевич И. А. Закономерности распределения плотности осадочных отложений Западного Донбасса.— Труды ИГН АН УССР, серия геофиз., 1958, вып. 2.
- Балакина Л. М. О распределении напряжений, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 11.
- Баландин П. П. К вопросу о гипотезах прочности.— Вестн. инж. и техн., 1937, № 1.

- Б а л а ш о в Д. Б. Исследование скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород при всестороннем давлении до 5000 кг/см^2 . — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 3.
- Б а р е н б л а т т Г. И. Об образовании горизонтальных трещин в пласте при гидравлическом разрыве нефтеносного пласта. — Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1956, № 9.
- Б а р е н б л а т т Г. И. О равновесных трещинах, образующихся при хрупком разрушении. Общие представления и гипотезы. Осесимметричные трещины. — Прикладная математика и механика, 1959, т. 23, вып. 3.
- Б а р е н б л а т т Г. И., Ч е р е п а н о в Г. П. О расклинивании хрупких тел. — Прикладная математика и механика, 1960, т. 24, вып. 4.
- Б а р е н б л а т т Г. И., Ч е р е п а н о в Г. П. О равновесии и распространении трещин в анизотропной среде. — Прикладная математика и механика, 1961, т. 25, вып. 1.
- Б а р к о в А. С. и С о к о л о в Н. И. Трещиноватость палеозоя Самарской луки и ее выражение в геоморфологии. — Труды Гидротехинститута (ВОДГЕО). М.— Л., 1935.
- Б а р т е н е в Г. М. Зависимость прочности от временного действия нагрузки при хрупком разрыве. — Докл. АН СССР, 1950, т. 21, № 1.
- Б а р т е н е в Г. М. Явление хрупкого разрыва у силикатного стекла. — ЖТФ, 1951, т. 21, № 5.
- Б а р т е н е в Г. М. О временной и температурной зависимости прочности твердых тел. — Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1955, № 9.
- Б а р т е н е в Г. М. и Г а л и л - О г л ы Ф. А. Динамическая усталость и механизм разрушения резин при многократных деформациях. — Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 3.
- Б е з у х о в Н. И. Основы теории упругости, пластичности и ползучести. Изд-во Высш. школы, 1961.
- Б е л е в ц е в Я. Н. Типы рудных полей Криворожских железорудных месторождений и соображения о генезисе железных руд. — Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 2.
- Б е л е в ц е в Я. Н. К вопросу о фазах формирования структур Криворожской метаморфической полосы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 6.
- Б е л е в ц е в Я. Н. и Т о х т у е в Г. В. К вопросу о рациональности термина «кливаж». Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
- Б е л е в ц е в Я. Н. и Т о х т у е в Г. В. Кливаж как особая форма микротектонических структур и его практическое и теоретическое значение. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Б е л и к о в Б. П. Модули упругости различных типов горных пород СССР. — Труды ИГН СССР, № 146, 1952.
- Б е л и к о в Б. П. О методе изучения трещинной тектоники месторождений строительного и облицовочного камня. Изд-во АН СССР, 1953.
- Б е л и к о в Б. П. Упругие и некоторые прочностные свойства горных пород. Труды ИГЕМ, вып. 43, 1961.
- Б е л и ц к и й А. А. К вопросу о механизме образования кливажных трещин. — Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1949, вып. 6. Новосибирск.
- Б е л и ц к и й А. А. Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения. Госгеолтехиздат, 1952.
- Б е л и ц к и й А. А. К вопросу о классификации тектонических разрывов. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1959а, т. 99. Изд. Томск. ун-та.
- Б е л и ц к и й А. А. К разработке методики прогноза нарушенности шахтных полей Кузбасса. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1959б, т. 99. Изд. Томск. ун-та.
- Б е л и ц к и й А. А. Механизм образования трещиноватости и тектонических разрывов. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Б е л о с т о ц к и й И. И. Некоторые примеры деформации осадков в период их отложения. — БМОИП, т. 30, 1955, вып. № 4.
- Б е л о у с о в В. В. Большой Кавказ. — Труды ЦНИГРИ, 1938, вып. 108; 1940, вып. 121; 1939, вып. 126.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы механизма складкообразования. — БМОИП. отд. геол., 1947а, т. 22, вып. 3.
- Б е л о у с о в В. В. О происхождении складчатости. — Сов. геол., 1947б, № 16.
- Б е л о у с о в В. В. Общая геотектоника. Госгеолтехиздат, 1948.
- Б е л о у с о в В. В. Проблемы внутреннего строения Земли и ее развития. Статьи 1, 2. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 1; серия геофиз., № 2. 1951.
- Б е л о у с о в В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР. 1952, № 17 (144).
- Б е л о у с о в В. В. Очередные проблемы общей геотектоники. — Сов. геол., 1954, № 41.
- Б е л о у с о в В. В. Внутреннее строение и развитие Земли в свете геотектонических данных. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955а, № 26 (153).
- Б е л о у с о в В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955б, № 3.
- Б е л о у с о в В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Б е л о у с о в В. В. Типы и происхождение складчатости. — Сов. геол., 1958а, № 1.
- Б е л о у с о в В. В. Результаты и перспективы тектонофизических исследований. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1958б, № 11.

- Белоусов В. В. Тектонофизика — новое перспективное направление в геологии.— Вестн. АН СССР, 1958в, № 11.
- Белоусов В. В. Геологическая оценка некоторых современных геофизических представлений.— БМОИП, отд. геол., т. 33, 1958г, вып. 4.
- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез.— Сов. геол., 1960а, № 7.
- Белоусов В. В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости). В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960б.
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники.— Вестн. МГУ, 1960в, № 5.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Геосинклинали, их строение, история и законы развития. Каледонская геосинклиналь Великобритании.— БМОИП, отд. геол., 1945, т. 20, вып. 5-6.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В., Горячев А. В. О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями. Статьи 1, 2.— БМОИП, отд. геол., 1951, т. 26, вып. 1 и 2.
- Белоусов В. В. и др. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование.— Сов. геол., 1949, № 39.
- Белоусов В. В., Кириллова И. В., Сорский А. А. Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1952, № 5 и 3.
- Белоусов В. В., Кузнецова К. И. К вопросу о физических условиях образования тектонических разрывов.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1949, № 6.
- Белоусов В. В., Черткова Е. И., Эз В. В. Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба.— БМОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5.
- Беляев Н. М. Сопротивление материалов. Гостехиздат, 1953.
- Белянкин Д. С., Залесский Б. В., Беликов Б. П. О работах Академии наук в области изучения строительного камня. Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 89, серия петрогр., № 28.
- Берзон И. С. Об определении показателя степени функции расхождения для преломленных волн по экспериментальным данным.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1951, № 4.
- Берзон И. С. Об изменении преобладающих частот сейсмических волн при увеличении расстояния от источника колебаний. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 1.
- Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И., Заварицкий А. Н. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
- Бизнигаев А. Д. Платформенные складки Ставрополя, их типы и особенности. Вопросы разведки, бурения, добычи, транспорта и хранения нефти и газа.— Труды Акад. нефт. пром., 1955, вып. 2.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Биллингс М. П. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд. МОИП, 1947а.
- Богданов А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта.— Сов. геол., 1947б, № 16.
- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. — Сов. геол., 1949, № 40.
- Бокштейн М. Ф., Пригоровский Н. И., Соколов С. И., Щеголевская Н. А. Новый материал «глифтамал» для плоских моделей поляризационно-оптического метода исследования напряжений.— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1956, № 2.
- Бончковский В. Ф. Некоторые обобщения результатов наблюдений наклонов земной поверхности.— Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1959, № 7 (174).
- Борисов А. А. и Буялов Н. И. К механике образования грабенов эмбенских куполов. Нефт. хоз., 1938, № 5.
- Бородаевский Н. И. О приемах анализа данных, получаемых при изучении структуры рудных полей. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Бриджмен П. В. Исследование больших пластических деформаций и разрыва. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Бронгулеев В. В. О принципе классификации складчатых структур земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформ. Материалы к позн. геол. строения СССР. — БМОИП, нов. серия, 1951, вып. 14, 18.
- Бронгулеев В. В. О важнейших кинематических типах складчатых структур земной коры. (Автореферат доклада).— БМОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 4.
- Бронгулеев В. В. Основные черты строения и развития среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.
- Бубличенко Н. Л. К происхождению куполовидной складчатости в Каратау.— БМОИП, 1952, т. 27, вып. 4.

- Бубнов С. Н. Тектонические фазы и характер процессов деформации Земли, связанных с ее внутренней динамикой.— БМОИП, 1958, т. 33, вып. 1.
- Буданов Н. Д. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала.— Сов. геол., 1957, № 58.
- Будько В. М. К характеристике некоторых продуктов минерализации разрывных нарушений на поле Челекен. В кн.: «Геология Закаспия», вып. 1. М.—Л., 1958.
- Буялов Н. И. Структурная и полевая геология. Гостопиздат, 1953.
- Ванифатов Н. И. Кливаж и управление горным давлением.— Уголь, 1953, № 6.
- Васильев Ю. И. Об определении коэффициента поглощения сейсмических волн.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1951, № 4.
- Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в восточном Закавказье.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1940, ч. 69, вып. 2-3.
- Вассоевич Н. Б. Волновые тектонические движения и миграция нефти.— Азерб. нефт. хоз., 1951, № 4.
- Введенская А. В. Определение полей смещения при землетрясениях с помощью теории дислокаций.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 3.
- Введенская А. В. О смещениях на поверхности разрыва, сопровождающегося скольжением. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 2.
- Вейцман И. П., Косминская И. П. и Ризниченко Ю. В. Новое о строении земной коры в Средней Азии по данным глубинного сейсмического зондирования. Тезисы докладов на XI Генеральной Ассамблее Междунар. геодез. и геофиз. союза. Изд-во АН СССР, 1957.
- Великовский Д. С. Консистентные смазки. Гостоптехиздат, 1945.
- Верещагин Л. Ф. Новейшие работы в области высоких давлений. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1948.
- Верещагин Л. Ф. и Иванов В. Е. Газовый компрессор для исследований при сверхвысоких давлениях.— Приборы и техника эксперимента, № 4, 1957.
- Виллис Б. Механика Аппалачской структуры. ОНТИ, М., 1934.
- Виллис Б. и Виллис Р. Структурная геология. Пер. с англ. Баку. 1932.
- Виноградов Г. В. Оптические методы исследования деформации смазок.— Докл. АН, 1950, т. 71, № 3.
- Виноградов Г. В. Строение, оптические и механические свойства псевдогелей мыл (смазок). Труды Всесоюз. конф. по коллоид. химии. Изд-во АН УССР, 1952.
- Виноградов Г. В., Гвоздев М. М. Упругие и прочностные свойства смазок.— Докл. АН СССР, 1952, т. 86, № 2.
- Виноградов Г. В., Климов К. И. Упруго-пластические свойства кальциевых смазок. Докл. АН СССР, 1947а, т. 57, стр. 911.
- Виноградов Г. В. и Климов К. И. Модуль сдвига и предел текучести кальциевых смазок.— Докл. АН СССР, 1947б, т. 58, № 8.
- Виноградов Г. В. и Климов К. И. Температурная характеристика упруго-пластических свойств смазок. — Докл. АН СССР, 1950, т. 71, № 2.
- Виноградов Г. В., Манин В. Н. Поляризационно-оптическое исследование процессов течения концентрированных растворов высокополимеров.— ЖТФ, 1957, т. 29, № 2.
- Виноградов Г. В., Павлов В. П. Зависимость скорости деформации кальциевых смазок от напряжения сдвига.— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 7.
- Виноградов С. Д. Экспериментальное изучение числа разрывов по энергии при разрушении горных пород. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 2.
- Виноградов С. Д., Кузнецова К. И. Методика и приборы для исследования разрушения материалов в условиях простого сдвига. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 5.
- Вировлянский Г. М. Выявление характера и плана деформаций при анализе структуры рудных полей. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Гостеолтехиздат, 1960.
- Волярович М. П. Исследование пластичных свойств глины методом вращающегося цилиндра. — Ж. прикл. физ., 1930, т. 7, вып. 5.
- Волярович М. П. Исследования вязкости расплавленных горных пород.— Зап. Всеросс. минерал. о-ва, 1940а, т. 69, № 2-3.
- Волярович М. П. О влиянии давления до 1000 кг/м^2 на вязкость высоковязких жидкостей (в смазочных маслах и др.). — Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1940б, № 3.
- Волярович М. П. О применении высоких давлений при экспериментах в области геологических наук и геофизики.— Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1940в, № 6.
- Волярович М. П. Исследование реологических свойств дисперсных систем.— Коллоид. журн., 1954а, т. 16, № 3.
- Волярович М. П. Сопоставление по структурно-механическим свойствам коллоидных систем и высокомолекулярных соединений.— Коллоид. журн., 1954б, т. 16, № 6.
- Волярович М. П. Исследование физико-механических свойств горных пород при различных давлениях. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Гостеолтехиздат, 1960а.
- Волярович М. П. Исследование свойств торфа и процессов, в нем протекающих, при помощи радиоактивных изотопов.— Коллоид. журн., 1960б, т. 22, № 5.
- Волярович М. П. Исследование физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях. Сиб. отд. АН СССР, Геол. и геофиз., № 4, 1961.
- Волярович М. П. и Балашов Д. Б. Изучение влияния всестороннего давления до

- 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ на скорость распространения упругих волн в образцах углей.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 34 (161).
- В о л а р о в и ч М. П., Б а л а ш о в Д. Б. Исследование скоростей упругих волн в образцах горных пород при давлении до 5000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 3.
- В о л а р о в и ч М. П., Б а л а ш о в Д. Б., П а в л о г р а д с к и й В. А. Исследование сжимаемости изверженных горных пород при давлениях до 5000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.—Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 5.
- В о л а р о в и ч М. П. и Б а ю к Е. И. Влияние всестороннего давления до 4000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ на упругие свойства образцов горных пород.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 1.
- В о л а р о в и ч М. П. и Г у р е в и ч А. С. Исследования зависимости динамического модуля упругости горных пород от температуры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 4.
- В о л а р о в и ч М. П., М а л и н и н Н. И. Исследование реологических свойств торфов пониженной влажности.— Коллоид. журн., 1958, т. 20, № 3.
- В о л а р о в и ч М. П. и П а р х о м е н к о Э. И. Пьезоэлектрический эффект горных пород. Докл. АН СССР, 1954, № 2; Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 3.
- В о л а р о в и ч М. П., П а р х о м е н к о Э. И. Изучение явлений внезапных выбросов и других движений угля путем сжатия образцов цилиндрической формы в стальных цилиндрах с боковым отверстием. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 34 (161).
- В о л а р о в и ч М. П., П а р х о м е н к о Э. И. Исследование разрушений при кручении тонких образцов горных пород при одностороннем давлении.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 2.
- В о л а р о в и ч М. П., П а р х о м е н к о Э. И. Моделирование связи возмущения электрического поля горных пород при пьезоэлектрическом эффекте с сейсмическими явлениями.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 1.
- В о л а р о в и ч М. П., П а р х о м е н к о Э. И., С о б о л е в Г. А. Исследование пьезоэлектрического эффекта кварцсодержащих горных пород в полевых условиях.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 3.
- В о л а р о в и ч М. П., С т а х о в с к а я З. И. и Б а л а ш о в Д. Б. Исследования упругих свойств горных пород при высоких давлениях. Тезисы докл. на XI Генеральной Ассамблее Междунар. геодез. и геофиз. союза. Изд-во АН СССР, 1957.
- В о л а р о в и ч М. П., С т а х о в с к а я З. И. Исследование модуля Юнга образцов горных пород при всесторонних давлениях до 5000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ методом изгиба.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 5.
- В о л а р о в и ч М. П., Т о л с т о й Д. М. и К о р ч е м к и н Л. И. О связи вязкости расплавов горных пород с магматической формулой акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. — Докл. АН СССР, 1937, т. 17.
- В о л к о в С. Д. Единая статистическая теория прочности материалов.— ЖТФ, 1953, т. 23, № 2.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Вопросы структуры Прииртышских месторождений на Алтае.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Изменение плана деформации в процессе развития структуры западного Карамазара. — Труды Моск. ин-та цвет. мет., 1947а, № 13, Металлургиздат.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Трещинные структуры и рудные столбы на Кансайском полиметаллическом руднике. — Сов. геол., 1947б, № 20.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим разрывам.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Некоторые вопросы трещинной тектоники. Всесоюз. заочн. политехн. ин-т, М., 1954.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Некоторые замечания по статье Г. И. Гуревича «О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе». — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 4.
- В о л ь ф с о н Ф. И. О структурных поисковых критериях на гидротермальных рудных полях.— Изв. Мин-ва высш. образов., серия цвет. мет., 1959, № 3.
- В о л ь ф с о н Ф. И. Место оруденения в ходе развития структур некоторых типов магматогенных месторождений. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат. 1960.
- В о л ь ф с о н Ф. И., Д р у ж и н и н А. И. Структурные типы свинцово-цинковых и вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1959.
- В о л ь ф с о н Ф. И., К р е й т е р В. М., Л у к и н Л. И. Основные итоги изучения структур рудных полей и месторождений в С С С Р. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 11.
- В о л ь ф с о н Ф. И., К у з н е ц о в К. Ф. О закономерностях размещения свинцово-цинково-вого оруденения в Приаргунском полиметаллическом поясе Восточного Забайкалья. Труды Комис. по закономерн. размещ., полезн. ископ. Изд-во АН СССР, 1953.
- В о л ь ф с о н Ф. И. и Л у к и н Л. И. Основные итоги изучения структур рудных месторождений в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- В о л ь ф с о н Ф. И., Л у к и н Л. И. Структурные и литологические критерии поисков слепых рудных тел гидротермальных месторождений. Материалы Всесоюз. совещ. по разраб. науч. основ поисков слепых руд. Госгеолтехиздат, 1958.

- Вольфсон Ф. И., Радкевич Е. А., Кузнецов К. Ф. Структурные факторы контроля оруденения и перспективы развития свинцово-цинковой промышленности в Восточном Забайкалье. Труды Читинск. ГУ, 1959.
- Вопросы разрушения и давления горных пород. Сб. статей к 25-летию со дня смерти проф. М. М. Протодяконова. Учпедтехиздат, 1955.
- Вятских Н. М. Оптический метод исследования жидких потоков.— Изв. НИИгидротех-ник, 1937, т. 20.
- Галдин Н. Е. Структурные особенности Белоусовского месторождения на Алтае. Изв. АН СССР, серия геол., — 1957, № 4.
- Галиев У. З. Разрывные нарушения в пермских образованиях на юго-востоке Татарии. Сов. геол., 1960, № 6.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры.— Докл. АН СССР, 1952, 87, № 6; Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 25 (152).
- Гамбурцев Г. А., Вейцман Л. С., Тулина Ю. В. Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 1.
- Гамбурцев Г. А., Вейцман Л. С. Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 9.
- Гарецкий Р. Г. Классические дайки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Гаркаленко И. А. Некоторые данные о плотности пород карбона западной части Донецкого бассейна.— Труды ИГН АН УССР, серия геофиз., 1958, вып. 2.
- Гвоздев А. А. Расчет несущей способности конструкций по методу предельного равновесия. Госстройиздат, 1949.
- Гзовский М. В. О современном состоянии некоторых основных понятий в учении о геосинклиналях.— БМОИП, отд. геол., 1948, т. 23, вып. 4.
- Гзовский М. В. Некоторые особенности развития колебательных движений в геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948б, № 6.
- Гзовский М. В. Волнистость простирания крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1953, № 2.
- Гзовский М. В. О задачах и содержании тектонофизики.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954а, № 3.
- Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954б, № 5.
- Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954в, № 6.
- Гзовский М. В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов.— Сов. геол., 1954г, № 41.
- Гзовский М. В. Механизм формирования крупных сложнопостроенных тектонических разрывов.— Разведка и охрана недр, 1956а, № 7.
- Гзовский М. В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре.— Разведка и охрана недр, 1956б, № 11.
- Гзовский М. В. Развитие тектонофизики.— Вестн. АН СССР. 1957а, № 4.
- Гзовский М. В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. Ч. 1 и 2.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957б, № 2-3.
- Гзовский М. В. Проблемы тектонофизики.— Природа, 1957в, № 6.
- Гзовский М. В. Сопоставление по тектонофизике.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957г, № 7.
- Гзовский М. В. Метод моделирования в тектонофизике. — Сов. геол., 1958, № 4.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 1 и 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Гзовский М. В. Тектонофизика — новая специальная область приложения механики к проблемам геологии. Аннотации докл. Всесоюз. съезда по теорет. и прикл. механике. Изд-во АН СССР, 1960а.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и сейсмическое районирование. — Бюлл. Совета по сейсмологии, № 8. Изд-во АН СССР, 1960б.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Докл. сов. геологов XXI сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород. Изд-во АН СССР, 1960в.
- Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960г.
- Гзовский М. В. Моделирование тектонических процессов. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960д.
- Гзовский М. В. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. В сб. «Неотектоника СССР». Рига, 1961.
- Гзовский М. В. Проблемы магматизма и тектонофизика. Материалы I Всесоюз. вулка-нол. совещ. Изд-во АН СССР, 1962.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление сейсмичности с тектоникой Гармского района.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 8 и 12.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы определения средней величины градиента скорости тектонических движений и некоторые результаты их применения.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 8.

- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. А., Рейснер Г. И. Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР, 1960, № 2-3.
- Гзовский М. В., Кузнецова И. М., Осокина Д. Н. Применение поляризационно-оптического метода при моделировании геологических процессов. В сб.: «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Изд-во ЛГУ, 1960.
- Гзовский М. В., Осокина Д. Н. Моделирование реологических процессов в твердых телах с поляризационно-оптическим исследованием напряжений. — Коллоид журн., 1960, т. 22, № 5.
- Гзовский М. В., Черткова Е. И. Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1953, № 6.
- Гильтшер Р. Теория и практика применения оптического метода исследования напряжений в упруго-пластической области. — Пробл. сов. металлургии, 1956, № 1 (25).
- Гинзбург И. И., Залесский Б. В. Исследование физических и химических свойств карбонатных пород. — Труды ИГН, вып. 122, серия петрогр., 1950, № 37.
- Гинзбург И. В., Розанов Ю. А. Поведение минералов в породах гранитного состава при воздействии высоких давлений. — Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 5.
- Глестон С., Лейдлер К., Эйринг Г. Теория абсолютных скоростей реакций. Изд-во иностр. лит., 1948.
- Гликман А. А., Давиденков Н. Н., Серенсен С. В., Фридман Я. Б., Шапошников Н. А., Щапов Н. П., Ягн Ю. И. О работах Г. В. Ужика в области прочности и пластичности. — Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1950, № 11.
- Гольденблатт И. И. Введение в теорию ползучести строительных материалов. Госстрой издат, 1952.
- Горшков Г. П. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и закон скальвующих напряжений. — Вестн. МГУ, 1947, № 1.
- Горшков Г. П. и Точилин М. С. О пликативных микродислокациях в марматитовых кварцитах протерозоя района Курской магнитной аномалии. — Уч. зап. МГУ, вып. 136, геол., 1949, т. 3.
- Гоцадзе О. Д., Кейлис-Борок В. И., Кириллова И. В., Коган С. Д., Кухтикова Т. И., Малиновская Л. Н., Сорский А. А. Исследование механизма землетрясений. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 40 (166).
- Григгс Д. Прочность и пластичность. В Справочнике для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Гришкова Н. П. Определение механических свойств и упругих постоянных пород Донбасса. В сб.: «Труды Комиссии по управлению кровлей и докл. на I Вседонецком совещ. по управлению кровлей». ОНТИ УССР, Харьков — Киев, 1937.
- Гула и Мэрин Дж. Нахождение теоретической зависимости между напряжением и деформацией в пластической области при переменном отношении напряжений. Механика. Сб. переводов и обзоров иностр. период. лит., № 5 (21).
- Губкин С. И. Теория обработки металла давлением. Металлургиздат, 1947.
- Губкин С. И. Деформируемость металлов. Металлургиздат, 1953.
- Губкин С. И., Добровольский С. И., Бойко Б. Б. Фотопластичность. Изд-во АН БССР, Минск, 1957.
- Гуль В. Е. и Черник И. М. Экспериментальное исследование распределения напряжений в процессе разрыва полимеров. — Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 4.
- Гуревич Г. И. О законе деформации твердых и жидких тел. — ЖТФ, 1947, т. 17, № 12.
- Гуревич Г. И. К вопросу о критериях прочности. — Изв. АН СССР, 1952, № 2.
- Гуревич Г. И. О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 3.
- Гуревич Г. И. К вопросу о физических основах теории распространения упругих волн. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955а, № 30 (157).
- Гуревич Г. И. О «механическом анализе вопросов тектоники» в его традиционном изложении. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955б, № 31 (158).
- Гуревич Г. И. К вопросу о природе медленных движений, связанных с землетрясениями. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955в, № 31 (158).
- Гуревич Г. И. Построения, лишенные смысла. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 4.
- Гуревич Г. И. Об исходных предпосылках подхода к моделированию в тектонике. Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 2 (169), 1959.
- Гуревич Г. И., Нерсесов И. А., Кузнецов К. К. О законе повторяемости землетрясений как следствии закономерностей деформации и дробления. — Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 6.
- Гутенберг Б. Скорости распространения сейсмических волн в земной коре. В сб.: «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Гутенберг Б. и Рихтер Ч. Сейсмичность Земли. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1948.
- Гухман А. А. Физические основы теплопередачи. Теория подобия и ее применение. Л.—М., 1934.
- Давиденков Н. Н. Динамические испытания металлов. М. — Л. Гос. изд., 1929
- Давиденков Н. Н. О кривой течения Людвига. — Изв. отд. техн. наук АН СССР, 1944, № 4-5.

- Давыдов Б. И. Об уравнении состояния твердых тел.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 12.
- Давыдов В. И. Изучение деформаций методом нанесения координатной сетки.— Завод. лабор., 1954, т. 20, № 1.
- Данилович В. Н. О происхождении кливажа в складчатой структуре.— Докл. АН СССР, 1949а, т. 68, № 2.
- Данилович В. Н. О волновой природе складчатости напластований.— Докл. АН СССР, 1949б, т. 66, № 3.
- Данилович В. Н. Схема кинематики надвига.— Докл. АН СССР, 1950, т. 26, № 2.
- Данилович В. Н. Трещинная тектоника и ориентировка движения покрова надвига. — Труды Иркутск. ун-та, 1950, т. 5, вып. 1.
- Данилович В. Н. Южная граница осадочных формаций Иркутского амфитеатра.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951 а, № 5.
- Данилович В. Н. О процессе надвига и дифференциальном градиенте движения. Труды Иркутск. ун-та, 1951б, т. 5, вып. 2.
- Данилович В. Н. Основы теории деформации геологических тел. Иркутск. кн. изд-во, 1953.
- Данилович В. Н. К вопросу о механизме сплошного складкообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
- Данилович В. Н. К применению некоторых понятий механики в геологии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 4.
- Данилович В. Н. О некоторых терминах, определяющих складки. Сиб. отд. АН СССР, геол. и геофиз., 1960, № 3.
- Делицин И. С. О пластической деформации кварцита.— Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 4.
- Делицин И. С. Проявление структур будинажа в кварцито-мраморных толщах юго-западного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 5.
- Делицин И. С. Относительная пластичность кварцита и мрамора.— Природа, 1959, № 5
- Делицин И. С. Причины возникновения метаморфической полосчатости кварц-диопсидовых пород Западного Прибайкалья. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтех-издат, 1960.
- Делицин И. С. и Розанов Ю. А. Экспериментальные данные по получению пластической деформации в кварците. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
- Делоне Б.Н. и Райков Д. А. Аналитическая геометрия. Гостехиздат, т.1, 1948; т. 2, 1949.
- Деменецкая Р. М. О некоторых закономерностях современной морфологии субстрата земной коры.— Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, 1957, вып. 6.
- Денисов Н. Я. и Ребиндер П. А. О коллоидно-химической природе связности глинистых пород.— Докл. АН СССР, 1946, т. 54, № 6.
- Денисов Н. Я. О стадийности деформации глинистых пород.— Докл. АН СССР, 1947, т. 56, № 1.
- Денисов Н. Я. К теории прочности глинистых пород.— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 6.
- Денисов Н. Я. Строительные свойства глинистых пород и их использование в гидротехническом строительстве. Госэнергоиздат, 1956.
- Дерягин Б. В. О затухании и дисперсии сейсмических волн.— Ж. геофиз., 1931, № 1-2.
- Дерягин Б. В. Затухание сейсмических и акустических волн и его зависимость от частоты. Ж. геофиз., 1932, № 3-4.
- Дзенс-Литовский А. И. Соляные купола и полосчатость каменной соли.— Природа, 1937, № 8.
- Динник А. Н. О работах, связанных с проблемой управления кровлей. В сб.: «Тр. Комиссии по управлению кровлей и докл. на 1 Вседонецком совещ. по управлению кровлей». ОНТИ УССР, Харьков — Киев, 1937.
- Динник А. Н. Продольный изгиб. ГОНТИ, М., 1939.
- Динник А. Н. О работе днепропетровской группы по вопросам, связанным с управлением кровлей горных выработок (Доклад на сессии АН УССР 27 июня 1936г.). Избр. тр. А. Н. Динника, т. III, Изд-во АН УССР, 1955.
- Динник А. Н., Моргаевский А. Б., Савин Г. Н. Распределение напряжений вокруг подземных выработок. Труды Совета по управлению горным давлением. Изд-во АН СССР, 1938.
- Дискуссия по вопросам прочности металлов.— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1951, № 9 и 11; 1951, № 5, 9 и 10; 1952, № 5.
- Долгинов Е. А. Об одной особенности тектонического разлинзования в осадочных толщах.— Науч. докл. Высш. школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 3.
- Долгинов Е. А. О характере разрывных нарушений, развитых в области древнего ядра Кавказа.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв., 1959, № 7.
- Доленко Г. Н. Тектонические разрывы Венского бассейна и их роль в формировании нефтяных и газовых залежей.— Геол. сб. Львов, геол. о-ва, 1958, № 5-6.
- Дулицкая Р. И. и Соколов С. И. Строение и физико-механические свойства каучука, коллогена и производных целлюлозы. Сб. физ.-хим. отд. ЦНИКА, 1927.
- Дымов А. Теории прочности, коэффициент безопасности и допускаемые напряжения. М.—Л., Гостехтеоретиздат, 1932.
- Елисеев Н. А. Структурные особенности рудных полей забайкальских молибденовых месторождений.— Сов. геол., 1947, № 26.

- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.
- Елисеев Н. А. По поводу так называемого «механического анализа» в геологической литературе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 11.
- Епинатьева А. М. Способ определения разности коэффициентов поглощения сейсмических волн.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1952, № 3.
- Ержанов Ж. С. К исследованию ползучести горных пород. Вест. АН КазССР № 1, 1962.
- Жарков В. Н. Вязкость недр Земли.— Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1960, № 11 (178).
- Желтов Ю. П. Об образовании вертикальных трещин в пласте при помощи фильтрующейся жидкости.— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1957, № 8.
- Желтов Ю. П. О моделировании образования трещин в горных породах.— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1959, № 4.
- Желтов Ю. В., Желтов Ю. П. О распространении горизонтальной трещины в горной породе под воздействием нефилтующейся жидкости в случае постоянного горного давления.— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1959, № 5.
- Желудев И. С. Изучение процесса разрушения горных пород при испытаниях на ударную нагрузку при помощи пьезоэлектрического датчика.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 13, 1958.
- Жемочкин Б. Н., Пашевский Д. П. Статика сооружений. Курс строительной механики. Ч. 3, М., 1950.
- Жигач К. Ф. и Злотник Д. Е. О структурно-вязких свойствах коллоидных суспензий глин. — Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 3.
- Журков С. Н. и Нарзуллаев Б. Н. Временная зависимость прочности твердых тел. ЖТФ, 1953, т. 23, № 10.
- Залесский Б. В. Вопросы физико-механической петрографической характеристики горных пород в связи оценкой их буримости.— Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 89 (28).
- Залесский Б. В. Методы исследования физико-механических свойств горных пород.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 13.
- Залесский Б. В., Лапин В. В., Тер-Григорян Н. С. Влияние степени однородности карбонатных пород на их физико-механические свойства.— Труды ИГН АН СССР, 1947, вып. 84, № 27.
- Залесский Б. В., Розанов Ю. А. Физико-механический эксперимент в петрографии. Труды 4-го совещ. по экспер. минерал. и петрогр. Изд-во АН СССР, 1958.
- Залесский Б. В., Розанов Ю. А. Методы изучения физико-механических свойств горных пород. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Залесский Б. В. и Санина Е. А. Исследование дифференцированной пористости карбонатных пород Самарской Луки.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 13.
- Залесский Б. В., Степанов В. Я., Флоренский К. П. Опыт изучения физических свойств известняков мячковского горизонта.— Труды ИГН, серия петрогр., 1950, вып. 122, № 37.
- Залесский Б. В., Тимченко И. П. Структурно-литологические особенности и физико-механические свойства карбонатных пород Сокского месторождения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 13.
- Заридзе Г. М. Петроструктурные исследования кристаллических пород части долины р. Баксан на Северном Кавказе.— БМОИП, 1958, т. 33, вып. 2.
- Захаров Е. Е. и Королев А. В. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. Изд-во АН СССР, 1940.
- Зегджа А. П. Теория подобия и методика расчета гидротехнических моделей. Госстрой-издат, 1938.
- Зейтц Ф. Г. Физика металлов. Гостехтеоретиздат, 1947.
- Зеленин А. Н. Физические основы теории резания грунтов. Изд-во АН СССР, 1950.
- Зеленин А. Н. и др. Результаты лабораторных исследований прочностных свойств мерзлых грунтов. В кн.: «Вопросы горного дела». Углетехиздат, М., 1958.
- Ивакин Б. Н. Подобие упругих волновых явлений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 11-12.
- Ивакин Б. Н. О моделировании поглощения сейсмических волн.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958а, № 7.
- Ивакин Б. Н. Расчет и моделирование поглощения сейсмических волн.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958б, № 11.
- Иванов Г. А. Кливаж (отдельности) в углях и вмещающих породах и пути его практического использования. Т. 1.— Тр. ЦНИГРИ, 1939, вып. 110.
- Иванов Ю. М. Закономерности длительного сопротивления и усталости материалов.— ЖТФ, 1938, т. 8, № 15.
- Иванов Ю. М. Деформации последствия и «предел пластического течения» древесины.— Докл. АН СССР, 1938, т. 19, № 6-7.
- Иванов Ю. М. Длительное сопротивление упруго-вязкого материала.— Докл. АН СССР, 1938, т. 21, № 9.
- Иванов Ю. М. Разрушение упруго-вязкого тела в процессе релаксации.— Докл. СССР, 1942, т. 35, № 5.

- Иванчук П. П. Опыт геологоструктурных исследований в Северном Дагестане. Гос. ин-т науч.-техн. информ., М., 1957.
- Ивенсен Ю. П. Структурно-морфологические типы пегматитовых жил и условия их образования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
- Ильюшин А. А. Деформация вязко-пластичного тела. Ч. 1.— Уч. зап. МГУ, 1940, № 39.
- Ильюшин А. А. Пластичность. Гостехиздат, М.—Л., 1948.
- Ильюшин А. А. Современные вопросы теории пластичности.— Вестн. МГУ, 1955, № 4-5.
- Ильюшин А. А., Ленский В. С. Сопротивление материалов. Физматгиз, 1959.
- Исакович М. А. К теории поглощения звука в поликристаллах.— ЖЭТФ, 1948, т. 18, вып. 4.
- Исследования механических свойств горных пород Донецкого бассейна. Дон. УГИ. Учпед-техиздат, 1951.
- Ишлинский А. Ю. Уравнения деформирования не вполне упругих и вязко-пластических тел.— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1945а, № 1-2.
- Ишлинский А. Ю. Об уравнениях пространственного деформирования не вполне упругих и вязко-пластических тел.— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1945б, № 3.
- Казakov М. П. К вопросу о происхождении мелких структур Русской платформы. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв., 1958, № 6.
- Казимиров Д. А. История развития и механизм образования складок Юго-Западной Ферганы.— Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 5-6.
- Казимиров Д. А. и Кузнецова К. И. Опыт изучения трещиноватости осадочной толщи складок Юго-Западной Ферганы. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтех-издат, 1960.
- Калинина О. А. Сводные данные о плотности и пористости горных пород и опыт их геологического истолкования. В кн.: «Геология и нефтеносность Тимано-Печерской области». Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 133.
- Каргин В. А., Соколова Т. И. Исследование механических свойств кристаллических полимеров.— ЖФХ, 1953, т. 27, № 7.
- Карус Е. В. Поглощение упругих колебаний в горных породах при стационарном возбуждении.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 4.
- Карус Е. В. и Пасечник И. П. Изучение упругих и поглощающих свойств горных пород в их естественном залегании методами сейсмоакустики. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 6.
- Касимов А. Ф. и Мирзаджанзаде А. Х. Различные формы уравнений движения вязко-пластичных жидкостей и закон гидродинамического подобия.— Прикладная математика и механика, 1955, т. 19, вып. 3.
- Качанов Л. М. Механика пластических сред. Гостехиздат, 1948.
- Качанов Л. М. Некоторые вопросы теории ползучести. Гостехиздат, 1949.
- Качанов Л. М. Основы теории пластичности. Гостехиздат, Л.—М., 1956.
- Качанов Л. М. и Кац Щ. Н. О теориях ползучести. Котлотурбостроение, № 1, 1950.
- Кейлис-Борок В. И. К вопросу об исследовании источников, приближенно эквивалентных очагу землетрясения.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 9.
- Кейлис-Борок В. И. Исследования дислокаций в очагах землетрясений. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 6.
- Кириллова И. В., Сорский А. А., Эз В. В. Письмо в редакцию. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 4.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.
- Кирова Т. В. О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае.— Материалы по геол. и полезн. ископ., 1956, ч. 1, вып. 8.
- Кирпичев В. А. Сопротивление материалов, ч. 2. Гос. изд-во, М., 1922.
- Кирпичев М. В. Теория подобия. Изд-во АН СССР, 1953.
- Клименко В. Я. Закономерности образования и размещения соляных структур в Дне-провско-Донецкой впадине.— Сов. геол., 1959, № 6.
- Кобеко П. П. Аморфные вещества. Изд-во АН СССР, 1952.
- Кокер Э. и Файлон Л. Оптический метод исследования напряжений. ОНТИ, 1936.
- Колгина А. Н. Некоторые опыты сейсмического моделирования сбросов и контактов, характерных для Украинского кристаллического щита.— Труды ИГН АН УССР, серия геофиз., 1958, вып. 2.
- Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау. — Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 4.
- Конторова Т. А. О зависимости прочности материала от длительности опыта.— Докл. АН СССР, 1946, т. 54, № 1.
- Коньков Г. А. Задачи шахтной геологии в связи с проблемой внезапных выбросов угля и газа. Изд. Дома инженера и техника комбината «Воркутауголь», Воркута, 1955.

- Корин И. З. Роль трещинных структур в формировании месторождений гипергенного генезиса. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Корневский С. М. Основные черты соляной тектоники предгорий Карпат.— Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 5-6.
- Корнфельд М. Упругость и прочность жидкостей. Гостехиздат, 1951.
- Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур в рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Королев А. В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород.— Труды АН УзССР, 1951, вып. 6. Ташкент.
- Королев А. В. и Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. Госгеолтехиздат, 1954.
- Королев В. Г. Об унаследованном характере некоторых мезо-кайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня.— Труды Ин-та геол. АН КиргССР, 1956, вып. 7.
- Короткова А. и Сандомирский Д. К вопросу о реологических свойствах глицерина.— Коллоид. журн., 1955, т. 17, № 3.
- Косминская И. П. и Тулина Ю. В. Опыт применения глубинного сейсмического зондирования для изучения строения земной коры некоторых районов Западной Туркмении.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 7.
- Косыгин Ю. А. Соляная и гипсовая тектоника Актыюбинской области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 4.
- Косыгин Ю. А. Механизм образования соляных куполов.— БМОИП, отд. геол., 1945, т. 20, вып. 5-6.
- Косыгин Ю. А. О работах Американского геофизического союза в области тектонофизики и геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Косыгин Ю. А. О вертикальном раздавливании в связи с развитием астенолитов (по поводу статьи Б. и Р. Уиллисов).— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю. А. Общая геология. Справочник для геолога по природному газу. Ч. 1. Гостоптехиздат, 1951.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. Гостоптехиздат, 1952.
- Косыгин Ю. А., Блаик М. И. Типы соляных структур Днепровско-Донецкой впадины.— БМОИП, 1958, т. 33, вып. 6.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. и Розанов Ю. А. Эксперименты по деформациям гипса и их геологическое значение.— БМОИП, 1949, т. 24, вып. 2.
- Котляр В. Н. Некоторые вопросы изучения структур рудных полей.— Проблемы сов. геол., № 6, 1936.
- Кравченко Г. Г. Пример пластической деформации известняков в зонах тектонических разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 3.
- Кравченко Г. Г. Влияние физико-механических свойств пород на локализацию руд Канского полиметаллического месторождения.— Докл. АН СССР, 1958, т. 123, №5.
- Крейтер В. М. О статье Г. И. Гуревича «О так называемом „механическом анализе“ в геологической литературе».— Разведка и охрана недр, 1956а, № 4.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956б.
- Крейтер В. М. Роль структурных исследований в поисково-разведочном процессе.— Науч.-техн. горн. о-во, серия геол., 1956в, вып. 1. М.
- Крейтер В. М. К вопросу о структурной зональности. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 3.
- Крестников В. Н. О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в мезо-кайнозое и четвертичном периоде.— БМОИП, 1955, т. 30, вып. 6.
- Крестников В. Н. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии. Статьи 1 и 2.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв., 1959, № 4 и 7.
- Крживанек Г. А. Плотностная характеристика горных пород Степного Крыма и некоторых сопредельных районов.— Труды ИГН АН УССР, серия геофиз., 1958, вып. 2.
- Кригер Н. И. Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. Материалы по инж. геол., вып. 1 и 2. Металлургиздат, 1951.
- Кринари А. И., Зубков В. А. К характеристике упругих свойств горных пород палеозоя Татарии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 6.
- Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости.— БМОИП, отд. геол., 1950. т. 25, вып. 5.
- Кропоткин П. Н. Явления сжатия и растяжения в земной коре и возможности их изучения. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Кудрявцев Б. Б. Применение ультразвуковых методов в практике физико-химических исследований. Гостехиздат, М.—Л., 1952.
- Кузнецов В. Д. Физика твердого тела, тома 1, 2, 3 и 4. Томск, 1941—1947.
- Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. Гостехиздат, 1953.

- Кузнецов Е. А. Петротектонические особенности миаскитов.— Вестн. МГУ, 1947, № 7.
- Кузнецов Е. А. К вопросу о петротектонике щелочных пород восточного склона Урала.— Труды ИГиН АН СССР, вып. 147, серия петрогр., 1953, № 43.
- Кузнецов Е. А. Значение максимумов петроструктурных диаграмм по кварцу. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. — Проблемы сов. геол., 1933, № 7.
- Кузнецов Г. Н. Механические свойства горных пород. Углетехиздат, 1947.
- Курдюков К. В. Лепсинский взброс — современное смещение земной коры в Восточном Прибалхашье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5.
- Кутилин Д. И. Теория конечных деформаций. Гостехиздат, М.—Л., 1947.
- Кушнарев И. П. Об условиях образования трещин, вмещающих лестничные жилы Березовского месторождения на Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 5.
- Кушнарев И. П., Лукин А. И., Рыбалов Б. А., Соношкин Е. П., Хорошилов А. А. Общие закономерности локализации уранового оруденения и основные типы структур гидротермальных урановых месторождений. Труды II Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958.
- Кушнарев И. П., Лукин А. И. Об изучении трещинной тектоники. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Лазуркин Ю. С. и Фогельсон Р. А. О природе больших деформаций высокомолекулярных веществ в стеклообразном состоянии.— ЖТФ, 1951, т. 21, № 3.
- Лебедев А. П. Основные черты структуры Садоно-Унальской рудоносной зоны.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Лебедев В. Г. и Виноградов Г. В. О реологических свойствах углеводородных смазок и застывших масел.— Коллоид. журн., 1955, т. 17, № 1.
- Лебедева Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов. — Сов. геол., 1956, № 54.
- Лебедева Н. Б. О механизме образования глиняных диапиров.— Сов. геол., 1958, № 11.
- Левин С. М. О законе течения вязко-пластичной среды Шведова.— Коллоид. журн., 1955, т. 17, № 2.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Опыты над перекристаллизацией горных пород в твердом состоянии.— Изв. С.-Петерб. политехн. ин-та, 1911, т. 15.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Зайцев А. К вопросу о давлении в тоннелях. Докл. тоннельной комиссии при Инженерном совете МПС. Петроград, 1915.
- Лейбензон Л. С. О динамически-температурном условии образования складчатости на поверхности земного шара при его охлаждении.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1939, № 6.
- Лейбензон Л. С. Курс теории упругости. Гостехиздат, 1947.
- Лепешков И. Н. и др. Изучение пластичности солей в связи с выяснением условия образования солянокупольных структур. — Изв. сектора физ.-хим. анализа АН СССР, 1949, т. 19.
- Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие вопросы, связанные с комплексом геотектонических систем северо-запада Китая. Госгеолтехиздат, 1959.
- Ливанов В. К. К вопросу о механизме складкообразования.— Пробл. сов. геол., № 12, 1935.
- Лизс Ч. К. Структурная геология. ОНТИ, М.—Л., 1935.
- Лихтман В. И. Физико-химические явления при деформации металлических монокристаллов.— Усп. физ. наук, 1949, т. 39, № 3.
- Лихтман В. И., Ребиндер П. А., Карпенко Г. В. Влияние поверхностно-активной среды на процессы деформации металлов. Изд-во АН СССР, 1954.
- Лукин А. И. Некоторые особенности структуры Буронского месторождения.— Сов. геол., 1947, № 20.
- Лукин А. И., Соношкин Е. П. Структуры гидротермальных урановых месторождений и некоторые вопросы их изучения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 3.
- Лукин А. И. и Кушнарев И. П. О термине «кливаж». — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 6.
- Лучицкий И. В. О соотношении флексур с разломами и складками.— Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1956, № 2-3.
- Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли.— БМОИП, отд. геол., 1958, т. 33, вып. 4.
- Люстих Е. Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов.— Докл. АН СССР, 1949, т. 64, № 5.
- Люстих Е. Н. О расчете реологических свойств астеносферы по «всплыванию» Фенноскандии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 3.
- Магницкий В. А. Геодезические данные о состоянии вещества верхних слоев Земли. Труды Совещ. по методам изуч. движ. и деформ. земной коры. М., 1948а.
- Магницкий В. А. О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и в подкоровом слое.— БМОИП, отд. геол., 1948, т. 23, вып. 2-3.
- Магницкий В. А. Основы физики земли.— Геодезиздат, 1953.
- Магницкий В. А. О физическом состоянии вещества в глубоких областях земного шара.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 26 (153).

- Магницкий В. А. О природе переходного слоя в оболочке Земли на глубине 400—900 км. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 6.
- Магницкий В. А. О соотношении земной коры с веществом оболочки Земли по геофизическим данным. Докл. сов. геологов на XXI сессии междунар. геол. конгресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород. Изд-во АН СССР, 1960.
- Мазарович О. А. К вопросу о тектонике восточной части Сарысу-Тенгизского водораздела. — Вестн. МГУ, 1956, № 1.
- Малинин Н. Н. Основы расчетов на ползучесть. Машгиз, 1948.
- Малинин Н. И. О работе секции реологии совещания по теории упругости, теории пластичности и теоретическим вопросам строительной механики при Институте механики АН СССР и мех.-мат. фак. МГУ. — Коллоид. журн., 1955, т. 17, № 4.
- Малиновский Е. П. Некоторые вопросы генезиса пологопадающих кварц-вольфрамитовых жил Букуинского месторождения. Материалы по геол. рудн. месторожд., петрограф., минерал. и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Малиновский Е. П. Структурные условия формирования кварц-вольфрамитовых жил Букуинского месторождения. Материалы конф. молодых ученых Москворецкого р-на Москвы, вып. 4, геол. секция. М., 1958.
- Малмейстер А. К. Деформации и прочность системы, способной двойниковаться. Вопросы динамики и динамич. прочности. Сб. статей, вып. 2. Изд-во АН ЛатвССР, 1954.
- Мамуль Я. Б. Применение двойного лучепреломления для изучения потоков в жидкости. — ЖТФ, 1936, т. 6, № 11.
- Мандельштам Л. И., Леонтович М. А. К теории поглощения звука в жидкости. — ЖЭТФ, 1937, т. 7, № 3.
- Маринов Н. А. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
- Марков М. С. О брекчиях в метаморфических толщах. — БМОИП, отд. геол., 1957, т. 32, вып. 4. Материалы дискуссии по проблеме происхождения и миграции нефти. — Ин-т геол. и полезн. ископ. Изд-во АН УССР, 1955, стр. 364.
- Мехтиев Ш. Ф., Снарский А. Н. Экспериментальная проверка условий образования диапировых складок. — Сов. геол., 1941, № 6.
- Мильбауэр М. Новый чехословацкий фотоупругий материал «эластоплекс». В сб.: «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Изд-во ЛГУ, 1960.
- Миндлин Р. Изучение напряжений методом фотоупругости. — Успехи физ. наук, 1940, т. 23, вып. 1.
- Мирошниченко В. П. Генезис структуры рудного поля в хребте Кугитанг. — Сов. геол., 1946, № 9.
- Михайлов А. Д. Исследование движения жидкости оптическим методом. — ЖТФ, 1938, т. 8, № 10.
- Михайлов А. Е. Классификация эндогенной складчатости. — БМОИП, 1954, т. 33, вып. 4.
- Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.
- Михайлов А. Е. Кливаж в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Ата-суйского района (западная часть Центрального Казахстана). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 2.
- Михайлов А. Е. Определение и классификация кливажа на примере кливажа, развитого в палеозойских отложениях Центрального Казахстана. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Михайлов И. Г. Распространение ультразвуковых волн в жидкостях. Гостехиздат, М.—Л., 1949.
- Михайлов Н. В. Упруго-пластические свойства нефтяных битумов. — Коллоид. журн., 1955а, т. 17, № 3.
- Михайлов Н. В. О текучести и прочности структурированных жидкостей. — Коллоид. журн., 1955б, т. 17, № 1.
- Михайлов Н. В. Методика исследования структурно-механических свойств упруго-пластично-вязких материалов. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Михайлов Н. В., Лихтгейм А. М. Исследование реологических кривых и формулы для расчета эффективной вязкости структурированных жидкостей с молекулярно-кинетической интерпретацией входящих в них членов. — Коллоид. журн., 1955, т. 17, № 5.
- Михайлов Н. В., Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства дисперсных и высокомолекулярных систем. — Коллоид. журн., 1955, т. 17, № 2.
- Моденов П. С. Аналитическая геометрия. — Изд-во МГУ, 1955.
- Молоденский М. С. Упругие приливы, свободная нутация и некоторые вопросы строения Земли. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1953, № 12 (146).
- Молоденский М. С. Плотность и упругость внутри Земли. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 26 (153).
- Молотова А. В., Васильев Ю. И. О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн в горных породах. Статьи 1 и 2. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 7-8.
- Морозенко Н. К. Генезис хрусталоносных жил Памира. — Сов. геол., 1946, № 9.

- Москвин М. М., Семихатов М. А. Подводноползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Муратов М. В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвежиписе (южный склон Главного Кавказского хребта).— БМОИП, отд. геол., 1940, т. 18, вып. 2.
- Муратов М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат.— БМОИП, 1947, т. 21, вып. 2.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. В кн.: «Тектоника СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В., Маслакова Н. И. Основные этапы геологической истории Восточных Карпат.— БМОИП, 1952, отд. геол., вып. 3.
- Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение.— БМОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5.
- Мячков М. П. К методике испытания горных пород на скалывание.— Горн. журн., 1934, № 2.
- Надаи А. Пластичность. ОНТИ, 1936.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Наливкин В. Д. Принципы составления тектонических карт для нефтеносных платформенных областей.— Геология нефти и газа, 1960, № 8.
- Наумов В. А. О роли структурно-тектонического фактора в полиметаллическом оруденении юга Восточного Забайкалья. Бюлл. кратких науч. сообщ. Иркутск, гос. ун-та, 1957.
- Невский В. А. Тектонические брекчии структур расслаивания сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1948, т. 11, № 6.
- Невский В. А. Складчатые формы южного склона хребта Ишме.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 4.
- Невский В. А. Структурно-геологическое положение слепых рудных тел некоторых редкометалльных и свинцово-цинковых месторождений Северного Тянь-Шаня. Материалы к Всесоюз. совещ. по разработке научных основ поисков слепых рудных тел (Тезисы докладов). Госгеолтехиздат, 1958.
- Невский В. А. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. Углетехиздат, 1959.
- Невский В. А. Трубочатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля.— Геология рудных месторождений, 1960а, № 2.
- Невский В. А. Некоторые вопросы трещинной тектоники Актюзского рудного поля.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960б, № 11.
- Невский В. А. Морфологические особенности и история развития трещин некоторых рудных районов Тянь-Шаня.— Сов. геол., 1960в, № 1.
- Нейштадт Л. И. К вопросу об изучении трещиноватости в связи с оценкой инженерно-геологических условий районов проектируемых гидротехнических сооружений. Материалы по инж. геол., вып. 4, М., 1953.
- Нейштадт Л. И. Опыт количественного учета трещиноватости в целях инженерно-геологической оценки горных пород. Материалы по инж. геол., вып. 4, М., 1953.
- Некрасов А. И. Курс теоретической механики. Т. 1. Гостехиздат, 1953.
- Некрасов Е. М. Особенности структур жильного свинцово-цинкового месторождения Замбарак в Восточном Карамзаре.— Геология рудных месторождений, 1959, № 3.
- Некрасов Е. М. Масштабы гидротермального оруденения в зависимости от ориентировки жил относительно слоистости пород. Материалы по геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Никифоров С. Н. Соппротивление материалов. Гос. архитект. изд., 1948.
- Никифоров Н. А. Значение литологических и геологоструктурных факторов в размещении ртутно-сурьмяного оруденения на месторождениях Южной Ферганы. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2.— Изд. Комис. по закономерн. размещ. полезн. ископ., М., 1957.
- Никифоров Н. А. Связь мелких трещин с тектоническими формами и составом палеозойских осадочных пород.— Труды Среднеазиат. политехн. ин-та, нов. серия, 1959, вып. 6, Ташкент.
- Николаев Б. Физические начала архитектурных форм (опыт исследования хронической деформации зданий).— Зодчий, 1905, т. 34; 1906, т. 35.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, т. 8, изд. АН СССР, 1949.
- Николаев Н. И. О новом тектоническом этапе развития земной коры.— БМОИП, отд. геол., 1952, № 3.
- Николаев Н. И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях.— Сов. геол., 1954, № 41.
- Николаев Н. И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере Главного разлома хр. Каратау).— Сов. геол., 1959, № 7.
- Николаев Н. И. Механизм формирования складок и разрывов, развивающихся в новейшее время, на примере Каратау (Южный Казахстан). В сб.: «Проблемы тектонофизики», Госгеолтехиздат, 1960.

- Николаев С. В. Основные типы доломитов Самарской Луки и их физические свойства. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 17.
- Николаев С. В. Некоторые результаты изучения трещиноватости пород Самарской Луки. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 13.
- Николаев С. В. и Власова М. И. Пористость эффузивных пород Восточного Кара-мазара и ее влияние на локализацию полиметаллического оруденения. — Вестн. МГУ, 1959, №4.
- Новожилов В. В. Основы нелинейной теории упругости. Гостехиздат, 1948.
- Новожилов В. В. О связи между напряжениями и деформациями в нелинейно-упругой среде. — Прикл. математика и механика, 1951, т. 15, вып. 2.
- Новожилов В. В. О принципах обработки результатов статических испытаний изотропных материалов. — Прикл. математика и механика, 1951, т. 15, вып. 6.
- Обручев В. А. Образование гор и рудных месторождений. — Изд-во АН СССР, 1932.
- Овчинников А. М. К методике изучения трещиноватости. — Разведка недр, 1938, № 4-5.
- Овчинников А. М. Опыт анализа деформации в меловых известняках Ахунского массива. — БМОИП, 1941, т. 19, вып. 1.
- Одинг И. А. Релаксация и ползучесть металлов. — Вестник машиностроения, 1946а, № 5-6, № 7-8, № 9-10.
- Одинг И. А. Интерпретация характеристик ползучести металлов. — Советское котлотурбиностроение, 1946, № 5.
- Озерская М. А. Опыт лабораторного измерения упругих свойств горных пород. В сб.: «Прикладная геофизика», вып. 12, 1955.
- Орехов Б. И. К вопросу выделения зон с различной трещиноватостью пород по керну буровых скважин. — Разведка и охрана недр, 1956, № 5.
- Осипов В. Г. О характеристиках конечных деформаций. В сб.: «Проблемы металлургии», 1953.
- Осокина Д. Н. Желатино-глицериновые студни как материал для оптического метода исследования напряжений. — Коллоид журн., 1957, т. 19, № 6.
- Осокина Д. Н. Пластичные оптически активные материалы для моделирования тектонических процессов и методы исследования механических и оптических свойств этих материалов. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Гостеолтехиздат, 1960.
- Осокина Д. Н., Гемблицкий А. С. Студни ацетилацеллюлозы как оптически-активный материал, деформирующийся от собственного веса. — Коллоид журн., 1962, № 6.
- Осокина Д. Н., Гзовский М. В., Павлов В. П., Виноградов Г. В. Реологическое и поляризационно-оптическое исследование растворов и гелей этилацеллюлозы. Тезисы докл. IX конф. по общим вопросам химии и физики высокомолекулярных соединений. Изд-во АН СССР, 1956.
- Осокина Д. Н., Гзовский М. В., Виноградов Г. В., Павлов В. П. Поляризационно-оптическое исследование процессов пластической деформации при помощи растворов и гелей этилацеллюлозы. — Коллоид журн., 1960, т. 22, № 4.
- Отпущенников Н. Ф. Определение поглощения ультразвуковых колебаний в твердых и жидких средах. — ЖЭТФ, 1939, № 9 (229).
- Павлов В. А. Образование микроскопических трещин в алюминии при пластической деформации. — Докл. АН СССР, 1951, т. 28, № 4.
- Павлов В. А. О связи трещинной тектоники некоторых интрузивов Центрального Казахстана с тектоникой вмещающих пород. Материалы по геол. рудных месторожд., петрогр., минерал. и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Павлов В. П., Виноградов Г. В. Фотопластовискозиметр. Аннотации работ по химии и технологии нефти и газа за 1956. — Изд-во АН СССР, Ин-т нефти, 1957а.
- Павлов В. П., Виноградов Г. В. Новые методы и результаты исследования пластичных дисперсных систем. — Докл. АН СССР, 1957б, т. 114, № 5.
- Пашков П. О. Некоторые особенности пластического течения поликристаллических металлов. — ЖТФ, 1953, т. 23, № 11.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР, отд. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов. Статьи 1 и 2. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1 и 3.
- Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Изд. МОИП, 1949.
- Пермяков Е. Н. и Каравашкина Ю. А. Поиски и изучение платформенных структур методами исследования тектонической трещиноватости. — БМОИП, 1953, т. 28, вып. 6.
- Петрушевский Б. А. О природе Азиатского горного пояса. В сб.: «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Петрушевский Б. А. К вопросу о происхождении куполовидных складок Прибал-ханского района. — Труды ИГН АН ТуркмССР, 1956, т. 1.
- Погодин-Алексеев Г. И. О пластическом изгибе. — Завод. лабор., 1949, вып. 12.
- Покровский Г. И. и Федоров И. С. Моделирование прочности грунтов. Госстрой-издат, 1939.

- Поляризационно-оптический метод исследования напряжений. Сб. под ред. Н. И. Пригоровского. Изд-во АН СССР, 1956.
- Попов В. С. Некоторые детали механизма образования тектонических форм с приложением их к Донбассу.— Горн. журн., 1933. № 3.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Ком. наук УзССР, 1938.
- Попов В. И. О вращении простирания разновозрастных структур против часовой стрелки. Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, вып. 7. Ташкент, 1955.
- Попов И. В. Очередные задачи в области физического и механического изучения тектонически деформированных пород, важные для инженерной геологии. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Привалов И. И. Аналитическая геометрия. Изд. 18. Гос. изд. техн. лит., 1953.
- Пригоровский Н. И., Прейсс А. К., Рutowский Б. Н. и Щеголевская Н. А. Материал для моделей в методе «замораживания».— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1952, № 8.
- Пригоровский Н. И., Прейсс А. К., Бокштейн М. Ф. и Купрякова Н. А. Модели из нового оптически активного материала ЭД6-М для поляризационно-оптического метода исследования напряжений. Передовой науч.-техн. опыт, тема 32, № П-58—68/12. Гос. науч.-техн. ком. Совета Министров СССР, АН СССР, фил. Всесоюз. ин-та науч. и техн. информ., 1958.
- Прокотьева-Михайловская Л. Д. Развитие метода фотоупругости в СССР.— Успехи физ. наук, 1940, т. 23, вып. 1.
- Пухареv А. И. Опыт использования особенностей сопутствующей минерализации в качестве индикатора структурного контроля оруденения.— Сов. геол., 1960, № 6.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, 1939.
- Пэк А. В. О механизме возникновения сланцеватости.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, вып. 2.
- Пэк А. В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии.— Сов. геол., 1947, № 20.
- Пэк А. В. К вопросу о так называемом «механическом анализе» в геологической литературе.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 3.
- Пэк А. В. О современном состоянии методики микроструктурного анализа. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Пэк А. В. и Лукин Л. И. Структура и генезис месторождения Кти-Теберда.— Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 84, № 27.
- Работнов Ю. Н. Сопротивление материалов. Учебник для университетов. Изд-во МГУ, 1950а.
- Работнов Ю. Н. Современные проблемы теории ползучести.— Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1950б.
- Радкевич Е. А. О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Ратциг А. Памяти В. А. Кирпичева.— Вестн. о-ва технологов, 1913, № 21.
- Ратнер С. И. Прочность и пластичность металлов. Оборонгиз, 1949.
- Ребиндер П. А. Понижение прочности поверхностного слоя твердых тел при адсорбции поверхностно активных веществ.— ЖТФ, 1932, т. 1, № 7 (8).
- Ребиндер П. А. Вязкость дисперсных систем и структурообразование. Тр. Совещ. По вязким жидкостям и коллоидам, № 1, 1941.
- Ребиндер П. А. Физико-химические исследования процессов деформации твердых тел. Сб. «К XXX-летию Октябрьской революции». Изд-во АН СССР, 1947.
- Ребиндер П. А. Об измерении релаксации в коллоидных структурированных системах.— Коллоид. журн., 1949, т. 11, № 1.
- Ребиндер П. А. Физико-химические закономерности процесса деформации. Юбил. сб. АН СССР, 1951.
- Ребиндер П. А. Физико-химическая механика. Изд-во «Знание», серия IV, № 39 и 40, 1958.
- Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства горных пород. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Ребиндер П. А. и Сегалова Е. Е. Исследование упруго-пластично-вязких свойств структурированных дисперсных систем.— Докл. СССР, 1950, т. 71, № 1.
- Ребиндер П. А., Шрейнер Л. А., Жигач К. Ф. Понизители твердости в бурении. Изд-во АН СССР, 1944.
- Регель В. Р. О механизме хрупкого разрушения пластмасс.— ЖТФ, 1951, т. 21, № 3; ЖТФ, 1953, т. 23, № 8.
- Рейнер М. Десять лекций по теоретической реологии. Гостехиздат, 1947.
- Ржаницын А. Р. Некоторые вопросы механики систем, деформирующихся во времени. М.— Л., Гос. изд. техн.-теорет. лит-ры, 1949.
- Ржаницын А. Р. Расчет сооружений с учетом пластических свойств материалов. Гос. изд-во лит. по строит. и архитект., 1954.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львов. ун-та, 1959.
- Ризниченко Ю. В. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 6.

- Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима.— Изв. АН СССР, серия гео-физ., 1958, № 9.
- Ризниченко Ю. В. и Глухов В. А. Об импульсном ультразвуковом сейсмокаротаже. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 11.
- Ризниченко Ю. В., Ивакин Б. Н. и Бугров В. Р. Моделирование сейсмических волн.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1951, № 5.
- Ризниченко Ю. В., Ивакин Б. Н., Бугров В. Р. Моделирование сейсмических волн при помощи ультразвуковых импульсов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1952, № 3.
- Ризниченко Ю. В., Мячкин В. И. Импульсный сейсмический метод изучения горного давления.— Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 3.
- Ризниченко Ю. В., Нерсесов И. А. К разработке основ количественного метода сейсмического районирования. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 8. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ризниченко Ю. В., Силаева О. И., Шамина О. Г., Мячкин В. И., Глухов В. А. и Виноградов С. А. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 34 (161).
- Ризниченко Ю. В., Шамина О. Г. Об упругих волнах в твердой слоистой среде по исследованиям на двумерных моделях.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 7.
- Ризниченко Ю. В. и Шамина О. Г. Об упругих волнах в слоях конечной толщины (по исследованиям на двумерных моделях).— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 3.
- Роза С. А. Соппротивление скальных пород основания гидротехнического сооружения сдвигающему усилию. Гос. изд-во лит. по строит. и архитект., 1952.
- Розанов А. Н. Тектоника северо-восточной части горного Дагестана.— Сов. геол., 1940, № 7.
- Розанов Ю. А. Деформация барита при высоких давлениях при всестороннем сжатии.— Тр. ИГЕМ, 1959, вып. 3.
- Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200°C.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 66.
- Розанов Ю. А. и Делицын И. С. Некоторые результаты исследования влияния высоких давлений на структуру горных пород. Материалы II Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент, 1958а.
- Розанов Ю. А. и Делицын И. С. Исследование физико-механических свойств рудо-вмещающих горных пород в некоторых рудных районах. Материалы II Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент, 1958б.
- Розанов Ю. А., Косыгин Ю. А. и Лучицкий И. В. Пластическая деформация карбонатных горных пород.— Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 122.
- Розовский М. И. Ползучесть и длительное разрушение материалов.— ЖТФ, 1951, вып. 11.
- Румянцев С. Тектонические нарушения, наблюдающиеся на северо-западной окраине Кузнецкого каменноугольного бассейна и их объяснение (Опыт применения теории сопротивления материалов к тектонике).— Горн. журн., 1928, № 10 и 11.
- Руппенейт К. В. Давление и смещение горных пород в лавах пологопадающих пластов. Углетехиздат, 1957.
- Рыбалов Б. А. О применимости эллипсоида деформации при изучении структур рудных месторождений.— Труды ИГН АН СССР, вып. 162, серия рудн. месторожд., 1955, № 17.
- Рэйлей. Теория звука. 2.— Гостехиздат, 1955.
- Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. Гостехиздат, 1955.
- Савин Т. Н. Концентрация напряжений около отверстий. Гостехиздат, 1950.
- Самедов С. С. О классификации тектонических разрывов.— Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, 1958, № 3.
- Самедов С. С. Явления, сопровождающие разрывы, и развитие последних во времени.— Уч. зап. Азерб. ун-та, 1958, № 2.
- Самедов С. С. О закономерной связи разбитости структур с глубиной залегания горизонта и высотой складок Апшеронского полуострова.— Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, № 11, 1958.
- Самсонов В. Ф. Новые данные о дайках района Вольска.— Докл. АН СССР, 1952, т. 87, № 5.
- Сегалова Е. Е., Ребиндер П. А. Исследование структурно-механических свойств и тиксотропии в коллоидных системах.— Коллоид. журн., 1948, т. 10, № 3.
- Седов Л. И. Методы подобия и размерности в механике. Гостехиздат, изд. 3, 1954.
- Семенов Н. П. Дизъюнктивные нарушения и микротектонические структуры и их роль в формировании рудных полей Кривого Рога.— Бюлл. Науч.-исслед. геол.-разв. ин-та, 1940, № 3-4.
- Семенов Н. П. Трециноватость и кливаж в горных породах Кривого Рога.— Тр. Дне-пропетр. гос. ун-та, 1941, т. 27, вып. 2.
- Семенов Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Т. 1. Изд-во АН УССР, 1946.

- Сетунская Л. Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 3.
- Силаева О. И. Методика изучения упругих свойств образцов горных пород под давлением.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 2.
- Синицын В. В., Виноградов Г. В. Вязкостные свойства углеводородных смазок.— Коллоид. журн., 1955, т. 19, № 3.
- Слесарев В. Д. Механика горных пород. Углетехиздат, 1948.
- Смирнов В. И. Рудные пояса. Вопросы теоретической и прикладной геологии, вып. 1. Госгеолиздат, 1947.
- Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
- Смирнов В. И. и Козеренко В. Н. Главная зона разломов Тянь-Шаня и связь ее с оруденением.— Сов. геол., 1940, № 11.
- Смирнов-Аляев Г. А., Розенберг В. М. Технологические задачи теории пластичности. Ч. 1. Ленингр. газетно-журн. и книжн. изд-во, 1951.
- Смирнов-Аляев Г. А., Розенберг В. М. Теория пластических деформаций металлов. Машгиз, 1956.
- Совещание по тектонофизике (хроника).— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 7.
- Соколов Д. С. и Смирнов А. А. Методика графического изображения трещиноватости.— Разведка недр, 1937, № 1.
- Соколов С. Я. Поглощение ультразвуковых колебаний монокристаллами.— Докл. АН СССР, 1949, т. 64, № 4.
- Соколовский В. В. Статика сыпучей среды.— Изв. АН СССР, 1942.
- Соколовский В. В. Теория пластичности. Изд. 2. Гостехиздат, 1950.
- Сологуб В. Б. Об упругих свойствах горных пород Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. журн. (на укр. яз.), 1954, т. 14, № 1.
- Сологуб В. Б. Упругие свойства горных пород в районе передовых прогибов Европейской части СССР.— Труды ИГН АН УССР, 1956, № 1.
- Сологуб В. Б., Галушко П. Я., Вopilкин А. А., Патиоха А. М. О некоторых факторах, влияющих на величины скорости распространения упругих колебаний в горных породах.— Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 1.
- Солоненко В. П. и Флоренсов Н. А. Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Сонюшкин Е. П. Опыт применения микроструктурного анализа к изучению жильных месторождений. — Труды ИГН АН СССР, вып. 162, серия рудн. месторожд., 1955, № 17.
- Сонюшкин Е. П. Об использовании оперяющих трещин при изучении структур рудных месторождений жильного типа. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Сорский А. А. О роли послойных дифференцированных движений при формировании складчатых структур.— Докл. АН СССР, нов. серия, 1950а, т. 1, XXII, № 3.
- Сорский А. А. О механизме тектонического разлинзования горных пород.— Докл. АН СССР, нов. серия, 1950б, т. 1, XXII, № 5.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, № 18, (145).
- Стародубровская С. П. Опыт трассирования погребенных нарушенных зон по динамическим характеристикам преломленных волн.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 5.
- Стаховская З. И. Исследование модуля Юнга образцов горных пород при всесторонних давлениях до 5000 кг/см^2 методом изгиба.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 10.
- Степанов А. В. Новый оптический метод изучения напряжений в поляризованном свете.— ЖТФ, 1949, т. 19, № 2.
- Степанов А. В. Основы физического учения о прочности и пластичности кристаллов.— Изв. АН СССР, серия физ., 1953, 17, № 3.
- Субботин С. И. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 4.
- Субботин С. И. О причинах вертикальных движений Земли.— Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, 1957, т. 5.
- Субботин С. И. О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры.— Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгресса, проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Судовиков Н. Г. Структура будинажа в гранитизированных областях.— ДАН СССР, т. 58, № 8, 1947.
- Сычева-Михайлова А. М. Некоторые результаты моделирования глыбовых платформенных складок.— Сов. геол., 1958, № 9.
- Тарасенко И. И. Об условии разрушения металлов.— ЖТФ, 1951, т. 21, вып. 11.
- Тарг С. М. Основные задачи теории ламинарных течений. М. — Л., Гос. изд. техн.-теорет. лит-ры, 1951.
- Тархов А. Г. Анизотропия физических свойств горных пород и ее значение в геологических исследованиях.— Пробл. сов. геол., 1936, № 6.

- Тектонофизика. Сообщение о научных работах по сейсмологии и физике недр Земли, проведенных в СССР до 1957 г. Гл. IV. Изд-во АН СССР, 1957.
- Тектонофизика. Сообщение о научных работах по сейсмологии и геофизике недр Земли, проведенных в СССР с 1957 по 1959 г. Гл. IV. Изд-во АН СССР, 1960.
- Тектонофизическое совещание (решение).— Сов. геол., 1957, № 61.
- Т е д е р Р. И. Исследование процесса крупного скола угля и антрацита в лабораториях и шахтах. В кн.: «Вопросы горного дела», 1958.
- Т и м о ф е е в с к и й Д. А. Структурные особенности Константиновского золоторудного месторождения.— Сов. геол., 1947, № 20.
- Т и м о ш е н к о С. П. Курс теории упругости. Ч. 1. Институт инженеров путей сообщения. СПб. 1914.
- Т и м ч е н к о И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники центральной и южной Карелии.— Труды ИГН АН СССР, вып. 122, серия петрогр., 1950, № 37.
- Т о л с т о й Д. М. Об определении предела текучести структурированных дисперсных систем. Докл. АН СССР, т. 77, № 5, 1951.
- Т о м а ш е в с к а я И. С. К вопросу об исследовании модуля сдвига образцов горных пород при высоких всесторонних давлениях.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 3 (хроника).
- Т р а п е з н и к о в А. А. О методах исследования упруго-вязких свойств монослоев и объемных коллоидов и их реологических характеристик. В сб.: «Новые методы физико-химич. исслед. поверхн. явлений». Изд-во АН СССР, 1950.
- Труды совещания по управлению горным давлением. Углетехиздат, 1948.
- Т р у м б а ч е в В. Ф. Применение оптического метода к исследованию распределения напряжений вокруг горных выработок. В сб.: «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Изд-во АГУ, 1960.
- Т р у м б а ч е в В. Ф., Су в о р о в Н. А. Материалы для оптического исследования напряжений в моделях горных выработок.— Тр. Ин-та горного дела АН СССР, 1954, № 1.
- Т у е з о в И. К. Некоторые закономерности изменения плотностей мезозойских и кайнозойских отложений в пределах Среднего Прииртышья. В кн.: «Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири». Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геофиз. и минерал. сырья МГ и ОН СССР, 1959, вып. 1.
- Т я б и н Н. В. О подобии потоков вязко-пластической жидкости.— Коллоид. журн., 1952, т. 14, № 4.
- У ж и к Г. В. Сопротивление отрыву и прочности металлов. Изд-во АН СССР, 1956.
- У м а н с к и й Я. С. и др. Физическое металловедение. Металлургиздат, 1955.
- У с о в М. А. Тектоника Сунженского каменноугольного месторождения.— Изв. Сиб. геол. ком., 1919, т. 1, вып. 2. Томск.
- У с о в М. А. Тектоника Анжерского каменноугольного месторождения.— Изв. Сиб. геол. ком., 1920, т. 1, вып. 4. Томск.
- У с о в М. А. Элементы тектоники Ленинского района Кузнецкого каменноугольного бассейна. Томск, 1923.
- У с о в М. А. Состав и тектоника Кемеровского месторождения Кузнецкого каменноугольного бассейна.— Изв. Сиб. геол. ком., 1926, т. 5, вып. 4. Томск.
- У с о в М. А. Формы дизъюнктивных дислокаций в рудниках Кузбасса. Сб. по геологии Сибири. Томск, 1933.
- У с о в М. А. Тектоника Кузбасса.— Проблемы сов. геол., 1935, № 2.
- У с о в М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940а, вып. 1.
- У с о в М. А. Структурная геология. Госгеолтехиздат, 1950б.
- У ш а к о в С. А., Л а з а р е в Г. К. Об изостатическом прогибании земной коры в Антарктиде под тяжестью ледовой нагрузки.— Докл. АН СССР, 1959, т. 129.
- Ф е р б е р н Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Ф и л о н е н к о - Б о р о д и ч М. М. Курс сопротивления материалов. Гостехиздат, 1951.
- Ф и л о н е н к о - Б о р о д и ч М. М. Задача о равновесии упругого параллелепипеда при заданных нагрузках на его гранях.— Прикл. матем. и механика, 1951, т. 15, вып. 2.
- Ф и с е н к о Г. Л. Определение сцепления и коэффициента внутреннего трения полускальных горных пород Коркинского месторождения.— Труд Всесоюз. науч.-исслед. марк-шейд. ин-та, 1953, № 27.
- Ф р е н к е л ь Я. И. Теория твердых и жидких тел. ОНТИ, 1934.
- Ф р е н к е л ь Я. И. Кинетическая теория жидкостей. Изд-во АН СССР, 1945.
- Ф р е н к е л ь Я. И. Введение в теорию металлов. ОГИЗ, М.— Л., 1948.
- Ф р е н к е л ь Н. З. Гидравлика. Гос. энергетич. изд-во, М.— Л., 1947.
- Ф р и д м а н Я. Б. Единая теория прочности материалов. Оборонгиз, 1943.
- Ф р и д м а н Я. Б. Механические свойства металлов. Изд. 2. Metallurgizdat, 1952.
- Ф р и д м а н Я. Б. Диаграмма относительной структурной неоднородности материалов.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 2.
- Ф р и д м а н Я. Б. Закономерности разрушения твердых тел применительно к задачам тектонофизики. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Ф р и д м а н Я. Б., З и л о в а Т. К., Д р о з д о в с к и й Б. А. Кинетика деформации и разрушения. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т авиац. мат-лов. М., 1960.
- Ф р о х т М. М. Фотоупругость. Т. 1 и 2. Гостехиздат, 1948, 1950.

- Ф у к с Г. И. Вязкость и пластичность нефтепродуктов. Гостоптехиздат, 1951.
- Х а и н В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. — Сов. геол., 1949, № 39.
- Х а и н В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, 1954.
- Х а и н В. Е. К проблеме классификации структурных изгибов земной коры. — Докл. АН АзССР, 1954, т. 10.
- Х а и н В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. — БМОИП, 1957, т. 32, вып. 5.
- Х а и н В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. — БМОИП, 1958, т. 33, вып. 4.
- Х е р а с к о в Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилежащих к нему районов. — БМОИП, 1932, № 3-4.
- Х о л о д о в В. Н. К вопросу о деформации карбонатных пород. — БМОИП, 1957, т. 32, вып. 3.
- Х о р о ш и л о в Л. В. Пример изучения истории формирования рудоносного разлома. — Труды ИГН АН СССР, вып. 162, серия рудн. месторожд., 1955, № 17.
- Х р а м у ш е в А. С. Гидрогеологическая классификация трещиноватости горных пород. — Сов. геол., 1941, № 4.
- Ц а р е в а Н. В. Распространение упругих волн в песке. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 9.
- Ц з я н Ц з у - ц и. О новейших тектонических нарушениях в районе Салта и Куппе горного Дагестана. — Вест. МГУ, серия геол., 1961а, № 3.
- Ц з я н Ц з у - ц и. Тектоническая трещиноватость карбонатных пород горного и предгорного Дагестана. Материалы науч. конфер. студентов и мл. науч. сотrud. геол. фак. МГУ, 1961б.
- Ц з я н Ц з у - Ц и, М о с к а л е в Н. П. и У с т и н о в а З. С. Характеристика микротрещиноватости мезозойских карбонатных пород Дагестана в связи с их нефтегазоносностью. Новости нефтяной техники, серия геол., 1961, № 9.
- Ц з я н Ц з у - ц и, С к а р я т и н В. Д. Опыт исследования трещиноватости карбонатных пород в условиях Дагестана с использованием аэрофотоснимков. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв., 1961.
- Ц и м б а р е в и ч П. М. Механика горных пород. Углетехиздат, 1948.
- Ц и м б а р е в и ч П. М. Рудничное крепление. Углетехиздат, 1951.
- Ц и н з е р л и н г Е. В. Пластические деформации кристаллов кварца и некоторые влияющие на них факторы. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Ц и н з е р л и н г Е. и Ш у б н и к о в а А. О «пластичности кварца». — Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1933, № 3.
- Ч а р у ш и н Г. В. Тектоническая трещиноватость слабо дислоцированных осадочных пород юго-востока Иркутского амфитеатра. — БМОИП, 1957, т. 32, вып. 3.
- Ч а р у ш и н Г. В. Изучение тектонической трещиноватости осадочных пород юга Сибирской платформы. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Ч е р е д н и ч е н к о А. І. Про деякі закономірності розташування рудних покладів північної частини Саксаганської смуги Криворіжжя. — Вісн. АН УРСР, 1957, № 9.
- Ч е р е д н и ч е н к о А. І. Закономірності поведінки рудних тіл по падінню північної частини Саксаганського рудного поля Криворіжжя. — Геол. журн. АН УРСР, 1958, № 1.
- Ч е р т к о в а Е. И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1950, вып. 14, № 5, 415.
- Ч у м а к о в а Л. В. и Ребиндер П. А. О законе развития высокоэластической деформации. — Докл. АН СССР, 1951, т. 81, № 2.
- Ш а д л у н Т. Н. и Розанов Ю. А. Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды. — Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3 (45).
- Ш а м и н а О. Г. Частотный анализ сейсмических колебаний. Краткое содержание диссертации. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 3.
- Ш а м и н а О. Г. Упругие импульсы при разрушении образцов горных пород. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 5 (513).
- Ш а м и н а О. Г. Поглощение продольных и поперечных волн в образцах различной формы. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 11.
- Ш а т с к и й Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к позн. геол. строения СССР, нов. серия, вып. 2/6, 1945.
- Ш а т с к и й Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Ш в а р ц Л. Я. Карты равных мощностей как средство уточнения тектоники. — Изв. АН ТуркмССР, 1955, № 1.
- Ш и р о к о в а И. Определение напряжений, действующих в очагах Гиндукушских землетрясений. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 12.
- Ш и х и н Ю. С. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений. В сб.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Ш н е е р с о н Б. А. О применении теории подобия при тектоническом моделировании. — Труды Ин-та теор. геофиз. АН СССР, 1947, № 3.

- Шнеерсон Б. А. Некоторые случаи деформации горных пластов, находящихся в пластическом состоянии.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1948, № 4.
- Шнеерсон Б. А. Некоторые задачи о движении вязких жидкостей в применении к геологии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1953, № 6.
- Шолоп В. Н. Структурные особенности зоны развития полной складчатости сланцевого Дагестана.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 3.
- Шрейнер А. А. Физические основы механики горных пород. Гостоптехиздат, 1950.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Всес. геогр. об-ва, нов. серия, т. 3, Географиздат, 1948.
- Шурыгин А. М. Условия формирования структур юго-восточного Кавказа.— Сов. геол., 1958, № 3.
- Щеголевская Н. А., Осокина Д. Н., Гзовский М. В. и Соколов С. И. Полимерные материалы с различными физико-механическими свойствами для изучения напряжений оптическим методом.— Изв. высш. учеб. завед., химия и химическая технология, 1960, № 1.
- Эдельман Л. И. и Ребиндер П. А. Структурообразование и упруго-эластические свойства гелей гидроокиси алюминия.— Коллоид. журн., 1951, т. 13, № 2.
- Эз В. В. О роли продольного изгиба слоев и послойного перераспределения материала в образовании полной складчатости.— БМОИП, 1958а, т. 33, вып. 4.
- Эз В. В. О некоторых закономерностях механизма образования полной складчатости.— Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1958б, № 5-6. Изд. Львов. гос. ун-та.
- Эйгенсон Л. С. Моделирование.— Изд-во «Сов. наука», 1952.
- Эйгенсон Л. С. Основы моделирования физических процессов. В сб.: «Проблемы текто-нофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Юркевич О. И. Эндогенный фактор при наклонах земной поверхности.— Труды ИГН АН УССР, серия геофиз., 1958, вып. 2.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Adams F. D. An experimental investigation into the action of differential pressure on certain minerals and rocks. — J. Geol., v. 18, 1910.
- Adams F. D. On the amount of internal friction developed in rocks during deformation and on the relative plasticity of different types of rocks. — J. Geol., v. 25, 1917.
- Argand E. La tectonique de l'Asie. Compt.rend. XIII Congr. géol. internat. Bruxelles, 1922, Liège, 1924.
- Bailey S. W. a. oth. Plastic deformation of quartz in nature. — Bull. Geol. Soc. America, v. 69, N 11, 1958.
- Becker G. Finite homogenous strain, flow and rupture of rocks.— Bull. Geol. Soc. America, v. 4, 1893.
- Belousov V. V. Einige allgemeine Fragen der Tektonik an der Nahtstelle zwischen Krim und Kaukasus (im Zusammenhang mit der Frage der Entstehung der Faltung). Geologie, Jg. 7, H. 3—6, Berlin, 1958.
- Belousov V. V. Types of folding and their origin. Internat. Geol. Rev., v. 1, N 2, 1959.
- Belousov V. V. Les divers types de plissements et leurs modes de formation. Rev. géogr., phys. et géol. dynamique (2), v. II, fasc. 2, Paris, 1959.
- Belousov V. V. Fundamental features of the structure and development of geosynclines. U. G. G. I. Assoc. seism. et de Physique de l'Int de la Terre, Publ. Bureau Centrale seism. Intern, serie A., fasc. 20, Toulouse, 1959.
- Belousov V. V. Experimental geology. Scient. Amer. February, 1961.
- Birch F., Schairer J., Spicer H. C. Handbook of Physical Constants. — Bull. Géol. Soc. America, 1942.
- Birch F. Internal constitution of the Earth; physics of the interior, Trans. Amer. Geophys. Union, v. 41, N 2, 1960.
- Boltzman L. Zur Theorie der elastischen Nachwirkung. Poggend. Ann., Ergänzungsband 7, 624—651, 1876; Sitzungsber. K. Akad. Wiss., Wien, Math.-naturwiss. Kl., Bd. 70, H. 11, 1875.
- Brace W. F. An extension of the Griffith theory of fracture to rocks.— J. Geophys. Res., v. 65, N 10, 1960.
- Bruckschaw J. Mc. G. a Mahanata P. C. The Variation of the elastic constant of rocks with frequency. Petroleum, 17, № 1, p. 14, 1954.
- Bucher W. Roke of gravity in orogenesis. — Bull. Geol. Soc. America, v. 67, 1956.
- Bullen K. E. An introduction to the theory of seismology. Cambridge Univ. Press. 2 ed., 1953.
- Burgers J. M. First report on viscosity and plasticity. Acad. sci., Amsterdam, 1935.
- Busse W., Lessing E., Loughborough D. and Larrick. Fatigue of fabrics.— J. Appl. Phys., v. 13, N11, 1942.
- Chang Wen-yov. Adaptation as a mode of development of fractures and its relation to geological phenomena. Contrib Nat. Res. Inst. Geol. Acad. Sinica, N 8, 1948.
- Chang Wen-yov. Geologische Struktur und Entwicklung. Geologie. Jg. 8, H. 5, Berlin, 1959.
- Cloos H. Experimente zur inneren Tektonik. Zbl. Mineral, Bd. 12, 1928.

- C l o o s H. Zur experimentellen Tektonik. Brüche und Falten. *Naturwissenschaften*, Jg. 19, H. 11, 1931.
- C l o o s E. Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. — *Bull. Geol. Soc. America*, v. 58, N 9, 1947.
- C l o o s E. Experimental analysis of fracture patterns.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 66, N 3, 1955.
- D a s S. C. On the general plane problem of plasticity and its geophysical significance. *Canad. J. Phys.*, v. 37, N 1, 1959, p. 63—74.
- D a u b r è e A. *Etudes synthétiques de géologie expérimentale*. Paris, 1879.
- D o b r i n M. B. Some quantitative experiments on a fluid salt-dome models and their geological applications. *Trans. Nat. Res. Council Amer. Geophys. Union*, pt. II, 1941.
- E w i n g M. The crust and mantle of the Earth. Repr. from *Geophysics and IGY Geophysical monograph*, N 3, 1958.
- Fracture. *Proc. Internat. Conf. Atomic Mechanisms of Fracture*. Massachusetts, April 12—16, 1959.
- F r o c h t M. M., F l y n n P. D. Studies in dynamic photoelasticity — *J. Appl. Mech.*, v. 23, N 1, 1956.
- G r i g g s D. T. The strain ellipsoid as a theory of rupture.— *Amer. J. sci.*, v. 30, 1930.
- G r i g g s D. T. Deformation of rocks under high confining pressures. — *J. Geol.*, v. 44, N 5, 1936.
- G r i g g s D. Creep of rocks. — *J. Geol.*, v. 47, N 3, 1939a.
- G r i g g s D. A theory of mountain-building. — *Amer. J. Sci.*, v. 237, N 9, 1939b.
- G r i g g s D. Experimental flow of rocks under conditions favouring recrystallization. — *Bull. Geol. Soc. America*, v. 51, N 7, 1940.
- G u t e n b e r g B. Viscosity, strength and internal friction in the interior of the Earth. *Physics of the Earth. VII Internal constitution of the Earth*. N. Y., London, 1939.
- G u t e n b e r g B. *Physics of the Earth's Interior*. N. Y. and London, 1959.
- G u t e n b e r g B. R., R i c h t e r C. F. *Seismicity of the Earth*. *Geol. Soc. America, Spec. Papers*, N 34, 1941, Princeton, N. Jersey, 1954.
- G z o v s k y M. V. Tectonophysical foundation for geological criteria of seismicity. *Papers I and II, Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys.*, ser. 2—3. 1957. Pergamon Press.
- G z o v s k y M. V. The use of scale models in tectonophysics. *Internat. Geol. Rev.*, v. I, N 4, Washington, 1959.
- G z o v s k y M. V. Method of modelling in tectonophysics. *Union géol. et géophys. Intern. Assoc. seismol. et physique de l'inter. de la terre. Trav. scient.*, sér. A, fasc. 20, Toulouse, 1959.
- G z o v s k y M. V. Tectonophysics and the forecast of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am*, № 3, 1962.
- G z o v s k y M. V., K u z n e z o v a I. M., O s o k i n a D. N. Die Charakterisierung tektonischer Spannungsfelder in Verbindung mit Problemen des Gebirgsdruckes, *Freiberger Forschungsh. C 81, Geophysik, Akademie Verlag, Berlin*, 1960.
- H a f n e r W. Stress distributions and faulting. — *Bull. Geol. Soc. America*, v. 62, N 4, 1951.
- H a n d i n J. a. oth. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at high temperature.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 42, N 12, 1958.
- H a n d i n J. Flow, fracture and strength of rocks in the laboratory. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 41, N 2, 1960.
- H a n d i n J., H a g e r V. R. Experimental deformation sedimentary rocks under confining pressure.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 41, N 1, 1957.
- H a s t N. The measurement of rock pressure in mines. *Sver. geol. undersökning, Arsbok*, ser. 52, N 3, 1958.
- H i e r s e m a n n L. *Geologisch-geophysikalische Theorien über den Aufbau und die Dynamik der Erdkruste*. *Freiberger Forschungsh. C 24, Geophysik, Akademie Verlag, Berlin*, 1956.
- H i e r s e m a n n L. Die rheologischen Eigenschaften der Erdkruste vom Standpunkt der neuen Erkenntnisse über den Herdvorgang bei grossen Erdbeben. *Ann. geofis.*, v. 11, N 2, 1958.
- H i l t s c h e r R. Spannungsoptische Untersuchung elastoplastischer Spannungszustände. *Z. VDI*, 95, N 23, 1953.
- H o d g s o n J. H. and S t e v e n s A. Direction of faulting in some of the larger earthquakes of 1955—1956. *Publs Dornin. Observ. Ottawa*, v. 19, N. 8, 1958.
- H o n d a H. The mechanism of the earthquakes. *Sci. Rept. Tohoku Univ.* 9, suppl. 1, 1957.
- H u b b e r t M. K. Theory of scale models as applied to the study of geological structures.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 48, 1937.
- H u b b e r t M. K. Strength of the Earth. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 29, N 11, 1945.
- J i d a K. and A o k i K. Seismic sources energy and wave energy in visco-elastic medium.— *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 4, N 2, 63, 1956.
- J e f f r e y s H. *Earthquakes and mountains*. 2 ed. Methuen — London, 1950.
- J e f f r e y s H. *The Earth*. 3 ed. Cambridge Univ. Press. N. Y., 1952.
- J e f f r e y s H. Rock creep and thermal instability. *Geophys. J.*, v. 1, N 2, 1958.
- K a r m a n T. Festigkeitversuche unter allseitigem Druck.— *Verh. Deutsch. Ingen.*, 5, 1911.
- K e i c h i K a s a h a r a. Fault origin model of earthquakes with special reference to the Tango earthquake, 1927. — *J. Phys. Earth*, v. 6, N 1, 1958.

- Kent P. E. Recent studies of South Persian salt plugs. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 42, N 12, 1958.
- Koenigsberger G., Morath O. Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik Zeit. der Deutsch. Geol. Ges. Bd. 65, 1913.
- Kvapil R. K otazce promennosti mechanickych a fysikalnich vlastnosti anisotropnich latek. Jaderna energic, č. 1, leden, 1959.
- Laubscher H. P. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. — Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, N 5.
- Lee J. S. Geomechanics (in chinese). Chung Hwa Book Co. Shanghai, 1945.
- Lee J. The strain ellipsoid and shear planes in rocks. — Bull. Geol. Soc. China, v. 28, N 1, 2, 1948.
- Lee T. S., Chen C. H., Lee M. T. Experiments with clay on shear fractures. — Bull. Geol. Soc. China, v. 28, N 1—2, 1948.
- Li Szu-Kuang. Vortex structure and other problems relating to the compounding of geo-tectonic systems of North-Western China. Academia Sinica, 1955.
- Link T. A. The origin and significance of «epianticlinal» faults as revealed by experiments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 11, N 8, 1927.
- Link T. A. Some applications of the strain ellipsoid — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v.13, 1929.
- Lomnitz C. Creep measurements in igneous rocks. — J. Geol., 64, N 5, 1956.
- Loving T. S. The fracturing in incompetent beds. — J. Geol., v. 36, 1927.
- Lyons W. J. The general relations of flow in solids and their application to the plastic behavior of tire cords.—J. Appl. Phys., v. 17, 1946.
- Mack C h. Plastic flow, creep and stress relaxation. — J. Appl. Phys., v. 17, 1946.
- Menzel H. On the propagation of seismic waves in a solid body with elastic afterworking. Geophys. Prospect., 1954.
- Michelson A. A. Elastic viscous flow. Pt. 1.— J. Geol., 25, 1917; Pt II, 28, 1920.
- Mindlin R. D. Stress distribution around a tunnel. Proc. Amer. Soc. Civil Engrs, v. 65, N 4, 1939.
- Mjačkin V. I., Riznicenko Iu. V. Seismoakustische Methoden für die Untersuchung des Spannungszustandes Gesteinen. Freiberg, 1958.
- Mohr O. Über die Darstellung des Spannungszustandes und des Deformationszustandes eines Körperselements und über die Anwendung derselben in der Festigkeitslehre. Civilingenieur, H. 2 u. 3, Leipzig, 1882.
- Nadai A. Theory of flow and fracture of solids, v. 1, 2 ed. N. Y., Toronto, London, 1950.
- Nettleton L. L. Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 27, N 1, 1934.
- Niskanen E. On the viscosity of the Earth's interior and crust. Publ. Isostatic Inst. Internat. Assoc. Geophys. Union, N 4, 1951.
- Parker T. J., Mc. Dowell A. N. Model studies of salt-dome tectonics. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 39, N 12, 1955.
- Patteisky K. Die Ursachen jungtektonischer Bodenbewegungen. Geologische Rundschau, Band 43, 1955, № 1.
- Phyllippoff W. Zur Theorien der Strukturviskositat.— Kolloid-Z., Bd. 71, H. 1. 1935.
- Phyllips D. W. Tectonics of mining. Colliery Eng., June-Oct., 1948.
- Price M. J. Mechanics of jointing in rocks. — J. Geol., v. 96, N 2, 1959.
- Ramberg H. Natural and experimental boundinage and pinch-and-swallow structures.— J. Geol., v. 63, N 6, 1955.
- Reyer E. Geologische und geographische Experimente. H. I. Falten. H. II. Vulkanische und Massen-Eruptionen. H. III. Rupturen. H. IV. Methoden und Apparate. Leipzig, 1892— 1894.
- Richter M. Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung.—Geologie, N 3—6, 1958.
- Robertson E. C. Experimental study of the strength of rocks. — Bull. Geol. Soc. America, v.66, 1955.
- Rubey W. W. a. oth. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. II. Overthrust beee in geosynclinal area western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis.—Bull.Geol. Soc. America, v. 70, N 2, 1959.
- Scheidegger A. E. Rheology of the Earth. The basis problem of geodynamics. Canad.—J.Phys., v. 35, N 4, 1957.
- Schwedoff Th. Recherches experimentales sur la cohesion des liquides. I-Rigidité des liquides, Journ. de Phys., 8(2), 341, 1889. II, Viscosité des liquides, Ibid. 9(2), 34, 1890.
- Sitter de L. U. The strain of rock in mountain-building processes. Amer.—J. Sci., v. 254, N 10, 1956.
- Sonder R. A. Stellung und Aufgabe der Geomechanik im Rahmen der geologischen Wissen-schaften.— Geol. Rundschau, Bd. 49, H. 2, 1960.
- The mechanics of faulting, with special reference to the Fault-plane work. (A symposium). Publs Domin. Observ. Ottawa, v. 20, N 2, 1957.

- Trouton F. T., Rankine A. O. On the stretching and torsion of lead wire beyond the elastic limit. *Philos. Mag.*, Ser. 6, 8; 1904.
- Wallace R. Geometry of shearing stress and relation to faulting.—*J. Geol.*, v. 59, N 2, 1951.
- Weaver S. H. The creep curve and stability of steels at constant stress and temperature. *Trans. Amer. Soc. Mech. Engrs.*, v. 58, 1936.
- Weller R. The optical investigation of fluid flow.—*J. Appl. Mech.*, v. 14, N 2, A—103, 1947.
- Willis B. The mechanics of Appalachian structure. *U. S. Geol. Surv.*, 13 Ann. Rept., pt. 2, 1893.
- Wilson G. Ptygmatic structures and their formation. *Geol. Mag.*, v. LXXXIX, N I, 1952.
- Wilson I. T. An approach to the structure of the Canadian shield. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 29, N 5, 1948.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Часть третья	
ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ	
I. Основные положения тектонофизики	9
II. Физико-механические свойства горных пород	12
Глава 15. Внутреннее строение земной коры и горных пород	12
Глава 16. Общие представления о деформациях и напряжениях	19
Деформации – 19. Напряжения – 22. Молекулярные процессы – 24.	
Глава 17. Основные закономерности кинетики деформации горных пород	27
Развитие деформаций во времени – 27. Влияние напряженного состояния и температуры на развитие деформаций во времени – 37. Общность законов деформаций – 45.	
Глава 18. Особенности главного уравнения кинетики деформации и взаимоотношения между тремя составляющими общей деформации	48
Глава 19. Упругость горных пород	57
Упругость лабораторных образцов – 57. Упругость природных толщ – 63. Выводы – 64.	
Глава 20. Вязкость горных пород	65
Вязкость лабораторных образцов – 65. Вязкость природных толщ – 72. Выводы – 80.	
Глава 21. Прочность горных пород	81
Морфология разрушения образцов – 82. Распределение напряжений в образцах – 91. Физическая теория образования элементарных тектонических разрывов – 102. Выводы – 118.	
Глава 22. Пластичность горных пород	121
III. Моделирование тектонических явлений	123
Глава 23. Основные принципы моделирования тектонических явлений	125
Глава 24. Условия подобия	126
Общие условия подобия – 126. Условия подобия для отдельных опытов – 138. Выводы – 143.	
Глава 25. Эквивалентные материалы	144
Теоретические требования к эквивалентным материалам – 144. Примеры эквивалентных материалов – 147. Теоретические основы создания эквивалентных материалов с заранее заданными свойствами – 150. Выводы – 155.	
Глава 26. Оптический метод изучения напряжений в моделях	156
Физические основы метода – 157. Соотношения между оптическими явлениями, деформациями и напряжениями – 164. Методика исследования моделей – 172.	
Глава 27. Оптически активные материалы для моделирования тектонических явлений	180
Глава 28. Приборы и установки, используемые при моделировании тектонических процессов	183

Часть четвертая
МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ БАЙДЖАНСАЙСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ

I. Тектонические поля напряжений	197
II. Механизм образования мелких дополнительных складок. Продольное расплющивание и продольный изгиб	207
<i>Глава 29.</i> Результаты полевого изучения дополнительных складок	209
Дополнительная складчатость внутри Аксуранской синклинали – 209. Дополнительная складчатость на Кокпатасско-Мынчабырской антиклинали – 232. Дополнительная складчатость внутри Дегризско-Коксайской синклинали – 235. Дополнительная складчатость на Кокбастау-Булакбетской антиклинали – 258. Дополнительная складчатость внутри Кызылсанско-Бозбутацкой синклинали – 260. Дополнительная складчатость в породах нижнего палеозоя – 268. Выводы – 269.	
<i>Глава 30.</i> Результаты моделирования складок продольного расплющивания и продольного изгиба	277
Воспроизведение складок, вызванных перетеканием слоев – 277. Выяснение факторов, определяющих место возникновения, величину и число складок продольного сжатия – 280. Выяснение физических условий возникновения складок продольного изгиба и продольного расплющивания – 292. Выводы – 318.	
III. Механизм образования основных крупных складок. Поперечный изгиб	323
<i>Глава 31.</i> Результаты полевого изучения деталей структуры и разрывов, связанных с основными крупными складками	324
Аксуранская синклиналь – 324. Кокпатасско-Мынчабырская антиклиналь – 328. Коксайская синклиналь – 336. Кокбастау-Булакбетская антиклиналь – 337. Кызылсанско-Бозбутацкая синклиналь – 357. Акбетская антиклиналь – 359. Выводы – 359.	
<i>Глава 32.</i> Результаты моделирования складок поперечного изгиба	363
Общая характеристика опытов – 363. Выяснение поля напряжений в складках поперечного изгиба – 369. Выяснение систем разрывов в складках поперечного изгиба – 372. Выводы – 388.	
IV. Проблема механизма Главной Каратауской зоны разрывов. Простое и сложное сдвигание	392
<i>Глава 33.</i> Теория деформации простого сдвига	393
Терминология – 393. Эллипсоид деформации – 395. Использование эллипсоида деформации для характеристики упругих и пластических деформаций – 403. Напряженное состояние и расположение разрывов при простом сдвиге – 408. Выводы – 410.	
<i>Глава 34.</i> Результаты полевого изучения кулисообразно расположенных трещин	411
Примеры геологических условий образования кулисообразно расположенных трещин – 411. Выводы – 417.	
<i>Глава 35.</i> Результаты моделирования трещин, связанных с простым и сложным сдвигом	418
Общая характеристика опытов – 418. Описание опытов, проведенных по первой схеме – 422. Описание опытов, проведенных по второй схеме – 428. Напряженное состояние моделей при простом и сложном сдвиге – 430. Выводы – 434.	
<i>Глава 36.</i> Механизм верхнепалеозойских нарушений в Главной Каратауской зоне разрывов	436
V. Механизм образования крупных тектонических разрывов	439
<i>Глава 37.</i> Результаты полевого изучения механизма крупных разрывов	440
Соотношения между величиной и числом разрывов – 440. Морфология, история и механизм формирования крупных разрывов – 442. Выводы – 451.	
<i>Глава 38.</i> Результаты моделирования крупных разрывов	452
Общая характеристика опытов – 452. Описание опытов, проведенных по первой схеме – 453. Описание опытов, проведенных по второй схеме – 457. Выводы – 457.	
<i>Глава 39.</i> Влияние разрывов на напряжения	458
<i>Глава 40.</i> Основные результаты изучения крупных разрывов	467

VI. Механизм образования Байджансайского антиклинория и его влияние на формирование рудных месторождений	473
<i>Глава 41.</i> Общая схема механизма образования Байджансайского антиклинория	474
Основные этапы формирования антиклинория в верхнем палеозое и направление создавших его сил – 474. Схема поля напряжений антиклинория – 480. Классификация и картирование складок и разрывов антиклинория по генетическим признакам – 482. Механизм альпийских нарушений антиклинория – 485. Выводы (Ответы на вопросы, поставленные в главе 14) – 486.	
<i>Глава 42.</i> Тектонофизические критерии при поисках и разведке рудных тел в Байджансайском антиклинории	489
Происхождение руды – 489. Тектонофизические поисковые критерии – 492. Прогноз руды – 494. Выводы – 496.	

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Новые представления о тектонике Байджансайского антиклинория	500
2. Физические основы тектонофизики	502
Внедрение реологии в геологию – 502. Физико-механические свойства горных пород – 503. Теория физического подобия тектонических процессов – 503. Оптический метод исследования напряжений в моделях – 504. Новые приборы – 505.	
3. Тектонические поля напряжений	505
Методы изучения – 506. Типы тектонических полей напряжений – 506.	
4. Новое представление изучения складок	507
5. Физическая теория тектонических разрывов	509
Физические условия возникновения простых разрывов – 509. Механизмы формирования крупных сложно построенных разрывов – 510. Распределение разрывов в пространстве и времени – 510.	
6. Перспективы использования тектонофизики	511
Вопросы, связанные с региональной тектоникой – 511. Вопросы, связанные с поисками, разведкой и разработкой месторождений – 513. Вопросы, связанные с изучением глубинных геологических и геофизических процессов – 515.	
Résumé	517
Литература	518

Михаил Владимирович Гзовский

Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. 3 и 4

Утверждено к печати
Институтом физики Земли им. О.Ю.Шмидта
Академии наук СССР