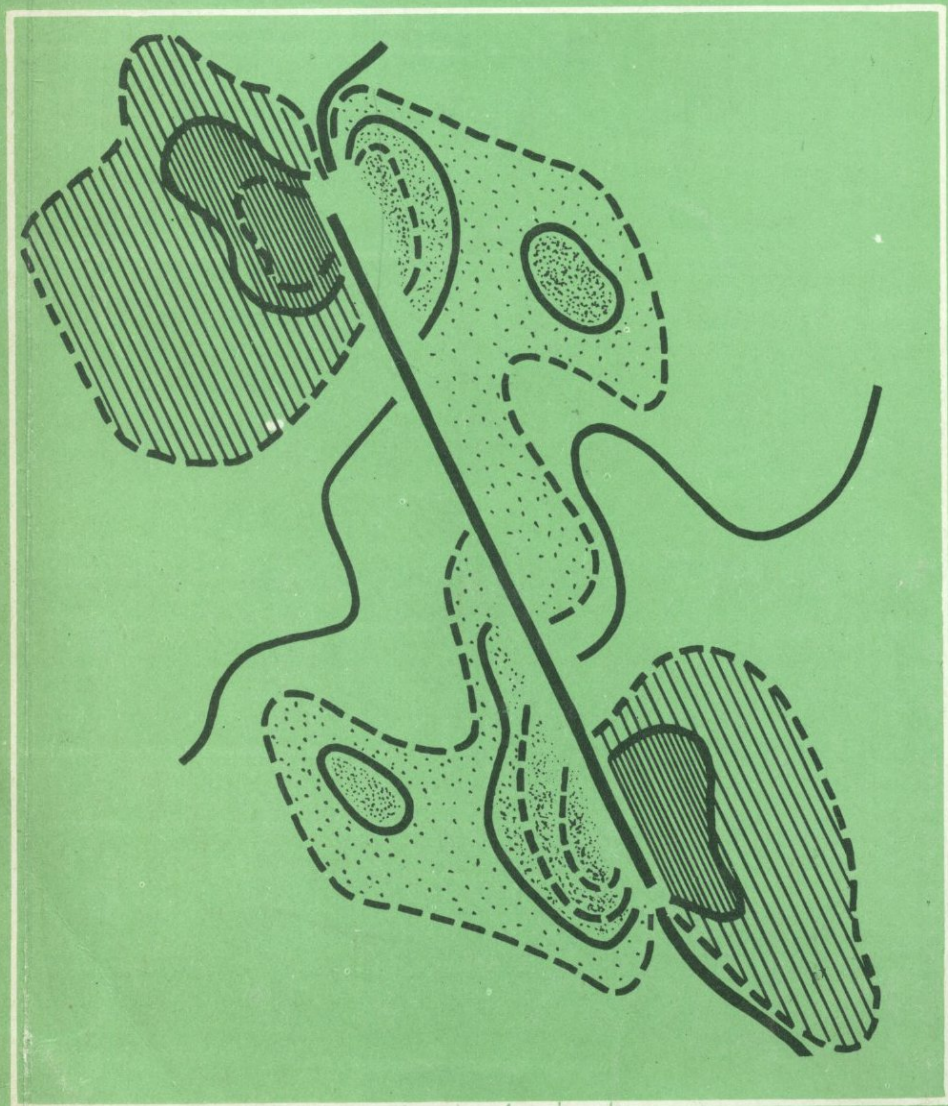


МЕХАНИЗМ

С. С. СТОЯНОВ

ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ ЗОН



Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М., «Недра», 1977, 144 с. с ил.

В книге содержатся результаты изучения закономерностей формирования, морфокинематических особенностей и пространственных соотношений структур, составляющих разрывные зоны или сопровождающих крупные разрывы. В основе исследований лежит большой теоретический, экспериментальный и полевой материал. Приведен критический анализ современных теоретических представлений о механизме образования разрывов более высокого порядка. Возникновение этих структур связывается с повышенными напряжениями в определенных участках главных разрывов. Специальное внимание уделено лабораторному и полевому изучению малоизвестных поперечных (антитетических) нарушений скалывания в зонах разрывов. Затронуты методические вопросы тектонофизических исследований. Разработана и применена методика количественного анализа деформаций в тектонических моделях с обработкой данных на ЭВМ.

Полученные результаты могут использоваться при детальном структурных наблюдениях и оценке флюидной проницаемости разрывных структур, а также теоретических и экспериментальных тектонофизических работах.

Книга рассчитана на геологов, специалистов по геотектонике, структурному анализу и тектонофизике.

Ил. 56, список лит. — 170 назв.

Под редакцией доктора геол.-минерал. наук А. В. ВИХЕРТА

С $\frac{20802-574}{043(01)-77}$ 329-77

© Издательство «Недра», 1977

ИБ № 1975

Сава Савов Стоянов

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ ЗОН

Редактор издательства Л. В. Власова
Переплет художника А. Я. Толмачева
Художественный редактор В. В. Евдокимов
Технический редактор Н. В. Балашова
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 3/VI 1977 г. Подписано в печать 24/XI 1977 г.
Формат 60×90^{1/16} Бумага № 1 Печ. л. 9,0 Уч.-изд. л. 9,85 Тираж 1280 экз.
Заказ 401/6857-1 Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

Книга болгарского исследователя Савы Стоянова посвящена актуальной проблеме механизма образования трещин и разрывов, вторичных (подчиненных, сопутствующих, сопровождающих) по отношению к первичному или главному разрыву и составляющих вместе с ним разрывную зону. Несомненным достоинством монографии является принятая в ней последовательность анализа природных явлений: от теоретической физико-математической модели через экспериментальную тектонофизическую модель к природному объекту или процессу. Этот прием исследования, как известно, широко применяется в физике и приносит полезные результаты. Среди других методических достоинств работы надо отметить доведенный до совершенства способ регистрации деформаций в лабораторных экспериментах посредством сетки точек. Большое внимание уделено малоизученным синтетическим и антитетическим разрывам.

После работ А. В. Пэка, а затем исследований М. В. Газовского уже на новой тектонофизической основе, в отечественной и зарубежной тектонофизической литературе обобщений, подобных тем, которые содержатся в монографии С. Стоянова, не было, поэтому можно надеяться, что труд С. Стоянова найдет заинтересованного читателя.

Некоторые спорные положения отмечены в примечаниях редактора.

А. В. Вихерт

Разрывные нарушения — от мелких трещин до гигантских разломов — широко развиты в земной коре. Поэтому их значение в геологии вряд ли можно переоценить. Для структурной геологии и геотектоники — это очень важные структурные элементы, определяющие современную расчлененность земной коры во всех масштабах и в большой степени отражающие ее развитие. С другой стороны, выступает их непосредственное практическое значение в качестве проводников и аккумуляторов флюидов, в особенности рудоносных гидротерм и нефти. Развитие и пространственное распределение разрывов представляет собой также первостепенный интерес для сейсмологии, инженерной геологии и т. п. Этим объясняется все возрастающее внимание, которое уделяется проблемам разрывной тектоники.

В предлагаемой работе сделана попытка осветить с теоретических позиций проблему формирования сложно построенных разрывов (разрывных зон). Главную задачу монографии можно определить как выявление, систематизацию и обобщение самых общих генетических и морфокинематических закономерностей, которым подчиняются совокупности структур, составляющих разрывные зоны или сопутствующих крупным разрывам.

Формирование структур в разрывных зонах, их кинематика и пространственно-морфологические особенности обуславливаются специфическим локальным распределением деформаций и напряжений в связи с разрывными движениями. Таким образом, задача по существу сводится к выяснению механизма образования и развития второстепенных (второго порядка, «оперяющих») структур в окрестностях существующих или эмбриональных разрывов.

Для решения широкого круга важных теоретических и прикладных вопросов структурной геологии и геотектоники все большее значение приобретают идеализированные теоретические модели структур и механизм их возникновения и развития. Построение таких моделей на основе аналитических решений и экспериментальных исследований и является основной задачей тектонофизики — новой «стыковой» науки, быстро развивающейся в последние десятилетия во многих странах, при ведущем значении советской тектонофизической школы.

С уменьшением запасов известных и легко вскрываемых энергетических и других минеральных ресурсов Земли, при возрастающем их потреблении в наше время еще острее ставится вопрос о развитии и применении новых, в том числе тектонофизических методов исследований, направленных на более точный

прогноз залежей, недоступных для «классических» способов поисков и разведки, и на более полное их извлечение. Знание общих закономерностей генезиса, кинематики, морфологии и пространственных соотношений различных видов нарушений в пределах разрывных зон является важной предпосылкой обоснованности структурно-тектонической интерпретации и эффективного поиска, разведки и добычи полезных ископаемых.

Очевидно, круг проблем, связанных с механизмом формирования и внутренним строением разрывных зон, слишком широк для того, чтобы его можно было всесторонне рассмотреть и проанализировать. Немало вопросов уже в достаточной степени освещено как в классической литературе, так и новыми исследованиями. Критически систематизированные и обобщенные в данной монографии их основные результаты дополнены и расширены. Наряду с этим разработан ряд частных, порой весьма детальных, вопросов рассматриваемой проблемы; в отдельных случаях автор по-новому подошел к ранее решенным задачам.

Обобщенные модели разрывных зон выводятся главным образом путем лабораторного тектонического моделирования, согласованно с теориями распределения напряжений и деформаций в определенных, структурно обусловленных участках и при учете механических законов разрушения. Применимость и специфика этих моделей в природных условиях выясняются путем обсуждения ряда реальных геологических примеров. Конечно, такой подход не обеспечивает полной адекватности полученных выводов в отношении всех разнообразных природных разрывных и разрывно-складчатых сочетаний, но может предоставить исследователям ключ к решению многих структурных задач и к обоснованному прогнозу закрытых частей разрывных зон.

В процессе экспериментов возникла необходимость в точном изучении распределения деформаций в тектонических моделях. В связи с этим специально разработана количественная лабораторная методика; ее изложению отведена часть текста.

Монография выполнена в Геологическом институте Болгарской Академии наук в связи с общими структурными исследованиями разрывной тектоники на территории Болгарии, проводимыми коллективом секции геотектоники. Вставшие перед автором многочисленные трудности, сопутствующие заложению основ специализированных тектонофизических исследований, в большой степени были преодолены благодаря всесторонней поддержке руководителя секции академика Е. Бончева и постоянному содействию всех сотрудников секции, в первую очередь Хр. Дабовского, Ив. Хайдутова, Ю. Карагюлевой, В. Костадинова, Ц. Цанкова, П. Гочева, Ив. Загорчева. За полезные обсуждения или совместные разработки автор обязан также А. Андрееву, В. Вычеву, Ж. Иванову, И. Малякову, П. Пиронкову, П. Попову, В. Пчеларову.

Особенно плодотворной для автора была непосредственная связь с советскими учеными В. В. Белоусовым, М. В. Гзовским, Д. Н. Осокиной, А. В. Вихертом, В. Д. Парфеновым, Л. В. Никитиным и многими другими.

Значительную техническую помощь в работе над монографией оказали Д. Тронкова, Е. Джонджурова, И. Загорчева, В. Михайлова, Сн. Пантева. Над редакцией русского текста работали А. Харковска, А. В. Вихерт.

Пользуясь случаем, автор приносит всем названным лицам свою искреннюю благодарность.

1. УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ ТЕРМИНЫ И СИМВОЛЫ

В нашу задачу не входит полный обзор употребляемых в работе терминов и раскрытие их содержания. Здесь мы приводим лишь пояснения, необходимые для однозначного понимания некоторых основных терминов, тем более, что в рамках настоящей работы в них вложено в известной мере специфическое содержание. Кроме того, ряд терминов объясняется попутно в соответствующих местах основного текста.

Порядок структур определяется как признак только генетической соподчиненности и в принципе не учитывает размеры структур. В силу этого структурами второго порядка (или вообще более высокого порядка) мы называем структуры, в образовании которых существенную роль сыграла некоторая структура, определяемая как структура первого порядка (или более низкого порядка). Последняя считается еще **главной, или основной, структурой**. В качестве синонима структур второго порядка используется и термин «вторичные структуры», хотя, по нашему мнению, он предполагает еще и временную последовательность¹. Термин «перистые», или «оперяющие», структуры имеет морфологическое содержание и относится только к геометрическим соотношениям структур; наличие генетической связи между оперяемой и оперяющими структурами не обязательно. Не все структуры второго порядка развиваются в виде оперений.

Термин «порядок» в указанном смысле применяется и тогда, когда речь идет о физических величинах (силы, напряжения, деформации) или процессах (структурообразование, смещение).

Термины «разлом», «трещина», «разрыв» в механическом смысле эквивалентны и если специально не оговорены, то относятся к структурам, образованным путем скалывания. Первые два термина связаны с размерами структур, в то время как третий в этом отношении нейтрален.

Термин «группа» (разрывная, трещинная) приблизительно соответствует английскому термину «set», который иногда переводится на русский язык как «серия» [38], но здесь он применяется в определенном генетическом смысле лишь для наруше-

¹ Возможно и нарушение этой последовательности, например, трещины второго порядка могут предшествовать видимому проявлению основного разрыва.

ний более высокого порядка. Основой для выделения групп является не параллельность разрывов, а общность их кинематической характеристики и условий образования.

В литературе к взбросам относят разрывы с наклоном поверхности смещения более 45° , к надвигам — менее 45° . Кроме того, обычно считают, что надвиги связаны со складчатостью и имеют волнистую поверхность в разрезе. В наших исследованиях, главным образом лабораторных, разрывы со смещением всякого крыла по восстанию имеют различные наклоны, чаще всего $30\text{—}40^\circ$. Поскольку волнистость и связь со складчатостью у них отсутствуют, они всегда являются взбросами.

Термин «разрывная зона» в общепринятом значении обозначает совокупность преимущественно разрывных структур, пространственно приуроченных к данному удлиненному участку, образованных в разное время и прошедших разное развитие. В данной работе содержание термина несколько ограничено: под разрывной зоной понимается совокупность структур более высокого порядка по отношению к определенному — зарождающемуся или возникшему ранее — разрыву¹. Близкими по содержанию являются такие термины, как «рассеянный разлом», «составной» [23], или «сложнопостроенный», разрыв [25].

«Зоной скальвания» называется относительно узкая полоса, в которой структуры второго порядка возникали в результате внутренних продольных или преимущественно продольных смещений при относительно стабильном состоянии примыкающих с обеих сторон масс.

«Структурный парагенезис» — это совокупность взаимно обусловленных или возникших в результате общей причины структур, тесно связанных между собой в пространстве. Термин нами применяется только по отношению к данному разрыву и связанным с ним структурам более высокого порядка.

Терминами «синтетический» и «антитетический» определяются разрывы второго порядка, имеющие соответственно одинаковое и противоположное вращение относительно общего вращения в разрывной зоне.

Объяснение необходимо дать главным образом следующим символам:

σ , τ — нормальное и касательное напряжение на данной плоскости;

ϵ , ϵ , λ — меры относительной линейной деформации в данном направлении (соответственно условная и логарифмическая деформация и квадратическое удлинение);

γ — мера сдвига (изменение прямого угла) для малой и конечной деформации.

¹ Основная часть наших рассуждений будет касаться относительно ранних стадий развития разрывных зон, когда возможно построить обобщающую модель процесса и результата структурообразования.

Перечисленным символам приписываются индексы, обозначающие направление действия. В случаях, если нужно уточнить порядок поля, к которому относится та или иная величина, символы записываются с соответствующим числом штрихов (σ' , σ'' и т. п.).

Напряжения сжатия и деформации укорочения считаются положительными. Это противоречит общепринятому определению алгебраического знака в технической механике, но в тектонофизике очень удобно ввиду динамических условий в земной коре. Известно, что по тем же соображениям знак плюс присваивается сжатию, а знак минус — растяжению не только зарубежными авторами в работах по тектонофизике, горной механике и т. п., но и в ряде инженерно-геологических работ советскими исследователями¹ [2, 33]. Алгебраические значения главных напряжений удовлетворяют неравенствам $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Это относится также и к главным значениям деформаций ϵ и ϵ , в то время как для квадратических удлинений выполняются неравенства $\lambda_1 \leq \lambda_2 \leq \lambda_3$.

Касательные напряжения и деформации сдвига в работе используются только в виде модулей. При необходимости к направлениям вращения при сдвиге или скольжении применяются геологические определения «левый» и «правый». В таком смысле иногда условно говорится и о «знаке смещения»:

α — угол между σ_1 и данной плоскостью, α_0 — между σ_1 и плоскостью разрушения (угол скалывания);

φ — угол между ϵ_1 , ϵ_1 или λ_1 и данным направлением (в деформированном состоянии);

θ — угол между структурами второго порядка и осью разрывной зоны;

μ — коэффициент трения;

E , G — модуль продольной упругости (Юнга) и модуль упругого сдвига соответственно (G_0 , G_R , G_m — модули соответственно мгновенной, замедленной и полной упругости);

ω — влажность (отношение массы воды к массе сухой фазы в процентах [88]).

Для обозначения некоторых структур или в качестве сокращений применяются следующие символы:

St , At — синтетический и антитетический;

A , B — косые (до продольных) и приблизительно поперечные сколы второго порядка у окончаний разрывов [109];

R , R' — то же, для нарушений в зонах скалывания [160].

Сколы A и R представляют собой частные случаи St -сколов, B и R' — частные случаи At -сколов;

T — нарушения отрыва в зонах скалывания;

S — слоистость.

¹ Если алгебраический знак напряжений и деформаций есть вопрос выбора, то использование символов с алгебраическим знаком (+ σ , - σ), введенное М. В. Гзовским [24 и др.] и перешедшее в некоторые болгарские работы [4, 13], является некорректным.

В анализах используется прямоугольная координатная система, связанная с разрывом первого порядка следующим образом: оси Ox и Oz расположены в плоскости разрыва, причем Ox параллельна, а Oz перпендикулярна к направлению сдвигового смещения; Oy направлена по нормали к разрывной плоскости.

2. ТЕКТОНОФИЗИКА КАК НАУКА

а. О содержании и методах тектонофизики

Методика тектонофизических исследований непосредственно прорастает из предмета и содержания тектонофизики. Поскольку в этом отношении нет единого мнения, уместно высказать нашу точку зрения и уточнить содержание, вкладываемое в понятие «тектонофизика» нами.

Различие в понимании тектонофизики разными исследователями отмечено В. В. Белоусовым [6] и М. В. Гзовским [26]. Ее четкому определению как «учению о механизме развития деформационных структурных элементов земной коры» [26, с. 8] с задачами «исследований физического механизма тектонических деформаций» [6] противостоит очень широкое и расплывчатое понимание многих зарубежных ученых. Оно распространяется главным образом журналом «Tectonophysics», в котором публикуются статьи, касающиеся геотектоники, геологии и физики недр Земли («Tectonophysics», vol. 1, p. 1, 1964). Однако с течением времени происходит объективный процесс расширения круга проблем и исследований, понимаемых как тектонофизические. Примером этого является ряд работ М. В. Гзовского [29, 30, 127, 148], в которых предмет тектонофизики рассматривается значительно шире, чем механизм конкретных структурообразовательных процессов, и охватывает физические явления и закономерности, по крайней мере, в пределах всей тектоносферы.

При таком состоянии вопроса мы считаем целесообразным совместить упомянутые две точки зрения, вводя понятие «тектонофизика в широком смысле» и подразделяя ее (без четкого разграничения) на общую тектонофизику и тектонофизику в узком смысле. Первая представляет собой типичную комплексную науку, тесно переплетающуюся с геотектоникой и геофизикой и изучающую все физические, физико-механические и физико-химические процессы и явления, определяющие движения и развитие земной коры, мантии и ядра, равно как и их строение. Для нее остается в силе отмеченная неопределенность объема, а существование в качестве хорошо обособленной науки представляется спорным.

Приведенные определения В. В. Белоусова и М. В. Гзовского следует отнести к тектонофизике в узком смысле: именно предметом ее исследования служит непосредственный механизм структурообразования в земной коре. Проводя аналогию с гео-

физикой, ее можно назвать еще и прикладной, поскольку изучаемые ею природные явления имеют конкретное отношение к практической деятельности человека. Утверждение М. В. Гзовского [26] о том, что выяснение морфологии, истории и закономерностей распространения структурных элементов в тектонофизике не входит, нельзя принять безоговорочно. Изучение механизма структурообразования приводит не только к общим теоретическим выводам и синтезам, но вскрывает и морфологические закономерности. Исключительно важны при структурных и поисково-разведочных работах закономерности пространственных соотношений парагенетически связанных структур.

Таким образом, по объекту исследования «прикладная» тектонофизика естественно связывается со структурной геологией. Можно даже сказать, что она представляет собой теоретическую основу структурного анализа. Несмотря на то, что в таком понимании тектонофизика может показаться не самостоятельным, а подчиненным структурной геологии разделом науки, она четко отграничивается от нее главным образом методами исследования.

Собственно тектонофизические методы исследования включают лабораторное экспериментальное (тектоническое) моделирование и теоретическое физико-математическое моделирование, которое осуществляется на основе представлений механики деформируемого тела. Структурный анализ опирается на результаты этих методов, но как собственные он их не содержит. Оба подхода — экспериментальный и теоретический — в общем равноправны, хотя иногда в литературе тектонофизика отождествляется только с экспериментальной тектоникой. В методы всесторонних тектонофизических исследований входят также и полевые структурно-тектонические наблюдения, изучение механических свойств пород и т. п., но они не специфичны для тектонофизики.

Вопросы, затронутые в предлагаемой работе, целиком относятся к тектонофизике в узком смысле и обсуждаются на основе комплекса методов.

6. Методы исследования

Критический обзор литературных источников. Формирование и строение разрывных зон описано во многих работах — теоретических, экспериментальных, полевых, комплексных. Можно сказать, что ряд основных проблем уже разработан довольно хорошо и в общем создана теоретическая база для дальнейших частных исследований. Конечно, нельзя считать, что все обстоит благополучно. Существуют решения с фундаментальным значением, но без необходимой популяризации, многочисленны различия во взглядах и выводах, иногда некритично применяются неправильные теоретические концепции и т. п. Проведенные

ниже обзор познакомит читателя с сущностью некоторых важных исследований, но главная его задача состоит в систематизации идей и результатов, касающихся механизма формирования структур второго порядка, и в выделении того, что в них рационально и перспективно. Конечная цель сводится к построению общей основы лабораторного и полевого изучения разрывных зон, опирающегося на единую концепцию.

Предлагаемый обзор не является всеобъемлющим. Интерес представляют прежде всего теоретические работы, так как их результаты могут оказаться более или менее широко применимыми. Основное место отведено аналитическим исследованиям. Они рассматриваются более обстоятельно и по тем соображениям, что из-за специфики математического аппарата менее знакомы широкому кругу специалистов. Известный перевес дан и исследованиям зарубежных авторов также по причине их ограниченной доступности и популярности.

Физико-математический анализ. Изучение закономерностей деформаций и разрушений в земной коре на основе законов и математического аппарата механики (математическое моделирование тектонических процессов и структур) — задача сложная, но актуальная. М. В. Гзовский [29] сформулировал ее как отыскание количественных связей между напряжениями, деформациями, разрывами, первоначальной структурой, общей морфологией и внешними силами. Достоинство аналитически выведенных моделей состоит прежде всего в их абстрактности и общности. При правильном построении они безусловно верны в отношении определенных общих особенностей данного класса явлений. Таким образом, модели могут послужить прочной основой при изучении какой-либо группы явлений или отдельного феномена.

Нельзя считать, конечно, что любое формально безупречное аналитическое решение полностью отображает общие особенности того или иного геологического объекта. Известно, что это существенно зависит от идей, на базе которых ставятся задачи¹ и степени пока неизбежной идеализации объекта. Этим можно объяснить и случаи применимости разных теоретических моделей к одному и тому же объекту. Механический анализ компрометируется также несообразностями и ошибками при его использовании, которые критиковал Г. И. Гуревич [36], но это не дает основания считать, что сам по себе он является схоластическим методом априорных построений. При всех справедливых замечаниях физико-механический анализ в тектонофизике сохраняет свои основные достоинства — способность выявления самых общих закономерностей и применимость (по крайней мере, прин-

¹ В рамках тектонофизики в тесном смысле этот фактор редко может быть определяющим.

ципиальная) при решении широкого круга структурных и геодинамических проблем.

До тех пор пока не достигнута однозначность полевого морфо-кинематического и динамического анализа, основанного на аналитически полученных моделях, обязательной является хотя бы физико-механическая совместимость структурной интерпретации, т. е. ее соответствие современному уровню знаний законов деформации и разрушения сплошной среды вообще и существующим аналитическим решениям ряда структурно-динамических задач в частности.

Метод математического моделирования не является основным в наших исследованиях. Последние широко опираются как на модели, полученные аналитическим путем, так и на общий учет и анализ физико-механических условий. Трудоемкие вычислительные операции выполнены на ЭВМ по специально разработанным программам.

Тектоническое моделирование (экспериментальная тектоника). Ввиду того, что некоторые ученые [35, 45] в экспериментальной тектонике выделяют две группы исследований — с естественными горными породами («тождественными» материалами, по Ю. А. Косыгину) и с масштабными моделями из эквивалентных материалов, необходимо уточнить, что здесь мы будем касаться только второй группы исследований.

Относительно представительности тектонического моделирования в качестве научно-исследовательского метода существуют различные даже противоположные мнения [120, 32]. Наша точка зрения, сложившаяся из собственного опыта, весьма точно выражается утверждениями, что эксперименты способствуют «получению дополнительных фактических данных и разработке новых представлений» [26, с. 26] и «стимулируют и направляют мысль исследователя даже в тех условиях, когда геологические и физические теории оказываются малоэффективными» [62, с. 116].

В лабораторной работе нами принята в основном методика, разработанная в группе тектонофизики Института физики Земли АН СССР [28]. Исследования проводились почти исключительно на моделях из влажной глины. Для решения некоторых задач успешно могли бы применяться поляризационно-оптические методы, но нам это не удалось по ряду причин технического характера. В разных случаях использовались три основных типа пресов — для продольного горизонтального сжатия или растяжения, для поперечного изгиба (с вертикально движущимся поршнем) и для создания простого сдвига (с горизонтально движущимися плитами), а также сочетания между ними. Из-за существующих общих затруднений при практическом выполнении требований теории тектонического подобия [130, 28] и по причине недостаточной технической оснащенности удовлетворение условий подобия оставалось, конечно, приблизительным. В то же

время следует иметь в виду, что в отношении моделирования разрывов эти требования менее жестки и легче выполнимы [28 и др.].

Полевые наблюдения. Преобладающая часть полевых наблюдений проводилась на небольших, хорошо обнаженных структурах и совокупностях структур. При оценке представительности собственно тектонофизических результатов мелкие структурные парагенезисы имеют преимущество наглядности и доступности для полных и детальных наблюдений. Часто их морфология и кинематические особенности убедительно вскрывают и генетические соотношения между составляющими структурами.

С другой стороны, в теории тектонического подобия доказывает [28], что процессы формирования крупных и мелких структур, образовавшихся в течение одинаковых промежутков времени, механически подобны, если инерционные силы (включая земное ускорение) не являются определяющими¹. У. де Ситтер [78] утверждает, что «для формы складок или ориентировки разрывов существенны относительные размеры и углы, а не размеры как таковые» и что, создавая структуры разных размеров, природа осуществила «полное подобие, несравненно лучше того, которое может быть достигнуто при экспериментах» (с. 67—68)². Игнорировать значение масштабного фактора, конечно, нельзя, но надо согласиться, что мелкие структуры во многом являются моделями крупных. Особое значение в наших анализах им придается в качестве промежуточного звена между аналитическими и лабораторными моделями, с одной стороны, и крупными тектоническими структурами, с другой.

При обсуждении применимости тектонофизических результатов к реальным тектоническим объектам использовались и опубликованные данные о крупных структурах. При отсутствии личных наблюдений интерпретация проводилась условно и осторожно. Отдельные исследования в региональном аспекте выполнены вместе с полевыми геологами-тектонистами.

Полевые примеры подобраны прежде всего с точки зрения максимальной иллюстративности той или иной обсуждаемой особенности и никак не исчерпывают все разнообразие часто встречаемых, но обычно усложненных или невыразительных разрывных парагенезисов данного вида.

¹ Значение размеров при структурообразовании подробно обсуждается Ж. Гоглем [32], но затрагиваемые им случаи не имеют прямого отношения к обсуждаемым нами вопросам.

² Эти утверждения У. де Ситтера ошибочны, как показал массовый статистический численный анализ разномасштабных природных и экспериментальных складчатых форм (см. Вихерт А. В., «Статистическое исследование складчатости». М., Изд-во МГУ, 1977). Природные и экспериментальные дислокации разных размеров оказываются не подобными между собой вследствие того, что с увеличением размера дислокации на их морфологию все большее воздействие оказывает гравитация. — *Прим. ред.*

в. Метод количественного изучения деформации в тектонических моделях

Общий обзор

Изложенный в монографии метод является продолжением развивающегося давно известного и простого способа количественного определения деформации путем непосредственного измерения расстояния между отметками, нанесенными на поверхность тела до деформации. Теперь он применяется в разновидностях, более или менее отличающихся друг от друга. В литературе, например, встречаются методы тензометрической сетки [75], визиопластичности [167], делительных или координатных сеток или методы с наименованиями, отражающими подробности технического исполнения, например методы фотосетки, нацарапанных, напыленных, протравленных, накатанных сеток и т. п. [90, 72]¹. Для более правильного отражения содержания предлагаемого метода автор счел целесообразным назвать его методом деформируемой (деформометрической) сетки — МДС [83].

Сетка, предназначенная для изучения деформации, может состоять из линейных, круговых или точечных меток. Форма элементарных площадей, очерченных линиями или точками, может быть треугольной, гексагональной или квадратной. Выбор того или иного вида зависит от решаемой задачи, способа нанесения сетки, техники измерений и т. п. Нами применяется точечная сетка (см. рис. 52), которая, судя по опубликованным работам, используется впервые.

Метод, основанный на наблюдении искажений сетки, занимает относительно скромное место в технических экспериментах. В технике существуют многочисленные современные методы, при которых непосредственно регистрируемое физическое поле (двойного лучепреломления в фотоупругости, наложенных линий в методе муаров, интерференции волн в интерферометрии и рефрактометрии и т. п.) само по себе является как бы усиленным эффектом деформации. Их применение, однако, за исключением метода фотоупругости, для изучения деформаций в тектонических моделях сталкивается с некоторыми техническими или принципиальными трудностями. Главным препятствием является то обстоятельство, что требуемые для этих методов качества исследуемого тела, например твердость, жароустойчивость, зеркально гладкая поверхность и другие, нельзя совместить с требованиями, предъявляемыми в теории подобия в геотектонике. Для решения большинства задач тектонические модели необходимо изготавливать из весьма мягких, пастообразных материалов. Так как связные деформации в этих моделях достигают

¹ В указанных монографиях можно найти сводку более старых работ по данному методу.

величины по крайней мере 0,10—0,15, то точность метода деформируемой сетки достаточна для получения представительной информации. В экспериментальной и вычислительной методике, излагаемой ниже, учет особенностей тектонических моделей сочетается с высокой точностью получаемых результатов.

Деформометрические сетки используются в двух направлениях, различающихся степенью деформирования изучаемых объектов. Исторически первым и более широко распространенным направлением является изучение больших деформаций, описанное еще Винкелем в 1878 г. [90]. Самое раннее серьезное исследование с помощью деформометрической сетки связано с решением геологической проблемы — формированием структур течения в выжимаемом «магматическом» материале [152]. Позже в результате работ Э. Зибеля и Г. Гюне [41] и Э. Зибеля [40] этот метод был довольно хорошо теоретически разработан и широко применялся в области обработки металлов в пластическом состоянии. Большой вклад в методику и практическое применение деформируемых сеток в металловедении сделан советскими исследователями [63, 90, 79 и др.]. Необходимо отметить также И. Ренне [70, 71, 72], разработавшего теоретическую основу для более полных и универсальных исследований, и Е. Томсена и др. [167, 168].

Во всех указанных работах площадные исследования сводились главным образом к качественному визуальному прослеживанию деформации. Количественные же определения охватывали лишь некоторые составляющие деформации и напряжения, вычисляемые в единичных пунктах, по единичным линиям или на ограниченных участках. Для тектонофизических целей это, очевидно, малоэффективно. Что касается способов экспериментальной работы, то их перенос в тектоническое моделирование невозможен, по крайней мере, из-за различных физических свойств исследуемых материалов.

Второе направление в использовании деформометрических сеток разработано Н. С. Розановым [75, 76 и др.] в связи с исследованиями в гидротехническом строительстве. Оно сводится к разработке метода изучения малой деформации упругой среды. Однако применение Н. С. Розановым материалов с оптической активностью (желатин, плексиглас) существенно снижает преимущества метода перед методом фотоупругости.

Метод Н. С. Розанова нашел применение в горном деле и инженерной геологии для исследования оползней и устойчивости склонов [42, 51 и др.]. В Болгарии подобные работы осуществил С. Стойков [80].

Для экспериментальной тектоники описанный метод также малопригоден как с технической, так и с теоретической точек зрения (имея в виду моделирующие материалы, способ нанесения сетки, допущение о небольшой величине деформации и т. п.).

В тектонических моделях широкое применение получили круговые метки, предназначенные лишь для качественного прослеживания деформации [111, 112, 157, 149, 154 и др.].

Интересное количественное исследование на глиняных моделях при помощи круговой сетки с применением теории больших деформаций выполнено А. В. Михайловой [53, 54]. Однако нам кажется, что предложенная ею экспериментальная методика ни в коем случае не может обеспечить искомую в ряде специальных тектонофизических задачах точность эмпирических данных. Тем не менее это исследование убедительно показывает, какую ценную информацию о закономерностях развития тектонических структур можно извлечь, исходя из результатов МДС.

По техническому исполнению существенно отличается метод, предложенный Д. Диксоном¹ [119]. Его преимущество заключается в возможности исследования внутренних деформаций тектонических моделей даже при центрифугировании. Сетка получается путем наложения фотографий двух одинаково деформированных разрезов модели, изготовленных из тонких, контрастно окрашенных непроскальзывающих слоев, первоначально расположенных в одной половине модели горизонтально, в другой — вертикально. По нашему мнению, изготовить такую модель (рекомендуемый материал — силиконовая замазка) очень трудно, а достигнуть сколько-нибудь удовлетворительной точности — весьма сомнительно. Кроме того, метод применим только к структурам с «цилиндрическим» средним участком.

Ни одна из упомянутых работ не содержит обсуждения или решения вопроса автоматизации громоздкого труда по обработке данных.

Достоинства предлагаемого нами метода деформируемой сетки в применении к тектоническому моделированию выступают отчетливо по сравнению с поляризационно-оптическим методом и заключаются в следующем:

1) для МДС почти нет ограничений в отношении вида моделирующих материалов (возможности подбора их механических свойств несравненно шире);

2) возможны исследования неоднородных и анизотропных моделей;

3) изучаемые объекты могут быть объемными с внутренними неоднородностями или нарушениями (существующий способ «замораживания» при объемных поляризационно-оптических исследованиях связан со значительными техническими затруднениями и не подходит для тектонических моделей), хотя деформации и изучаются на плоских поверхностях;

¹ Метод, основанный на той же идее, но предназначенный для изучения деформаций в металлах, разработан значительно раньше в Ленинградском механическом ин-те [см. 79].



4) проведение экспериментов не нуждается в дорогом специальном оборудовании и можно использовать разные приборы общего назначения.

Отметим также тот факт, что в поляризационном оптическом методе при всей наглядности поляризационной картины она отражает только часть элементов поля деформации — напряжения: распределение максимальных сдвигов в условных единицах и их направления (не явно). Для получения полной количественной информации необходим большой объем вычислительных работ, сравнимый с объемом вычислений при МДС, причем некоторые факторы могут существенно повлиять на точность результатов. Затронув вопрос о вычислениях, добавим, что современная вычислительная техника позволяет снизить трудоемкость обработки данных МДС вплоть до построения карт изолиний и траекторий.

Все изложенное дает основание отвести важное место методу деформируемой сетки в лабораторных тектонофизических исследованиях.

Теоретические основы метода деформируемой сетки

Получение поля деформации на исследуемой поверхности сводится к определению однородной деформации каждой ее элементарной площади.

Известно, что в случае малой деформации относительную деформацию e_a в произвольном направлении a — a можно вычислить при заданных величинах и направлениях главных деформаций (рис. 1):

$$e_a = \frac{e_1 + e_2}{2} + \frac{e_1 - e_2}{2} \cos 2\varphi_a. \quad (1)$$

Если, наоборот, известны относительные линейные (условные) деформации e_a , e_b и e_c в трех направлениях, по трем уравнениям вида (1) можно определить условные главные деформации e_1 и e_2 и их ориентировку. Этим полностью определяется и деформированное состояние данной элементарной площади. Полученные таким образом формулы широко используются в «классической» тензометрии¹. Они применялись и Н. С. Розановым [75] при исследованиях с помощью линейной сетки.

В областях больших деформаций, какими обычно являются деформации в тектонических объектах и их лабораторных моделях, условные деформации $e = \frac{l_0 - l}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0}$ становятся не корректными, так как изменение длин Δl происходит при значительно меняющейся исходной длине l_0 . Здесь используются следу-

¹ В качестве детального справочного пособия по определению деформаций в тензометрии можно указать сводку Д. Мейера [141].

Если измерить деформированные длины l_a, l_b, \dots более чем в трех направлениях, зафиксированных до деформации, то получится «избыточная» информация, которая повысит статистическую точность результата. В соответствии с этим в МДС, как и в тензометрии, можно применять не только трехполюсные ячейки, но и ячейки с большим числом направлений измерения. Определенными преимуществами характеризуется четырехполюсная квадратная (45-градусная) ячейка (см. рис. 1). Для нее решение задачи относительно ε_1 и ε_2 можно представить:

$$\varepsilon_1 = -\frac{1}{2} \ln \lambda_1 = -\frac{1}{2} \ln (\lambda_m - \lambda_s); \quad (6a)$$

$$\varepsilon_2 = -\frac{1}{2} \ln \lambda_2 = -\frac{1}{2} \ln (\lambda_m - \lambda_s), \quad (6б)$$

где

$$\lambda_m = \frac{\lambda_a + \lambda_b + \lambda_c + \lambda_d}{4}; \quad \lambda_s = \frac{1}{2} \sqrt{(\lambda_a - \lambda_c)^2 + (\lambda_b - \lambda_d)^2}. \quad (7)$$

Отсюда затем можно вычислить:

1) среднее сжатие (изменение площади) в данной плоскости:

$$\varepsilon_m = \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2}{2}; \quad (8)$$

2) максимальную деформацию сдвига в той же плоскости:

$$\gamma_{\max} = \varepsilon_1 - \varepsilon_2; \quad (9)$$

3) основную меру пластической деформации — интенсивность сдвига, которая при трехмерной деформации и неизменности объема выражается как

$$\Gamma_i = \frac{2}{\sqrt{3}} \sqrt{\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2 + \varepsilon_1 \varepsilon_2}. \quad (10)$$

Направления «векторных» составляющих $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \gamma_{\max}$ большой конечной деформации нельзя определить путем решения системы уравнений вида (5), так как угол Φ_a , в отличие от φ_a , характеризует направления только в недеформированном состоянии. Использование с этой целью так называемого реципрочного эллипсоида и соответствующих зависимостей для деформаций в деформированном состоянии [59, 149] неудобно, поскольку после деформирования измерительные линии не заключают фиксированных углов. Угол φ_a в деформированном состоянии приходится искать с использованием геометрических зависимостей в эллипсоиде деформации, как это делали Э. Зибель [40] и

П. О. Пашков [63]. Вводя квадратические удлинения, формулу Э. Зибеля можно представить в следующем виде:

$$\operatorname{tg} \varphi_a = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} - 1 \right) \operatorname{tg} \delta \pm \frac{1}{2} \sqrt{\left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} - 1 \right)^2 \operatorname{tg}^2 \delta - 4 \frac{\lambda_2}{\lambda_1}}. \quad (11)$$

Смысл угла δ виден из рис. 1. Его целесообразно изъять при расчетах, а формулу (11) преобразовать, считая, что параллелограмм на рис. 1 получен из квадрата со стороной b_0 ; используя обыкновенные тригонометрические зависимости, получим:

$$\cos \delta = \frac{l_a^2 - l_c^2 - l_d^2}{2l_a l_c},$$

а также

$$\cos \delta = -\cos \delta' = \frac{l_a^2 + l_c^2 - l_b^2}{2l_a l_c}$$

или в среднем

$$\cos \delta = \frac{l_b^2 - l_d^2}{4l_a l_c},$$

откуда

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{\sqrt{4l_a^2 l_c^2 - \frac{(l_b^2 - l_d^2)^2}{2}}}{\frac{l_b^2 - l_d^2}{2}} : b_0^2 = \frac{\sqrt{4\lambda_a \lambda_c - (\lambda_b - \lambda_d)^2}}{\lambda_b - \lambda_d} : b_0^2.$$

После подстановки в формулу (11) и преобразований окончательно можно записать:

$$\varphi_a = \operatorname{arctg} \frac{\sqrt{R} \pm \sqrt{S}}{2(\lambda_b - \lambda_d)}, \quad (12)$$

где

$$R = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} - 1 \right)^2 [4\lambda_a \lambda_c - (\lambda_b - \lambda_d)^2];$$

$$S = R - 4(\lambda_b - \lambda_d) \frac{\lambda_2}{\lambda_1}.$$

Нетрудно заметить, что формулы для главных деформаций, выведенные Э. Зибелем и П. О. Пашковым сходным геометрическим путем, по существу совпадают с нашими формулами (6а, 6б). В качестве аргументов, однако, они включают два линейных элемента и угол между ними. Квадратические удлинения в них формально не используются.

При определении квадратических удлинений по четырем попарно взаимно перпендикулярным (в недеформированном состоянии) направлениям, будет иметь место следующая связь:

$$\lambda_a + \lambda_c = \lambda_b + \lambda_d. \quad (13)$$

Она получается либо в результате решения системы четырех уравнений вида (5), либо как следствие теоремы Аполлония из аналитической геометрии. Степень ее удовлетворения является указанием точности вычисленных параметров деформации. На этом основании вводим функцию:

$$F_c = \log \frac{\lambda_a + \lambda_c}{\lambda_b + \lambda_d} \cdot 10^3 \quad (14)$$

в качестве условного индикатора суммарной погрешности. Значение $F_c=0$ отвечает условной беспогрешности результатов, а все другие значения отражают наличие и степень отклонения от идеальной схемы.

В случаях, когда по какой-либо причине нет данных об одном из четырех линейных элементов, из формулы (13) можно определить значение неизвестного аргумента λ_i . Благодаря этому, при вычислениях функций ε_1 , ε_2 и т. п. нет необходимости прибегать к специальным формулам для трехполюсной ячейки.

Методика лабораторной работы

Изготовление сетки-образца (штампа). Поскольку среди возможных способов нанесения сетки на поверхность тектонических моделей самым удачным оказался фотографический, сетка-образец должна иметь вид прозрачного негатива. Ее позитивный оригинал мы изготовили на координатографе «Zeiss», средняя инструментальная ошибка которого составляет около ± 25 мк¹. Затем сетку с трехкратным уменьшением перенесли на стеклянную фотопластинку при помощи широкоформатного репродукционного фотоаппарата. Полученное таким образом «клише» содержит 61×35 светлых точек размером около 0,3 мм на черном фоне, расположенных по двум ортогональным направлениям на одинаковом расстоянии друг от друга (около 5 мм). Координаты точек были тщательно измерены стереокомпаратором для проверки степени их отклонений от заданных.

Нанесение сетки на поверхность модели. Известные способы нанесения сеток на твердые поверхности — непосредственное нанесение при помощи делительной машины, перенесение заранее изготовленного клише типографским способом или способом технической фотографии [75, 90] — нельзя применять при работе с тектоническими моделями. Сетки, нанесенные вручную непосредственно на глину [53], получаются очень грубыми и неточными и сильно размазываются при работе с ограничительными стеклами.

¹ Построение сетки, как и большая часть измерений, сделаны в секции фотограмметрии Института геодезии и картографии в Софии.

Все эти трудности отпадают в разработанном нами фотографическом способе откопирования сетки с негативного штампа на изучаемую поверхность. В основном при этом используется обычная процедура стандартной фотографии. Специфика в данном случае обуславливается главным образом мягкостью и влажностью моделей. Практическая работа протекает следующим образом.

Смесь желатина (5—10%), глицерина (20—30%) и воды в жидком состоянии тонким слоем наносится на хорошо выровненную поверхность модели при помощи пульверизатора. Такая же смесь, но с добавленной в нее белой краской (до получения плотного белого цвета) намазывается мягкой дюнапреновой кистью на застуденевший первый слой.

После сушки желатиновой основы в течение примерно часа в темном помещении наносится тонкий слой фотоэмульсии — фабричной или изготовленной по существующим рецептам [17]. Желательно, чтобы она имела высокую контрастность. Расплавленная эмульсия наносится на модель также мягкой кистью, но нужно строго следить за равномерностью толщины слоя. Повышенная толщина увеличивает ореол вокруг точек, тем самым увеличивая их размер. Для «сушки» слоя достаточно $\frac{1}{2}$ —1 час. Обычные (глиняные) тектонические модели полностью высохнуть не могут по причине их собственной влажности. К моменту откопирования сетки модель должна быть окончательно вправленной в экспериментальную установку и больше не подвергаться механическим воздействиям, не входящим в условия исследования.

Фотопечать осуществляется «контактным» способом. Плотного контакта, однако, добиться невозможно¹, потому что плохо высохшая эмульсия прилипает к пластинке и легко сходит с поверхности модели. Экспозиция, продолжительность обработки и прочие условия уточняются для каждого отдельного случая на небольших образцах, идентичных модели. Обрабатывать изображение мягкими тампонами необходимо с максимальной быстротой, так как растворы и вода могут смыть часть эмульсионного слоя. Кроме того, проникая в глину, они снижают ее поверхностное напряжение и способствуют образованию нежелательных отрывов. Особое значение имеет предохранение обрабатываемой поверхности и растворов от жирных загрязнений, вполне возможных при применении смазки в моделях. Жирные пятна или капли, попавшие на поверхность, устраняются смоченным в чистом спирте тампоном.

Проведение экспериментов. В процессе эксперимента состоящие сетки на фотографиях документируются несколько раз.

¹ Из-за неплотного контакта при применении лицейной и круговой сеток около точек пересечения или соприкосновения линий фигура получается завуалированной, что снижает точность измерения. Точечная сетка практически свободна от этого недостатка.

К технике и методике съемки предъявляются следующие требования: минимальная дисторсия фотообъектива, контрастность и мелкозернистость пленки или пластинок, по возможности большой формат кадра, соблюдение идентичности операций, при которых происходит искажение модели. Если поверхность находится за ограничительным стеклом, отражения и блики от стекла устраняются при помощи черного противозеркала, расположенного непосредственно за фотоаппаратом.

Мы работали с фотоаппаратом «Praktisix» (6/6 см) с объективом «Tessar» (2,8/80). Во избежание оптических искажений по краям кадра исследуемая часть модели ограничивалась только центральной частью по фотографии (до 3/3 см).

Техника измерений. На негативных фотографиях моделей измеряются координаты точек, используемые впоследствии в качестве исходных данных вычислений. Основная часть наших измерений сделана на стереокомпараторе «Stecometer». В комплект аппарата входит устройство для автоматической регистрации отчетов на цифровую печать и перфоленгу. Это значительно снижает уровень субъективных ошибок и создает удобства при массовых измерениях и машинной обработке данных. Номинальная точность аппарата ± 1 мк, размер поля 24/24 см. Такие же характеристики имеет и аппарат типа «Ascorecord».

Для данной цели подходят также приборы «Большой инструментальный микроскоп — БИМ» (СССР) и «Universal-Messmicoscop» («Zeiss»). Отсчеты на них берутся визуально на шкалах с ценой деления соответственно 5 и 1 мк. Во всех случаях действительная точность измерений в большой степени определяется размером точек, скрупулезностью работы и техническим состоянием прибора.

Для измерения координат точек в принципе можно применить также автоматическое визуально следящее (сканирующее) устройство, что резко снизило бы трудоемкость метода и устранило субъективные ошибки.

Обработка данных. В качестве основной элементарной ячейки принят квадрат со стороной, равной удвоенному расстоянию между точками (см. рис. 1). Деформации определяются в каждой точке сетки, что приводит к полному перекрытию ячеек. Этим осуществляется более плотное прослеживание исследуемой площади и повышение точности результата. Длина стороны ячейки («база сетки») b_0 в проведенных исследованиях равна около 1 см. При ее выборе во внимание принята точность определения длин и степень однородности деформации. Вычисления проводились и при базе $\frac{b_0}{2}$ (по ячейкам, определенным четырьмя соседними точками), но лишь в качестве вспомогательных — для уточнения полей в участках с высоким градиентом деформации.

Вычислительная работа очень громоздка и выполняется только на ЭВМ. Программа¹ для машинной обработки данных составлена на алгоритмическом языке Fortran-4 и реализована на машине Facom-230—20/30. Основными в ней являются не расчеты по формулам (6—10), (12) и (14), а учет возможных своеобразий эмпирических данных и обеспечение высокой автоматизации обработки, точность и надежность результатов. Это осуществляется, в частности, следующими операциями.

1. Отысканием и идентификацией отсутствующих точек в матрице². Причиной их отсутствия может быть потеря образа при фотографировании или пропуск отдельных частей сетки при измерении в маловажных участках модели. Признаком отсутствия данной точки является условно присвоенная ей нулевая абсцисса, в то время как все наличные точки имеют координаты³ $X > 0$, $Y > 0$. На этой основе неравенство

$$\Pi X_{i,j} > 0 \quad (15)$$

используется как критерий наличия всех точек, участвующих одновременно в какой-либо операции. В программе этот критерий чаще всего применяется в виде $X_{i,j} \cdot X_{kl} = 1$ при $X_{i,j} \cdot X_{kl} > 0$, осуществляемое подпрограммой FUNCTION PRL.

2. Учетом нарушений непрерывности деформаций, обусловленных разрывами или резкими вещественными границами на исследуемой поверхности (например, границами слоев). Разрывы описываются индексами точек, расположенных с двух сторон от разрыва; их координаты должны попарно участвовать в вычислении. Для таких пар точек второй подпрограммой FUNCTION PRM присваиваются $X_{ij} \cdot X_{kl} = 0$, в результате чего в главной программе эти пары считаются отсутствующими.

3. Внесением поправок ΔX_{ij} , $\Delta Y_{i,j}$ к координатам для исправления неточностей построения сетки и оптических искажений при фотографировании.

4. Обнаружением и исправлением случайных грубых ошибок в массивах координат. Операция сводится к вычислению расстояний между соседними точками по строкам и столбцам и их сравнению с заданными пределами L_1 и L_2 . Случаи, когда расстояния оказываются вне этих пределов, сигнализируются промежуточной печатью. По окончании проверки можно сделать необходимую коррекцию.

5. Осреднением координат и заполнением «пробелов» в сетке. Координаты каждой точки P_{ij} (см. рис. 1) — наличной или от-

¹ Первоначальный вариант программы составлен при участии А. Андреева.

² «Матрицей» названа двумерная (прямоугольная) совокупность точек, составляющих измерительную сетку; связанные с ними совокупности числовых данных (координаты, индексы) обозначаются как «массивы».

³ В координатной системе измерительного прибора.

сутствующей — заменяются новыми, вычисленными с учетом координат окружающих ее соседних точек:

$$X_{ij}^{\text{оср}} = \frac{A(X_{i-1,j} + X_{i+1,j}) + B(X_{i-1,j+1} + X_{i+1,j-1}) + C(X_{i,j-1} + X_{i,j+1}) + D(X_{i-1,j-1} + X_{i+1,j+1}) + P_{av} \cdot X_{ij}}{2(A+B+C+D) + P_{av} \cdot P}$$

при

$$A+B+C+D+2P \geq 3 \quad (16)$$

или остаются неизменными:

$$X_{ij}^{\text{оср}} = X_{ij} \text{ при } A+B+C+D+2P < 3. \quad (16a)$$

Аналогично вычисляются и $Y_{ij}^{\text{оср}}$. Здесь P , A , B , C и D являются «индикаторами» наличия соответственно центральной точки P_{ij} и пар симметричных точек $a-a$, $b-b$, $c-c$, $d-d$. Подпрограммы PRL и PRM присваивают им значения 1 или 0 в зависимости от того, можно ли использовать данную пару (и точку P) или нет; p_{av} — выбранная «масса» центральной точки. Этой операцией осуществляется некоторое снижение случайных погрешностей, содержащихся в координатах. Одновременно отсутствующим точкам присваиваются правдоподобные координаты, но только в случаях, когда около них есть, по крайней мере, три наличные пары точек. Осреднение может внести известную ошибку в участках с высоким градиентом деформации, но она значительно уменьшается, если центральной точке приписать достаточно большую массу. Программа предусматривает возможность выполнять более чем один цикл осреднения. В большинстве наших исследований расчеты по большим ячейкам сделаны при двукратном, а по малым ячейкам — при однократном осреднении, при $p_{av} = 10$.

6. Расчетами деформаций как в больших ($b_0 \approx 1$ см), так и в малых ($\frac{b_0}{2} \approx 0,5$ см) ячейках. Во втором случае данные приспособляются к общим расчетным формулам после предварительного определения координат фиктивных точек в серединах сторон малых ячеек. Так как первичная информация в этом случае скуднее, связь (13) оказывается тождеством — отсутствующего аргумента из нее нельзя определить, а функция F_c всегда получается равной нулю.

Общая схема машинной обработки данных МДС показана на рис. 2. Она выполняется тремя самостоятельными программами. Их объединение в одну было бы возможно при работе на ЭВМ с большей оперативной памятью, но так как программы сохраняются на магнитной ленте в транслированном виде, это «раздробление» не связано с заметной затратой времени.

Первая программа («Запись массивов») вспомогательная и имеет своей задачей записать на внешнее запоминающее устройство массивы измеренных координат $\{X_{ij}\}$, $\{Y_{ij}\}$ и добавляе-

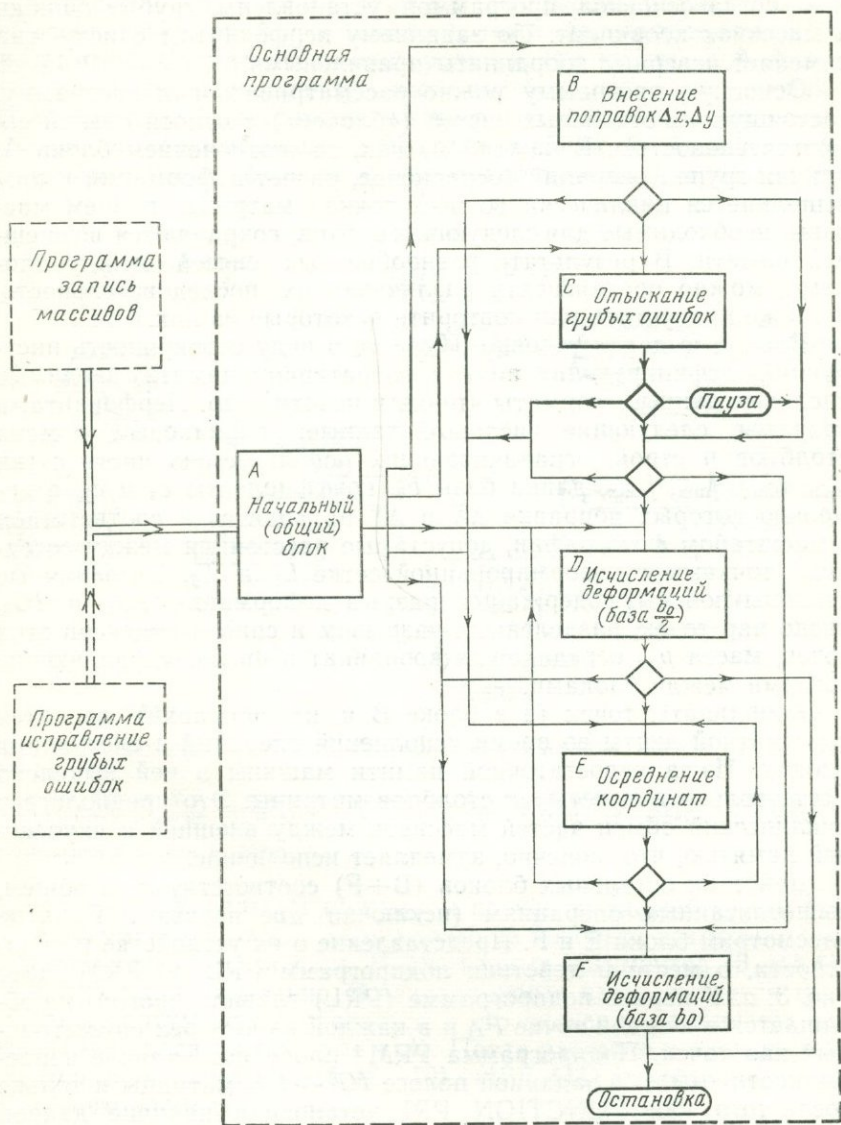


Рис. 2. Общая схема программы для обработки данных МДС

мых к ним поправок $\{\Delta X_{ij}\}$, $\{\Delta Y_{ij}\}$. Она составлена в двух вариантах — для ввода с перфолент и с перфокарт.

Вторая, вспомогательная, программа используется в том случае, когда основной программой установлены грубые ошибки в массивах координат. По заданному перфокартам списку, она заменяет неверные координаты правильными.

Основную программу можно рассматривать как программу, состоящую из отдельных частей («блоков») с относительной самостоятельностью. В каждой из них, за исключением блока А, данная группа операций (осреднение, расчет деформаций и пр.) выполняется циклически во всех точках матрицы, причем массивы, необходимые для следующих блоков, сохраняются во внешней памяти. В результате разнообразных связей между блоками, можно организовать различную их последовательность, а также пропустить или повторить некоторые из них.

Блок А выделен условно. Имеется в виду совокупность инструкций, дефинирующих поля в оперативной памяти, вводимые числовые данные, форматы чтения и печати и др. Перфокартами вводятся следующие числовые данные: порядковые номера столбцов и строк, ограничивающих используемую часть сетки i_{\min} , i_{\max} , j_{\min} , j_{\max} , длина базы b_0 , коэффициенты c_x и c_y , с помощью которых поправки ΔX и ΔY приводятся в соответствии с масштабом фотографии, допустимые расстояния между соседними точками в деформированной сетке L_1 и L_2 , пограничные столбцы полосы, содержащей разрыв деформации IG_1 и IG_2 , число пар точек, разделенных разрывом и список индексов этих точек, масса p_{av} осредняемых координат и числа, управляющие связями между блоками.

Координаты точек (а в блоке В и их поправки) вводятся с магнитной ленты во время исполнения операций в следующих блоках. Из-за недостаточной памяти машины в ней выделено место только для четырех столбцов матрицы. Это предполагает циклический обмен частей массивов между внешней и внутренней памятью, что, конечно, замедляет исполнение.

Действия остальных блоков (В÷F) соответствуют, в общем, вышеописанным операциям (исключая две первые). Вкратце рассмотрим блоки Е и F. Представление о их устройстве и, в частности, о месте и действии подпрограмм PRL и PRM дает рис. 3, а. К первой подпрограмме (PRL) главная программа обращается в каждой точке P_{ij} и в каждой из четырех симметричных пар точек. Подпрограмма PRM¹ проверяет наличие непрерывности только в заданной полосе $IG_1—IG_2$ матрицы и только после того, как FUNCTION PRL установила наличие данной пары.

Включение подпрограммы «SUBROUTINE» (рис. 3, а) является условным. В блоке Е («Осреднение») заключена совокуп-

¹ Ее включать в блок F не обязательно.

ность инструкций, осуществляющих осреднение по формулам (16) и (16а); эти расчеты удобнее производить непосредственно в главной программе:

Операции, отнесенные к звену «SUBROUTINE» в блоке («Расчет деформаций при базе b_0 »), тоже выполняются главной программой. Схематически они представлены на рис. 3, б. Алгоритм здесь имеет следующую особенность: в каждой точке вначале проверяется, достаточно ли число используемых пар точек для расчета составляющих деформации. Если он меньше трех, дальнейшие вычисления не производятся и на выходе печатают-

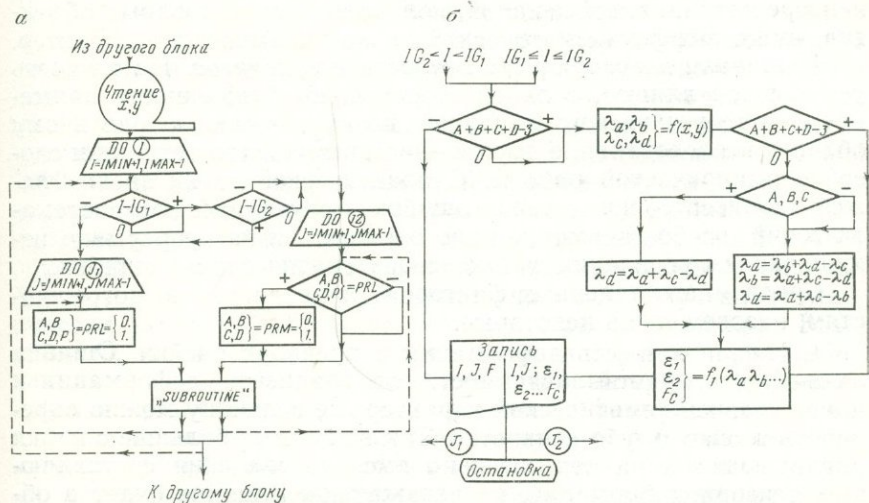


Рис. 3. Блок-схемы некоторых специфических операций обработки данных МДС:

а — схема блоков E и F основной программы; б — укрупненная блок-схема операций, содержащихся в звене «SUBROUTINE» (выходящий за грань установленного порядка) блока F.

Обозначения пояснены в тексте

ся условные символы. В противном случае вычисляются все четыре аргумента $\lambda_a, \lambda_b, \dots$, для одного из которых, возможно, получается неверное значение. Число верных аргументов (3 или 4) уточняется дополнительно. В случаях, когда их оказывается три, неверный аргумент отыскивается и его значение заменяется на основании связи по формуле (13). После расчетов на печать выводятся значения функций (6—10), (12), (14) и угла вращения линейного элемента $a - a$.

Дальнейшая обработка результатов машинных расчетов состоит в построении графиков, схем и карт изолиний и направлений разных составляющих деформаций (см. рис. 17, 18, 53—55).

Известно, что по данным о деформации можно определить напряженное состояние. В случае упругой среды переход от де-

формаций к напряжениям осуществляется почти непосредственно, а поля некоторых составляющих получаются подобными. Для материалов со сложными реологическими свойствами возникает необходимость гораздо более сложной экспериментальной и вычислительной процедуры, причем точность результатов снижается. Поэтому, хотя в принципе задача определения напряжений по деформациям имеет четкое решение [72, 54 и др.], ее обсуждение и практическое применение в связи с МДС остается предметом дальнейшей работы. В то же время ясно, что даже только одни деформометрические результаты дают ценный материал для тектонических выводов, тем более, что непосредственная информация, получаемая от природных объектов, имеет морфокинематический, а не динамический характер.

Источники погрешностей. Точность результатов. На точность результатов влияют, с одной стороны, приближенность применяемого теоретического аппарата по отношению к реальному объекту исследования, с другой — несовершенство техники и способов эмпирической работы. С практической точки зрения важен характер распределения ошибок — случайный или систематический; особое внимание надо обращать и на непрерывно изменяющиеся по планшету («квазисистематические») ошибки.

Среди многочисленных факторов, приводящих к погрешностям, назовем лишь некоторые.

1. Неоднородность деформации в пределах ячейки. Ошибка находится в прямой зависимости от градиента деформации и имеет квазисистематический характер. Ее величину можно определять только сугубо конкретно. Так как самые большие ошибки накладываются на относительно высокие значения составляющих тензора деформаций, их искажающее влияние будет в общем несущественным. Его можно снизить путем уменьшения размера ячейки. Осреднение координат приводит к известному фиктивному сглаживанию неоднородности, без заметного влияния на эту ошибку¹.

2. Изменения поперечной составляющей по площади, выявляющиеся при образовании наклонов первоначально плоской поверхности. В направлении наклона β измеряемые линейные элементы l получают кажущееся укорочение $\delta l = 2 \sin^2 \frac{\beta}{2}$ (например, при $\beta = 10^\circ \frac{\Delta l}{l} \approx 0,015$). Эта ошибка обычно, но не всегда, приурочена к большим деформациям поверхности. Ее исправить весьма трудно. При работе с ограничительными стеклами она не проявляется. Наличие постоянной поперечной деформации

¹ Д. Диксон [119] упоминает способ предварительного исправления неоднородно деформированных ячеек и утверждает, что деформация, рассчитанная по фиктивному параллелограмму, весьма точно отражает действительную деформацию в центре ячеек.

вносит несущественную систематическую ошибку в значения некоторых рассчитываемых величин.

3. Искажения сетки, не связанные с деформированием моделей (ошибки при построении и фотографировании сетки). Они бывают как случайными, так и квазисистематическими. По данным измерений в недеформированной сетке, каждой точке мы приписываем определенную поправку (ΔX , ΔY). В фотографиях модели оптические искажения исправляются не полностью, так как не учитывается изменение положения точек в поле кадра в результате деформации. Поправками ΔX и ΔY нельзя устранить полностью и ошибку, связанную с нарушенной исходной формой ячейки, но ею вполне можно пренебречь.

4. Ошибки при измерении координат. Вероятностный анализ сделан для измерений стекометром на примере модели, показанной на рис. 17, а. Удобнее оказалось характеризовать точность не самих координат, а вычисленных по ним расстояний между точками. Статистической обработке на ЭВМ подверглись около 1000 расстояний между точками, полученных путем двукратных независимых измерений. Из-за неоднородности данных (не одинаковые длины) был применен несколько своеобразный способ обработки: ошибка δl отдельного наблюдения определялась как $\delta l_{1,2} = l_{1,2} - l_t$ ($l_{1,2}$ — любое из обоих значений, полученных эмпирически для k -го расстояния, l_t — истинное расстояние). Было принято, что l_t всегда находится в интервале ξ -раза шире интервала $l_1 - l_2$ и любое его значение в этом интервале одинаково вероятно. Дальнейшие расчеты сделаны по формулам для ошибки с нормальным распределением. В силу результата, полученного при $\xi = 1,3$ (рис. 4), можно считать, что абсолютная ошибка, содержащаяся в измеряемых длинах, составляет не более чем $\pm 6,5$ мк. Это соответствует относительной ошибке $\frac{\delta l}{l}$ примерно от $\pm 0,5 \cdot 10^{-2}$ до $\pm 0,9 \cdot 10^{-2}$, поскольку в наших фотосъемках деформированные длины l_a, l_b, \dots чаще всего находятся в интервале от 700 до 1300 мк.

В практической работе, конечно, возможны и другие, неподдающиеся теоретическому анализу, погрешности. Типичными являются, например, искажения, связанные с мелкими неоднородностями в глиняных моделях (пузырьки, твердые включения). По всей вероятности, ими вызваны максимумы на рис. 5б, отмеченные знаком вопроса. Во избежание подобных ошибок необходима особая осторожность при подготовке и проведении исследований, но наиболее уверенно они устраняются путем статистической обработки изучаемых закономерностей [28].

Отдельные расчеты дают основание считать, что после внесения поправок значение общей случайной ошибки отношения $\frac{l}{l_0}$ определяется точностью измерений, а квазисистематическая

ошибка сводится приблизительно к 0,2% на расстоянии b_0 (по краям кадра); только в местах с выразительным рельефом или высоким градиентом деформации она может быть в 2—3 раза больше.

Количественную оценку суммарной погрешности при помощи условного индикатора по формуле (14) сделать трудно. Обработанный материал указывает на то, что наибольшие значения индикатора (примерно $|F_c| > 6$) получаются на участках с большим градиентом деформации или при более значительных случайных ошибках. При ошибках в пределах статистической точности F_c находится в интервале приблизительно $[-3, +3]$.

Что касается ошибки главных деформаций ε_1 и ε_2 , то, определяя ее как полный дифференциал выражений (6) и считая ошибку δl одинаковой по всем направлениям, получим:

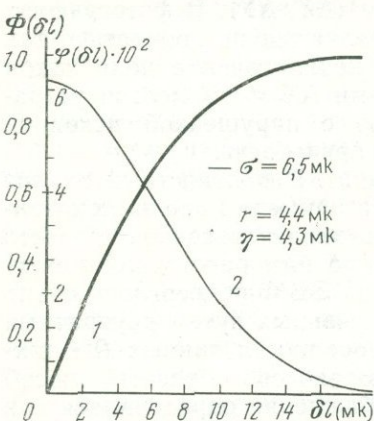


Рис. 4. Результаты определения ошибки расстояний между точками при измерениях стекометром (изображение сетки уменьшено в 10 раз): 1 — частотное распределение ошибки $\Phi(\delta l)$; 2 — интегральная кривая $\Phi(\delta l)$; σ — среднеквадратическая ошибка (стандарт); γ — вероятная ошибка; η — простая средняя ошибка. Число наблюдений 2×985

$$\delta \varepsilon_{1,2} = \pm \frac{K(\lambda)}{2} \cdot \frac{\delta l}{b_0} \cdot l^{2\varepsilon_{1,2}}, \quad (17)$$

где $K(\lambda)$ является функцией четырех аргументов $\lambda_a, \lambda_b, \dots$. Машинными вычислениями установлено, что ее значения достигают 4—5 только в редких случаях;

в среднем $K(\lambda) \approx 2$. Имея в виду статистическую ошибку, можно принять $\delta l = \pm 7$ мк и тогда для больших ячеек (в фотографиях $b_0 \approx 10^3$ мк) получится $\delta \varepsilon_{1,2} \approx \pm 0,7 \cdot 10^{-2} \cdot l^{2\varepsilon_{1,2}}$. При деформациях $|\varepsilon_{1,2}| < 20 \cdot 10^{-2}$ можно в первом приближении считать, что множитель $l^{2\varepsilon_{1,2}} \approx 1$ (учитывая и «симметричность» его отклонений от единицы). Тогда в качестве средней абсолютной ошибки главных деформаций получим $\delta \varepsilon_{1,2} \approx \pm 0,7 \cdot 10^{-2}$. С большим основанием это значение можно отнести к характеристикам, включающим равноправно ε_1 и ε_2 ($\varepsilon_m, \frac{\gamma_{\max}}{2}, \Gamma_i$). Ошибка угла φ_a зависит существенно от величины девиаторной деформации (γ) и может достичь $\pm 90^\circ$ при $\gamma_{\max} \rightarrow 0$. Значение статистической точности дает основание принять сечение изолиний в картах равным $2 \cdot 10^{-2}$ [48]; для наглядности мы проводили и некоторые промежуточные изолинии (см. рис. 17, 53 и др.).

Как уже отмечалось, случайные ошибки несколько снижаются при осреднении координат в пределах больших ячеек.

За счет некоторых технических усовершенствований возможно дальнейшее повышение общей точности результатов¹.

Независимо от приведенного формального анализа, точность можно оценить и путем сравнения результатов, полученных по методу деформируемой сетки, с результатами аналитических решений сходных задач. Такое сравнение сделано ниже. Выявленное в иллюстрациях (см. рис. 11, в, 12 и 17, а, б) сходство еще раз подтверждает высокую надежность и представительность результатов МДС.

3. МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОДЕЛИРУЮЩИХ МАТЕРИАЛОВ

Для воспроизведения разрывных и разрывно-пластических деформаций наиболее подходящим материалом является, по-видимому, влажная глина. Хорошая имитируемость разных типов тектонических структур глиняными моделями давно привлекала внимание экспериментаторов [32, 26, 113, 114, 151 и др.] и позволила им внести существенный вклад в выяснение ряда принципиальных или частных структурных вопросов. После развития теории тектонического подобия М. Хаббертом [130] и М. В. Гзовским [22, 23, 24, 28] и особенно после тщательных исследований механических свойств и реологического поведения глиняных паст, выполненных в тектонофизической лаборатории Института физики Земли [28, 55 и др.], выяснилась физическая обоснованность применимости глины в тектоническом моделировании и ее преимущества при решении определенных тектонофизических задач.

К сожалению, в наших знаниях о реологическом поведении горных пород в геологических масштабах времени и пространства все же имеются пробелы, препятствующие проведению точной количественной связи между реологическими (в широком смысле) характеристиками лабораторных и природных материалов. Даже полное изучение механических свойств моделирующей глины и их контроль в условиях экспериментов сопряжено с довольно большими трудностями.

Почти во всех экспериментах использовалась влажная глина двух видов — бентонитовая (Б)² и чистая каолиновая (К). Их

¹ В этом нет необходимости. Вряд ли целесообразна та высокая точность измерений, которую достиг С. Стоянов, так как сама тектонофизическая модель является лишь грубым приближением к действительным геологическим ситуациям. К сожалению, автор монографии не попытался измерять расстояния между точками деформируемой сетки с точностью не до 1 мк, а до 1 мм. Не исключено, что при таком резком снижении точности отсчетов принципиальная картина распределения деформаций на моделях с сеткой не изменится (только она и представляет интерес), в то же время кардинально уменьшится трудоемкость измерительных и вычислительных операций. — *Прим. ред.*

² Помимо монтмориллонита, в ее составе установлено значительное содержание каолинита (по определениям И. Узунова).

влажность (ω) изменялась соответственно в пределах $50 \div 80$ и $40 \div 60\%$. Значение влажности определялось для каждой модели путем взвешивания представительной пробы непосредственно после эксперимента и полного высыхания (через 20—30 дней). Отдельно выполнены многочисленные реологические измерения на глиняных образцах разной влажности, которые позволили наметить известную корреляционную связь между влажностью и основными механическими параметрами глин. Часть полученных результатов представлена на рис. 5 и 6.

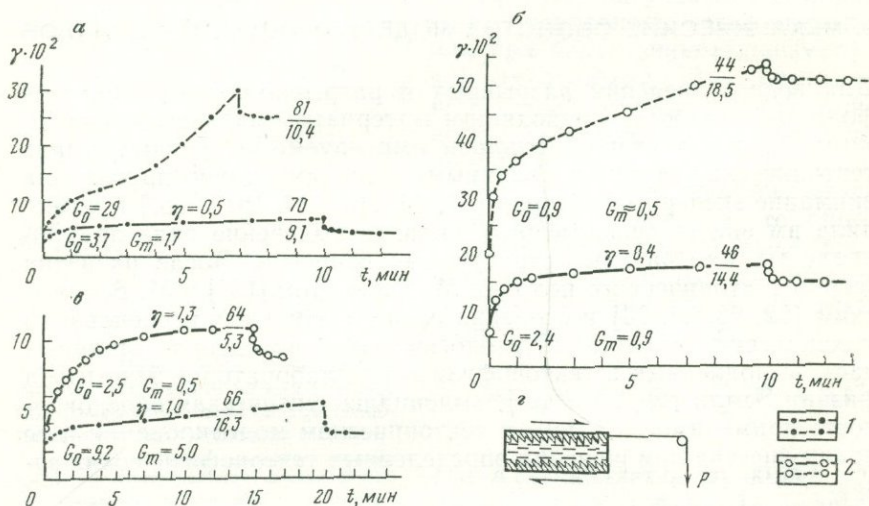


Рис. 5. Характерные реологические кривые моделирующих материалов: а — бентонитовая глина; б — каолиновая глина; в — сопоставление обоих видов глин при приблизительно одинаковой влажности; г — схема испытания образцов. 1 — испытания без разрушения; 2 — испытания с разрушением. (G_0 и G_m — Па $\cdot 10^4 \cdot 10^5$, η — Па $\cdot 10^9$; параметры кривых; ω (числитель), в %, τ (знаменатель) Па $\cdot 10^2$

Измерения осуществлялись по способу наребренной пластинки (рис. 5, г) на приборе Толстого и выражались в наблюдении относительного смещения пластинок в зависимости от времени при различных постоянных нагрузках. По построенным кривым кинетики деформации $\dot{\gamma}(t)$ затем вычислялись упругие модули G_0 , G_k и G_m и эффективная вязкость η или определялась прочностью на скальвание. Строго говоря, полученные таким образом значения параметров действительно только при условиях измерений, но эти условия во многом сходны с условиями экспериментов. Это относится прежде всего по-видимому, к продолжительности, скорости и величине деформации, напряжения в обоих случаях чаще всего имеют, значения, близкие к критическим (разрушающим), а характер деформирования близок к простому сдвиганию.

Основные реологические особенности моделирующей бентонитовой глины довольно хорошо изучены. Здесь мы приводим некоторые специфические результаты, касающиеся главным образом свойств каолиновой глины и их сопоставления со свойствами бентонитовой. Прежде всего надо отметить, что сопоставимость (но не тождественность) механического поведения глин Б и К достигается при весьма различной влажности. В моделях ω_B обычно превышала ω_K в среднем на 20—30%.

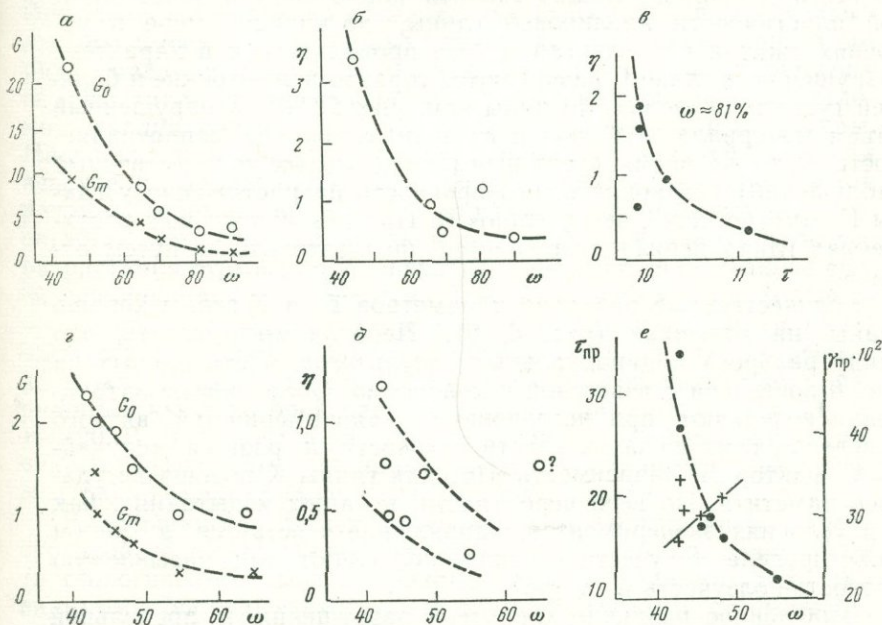


Рис. 6. Корреляционные зависимости для некоторых механических параметров моделирующих глин:

а-в — бентонитовая глина; г-е — каолиновая глина (кружки на рис. е относятся к предельному разрушающему напряжению $\tau_{пр}$, крестики — к предельной сплошной деформации $\gamma_{пр}$).

Единицы параметров те же, что и на рис. 5. Обратите внимание на различие масштабов

Важная особенность глины К — это большая величина неразрывной (сплошной) деформации, составляющая около 0,3; у глины Б она в 2—3 раза меньше. Характерно также различное развитие деформации во времени, выражающееся в разных формах кривых $\gamma(t)$. Разделение деформации глины К на гуковскую (условно-мгновенную), кельвиновскую (замедленную упругую) и пластическую часто затруднительно. Складывается впечатление, что при определенной нагрузке деформация нарастает плавно, без начального скачка, а скорость ее монотонно убывает еще с момента нагрузки, сходя на нуль через 15—20 мин. Она

как будто почти целиком состоит из затухающей пластической деформации. Это подтверждается и незначительной величиной обратимой деформации, проявляющейся при разгрузке, которая составляет менее чем 15% условно определенной полной упругой деформации при нагрузке (в пределах указанной длительности). У глины Б доля разгружаемой полной упругой деформации равна приблизительно 50%; в еще большей степени восстанавливается ее мгновенная составляющая (около 72%). Из всего сказанного можно сделать заключение о более высокой пластичности каолиновой глины, по крайней мере в условиях сжатия или сдвига. Это проявляется и в характере разрушения: в глине К развиваются гораздо более тонкие и большей густоты сколовые трещины (см. рис. 28, б), а нарушенный объем материала в большей степени сохраняет сопротивляемость. В то же время (хотя и без специальных количественных наблюдений) установлено, что прочность на растяжение у глины К заметно ниже, чем у глины Б. При незначительных растяжениях глина первая разрушается предпочтительнее путем отрыва.

Количественные различия параметров Б- и К-глины хорошо видны на графиках (рис. 5, 6). Необходимо отметить, что ввиду разброса индивидуальных результатов, часть кривых на рис. 6 построена с известной условностью. Объективные затруднения возникают при исследовании закономерностей вязкого поведения глин из-за их чувствительности к разным «случайным» факторам. Зависимость $\eta(\tau)$ для глины К вообще не удалось наметить. По всей вероятности, в наших испытаниях, как и в условиях экспериментов, напряжение τ остается в общем ниже предела текучести и глины проявляют так называемую вязкость-ползучесть η_{\max} [55].

Выявленное различие характера разрушения и предельной величины сплошной деформации определили дифференцированное использование Б- и К-глин. Первая применялась при моделировании процесса и морфологии самого разрушения, в то время как на моделях из второй изучались преимущественно сплошные (непрерывные) деформации с целью прогнозирования разрушения.

АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ ТЕОРИЙ И ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕХАНИЗМУ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ ЗОН

Описывая исследования по механизму формирования разрывных зон, мы имеем в виду только случаи, когда разрыв первого порядка является разрывом скальвания. Раздвиговые нарушения не представляют существенного интереса в роли главных разломов, продуцирующих дополнительные (вторичные) структуры. Насколько нам известно, специальных исследований в таком аспекте не проводилось. При раздвигании (движении бортов разрыва нормально к его плоскости) динамическое поле остается симметричным и закономерных усложнений в процессе разрастания отрывов не происходит — раздвиги нарастают в своей первоначальной плоскости. Тем не менее можно говорить о «раздвиговой зоне», строение которой характеризуется наличием серии субпараллельных внутренних раздвигов (трещин, даек, жил). Так, например, Е. Андерсон [95] описывает зону шириной 20 км, в которой насчитано около 400 даек, т. е. на 1 км 19—20. В. В. Белоусов [8] такое многократное повторение однотипных деформаций на данном участке объясняет действием сил, равномерно приложенных по всей площади.

В большинстве исследований вопросы формирования структур второго порядка рассматриваются в связи со сдвиговыми (в геологическом смысле) разрывными движениями. Это, по-видимому, оправдывается двумя обстоятельствами: стремлением избежать некоторых формальных усложнений аналитического решения или экспериментальной постановки и лучшей обнаженностью природных прототипов на дневной поверхности. Как отмечает Г. Мак Кинстри [139], те же модели можно применять к сбросам и взбросам, но с некоторыми ограничениями — достаточной удаленностью от свободной поверхности и небольшой протяженностью по падению. На наш взгляд эти ограничения не относятся к сущности проблемы. Более четко такое мнение сформулировал Е. Лайтай [135]: «С динамической точки зрения, единственно применимой координатной системой является система осей трех главных напряжений. Действительный источник этих напряжений — т. е. происходят ли они от тектонических или от гравитационных¹ (поверхностных или объемных — С. С.)

¹ Эти противопоставления гипотетических тектонических сил реальным гравитационным, как и вытекающие отсюда следствия о применимости одних и тех же моделей к сдвигам, с одной стороны, взбросам и надвигам, с другой, не бесспорны. — *Прим. ред.*

сил — как и их ориентировка по отношению к произвольной географической координатной системе, представляют собой абсолютно нематериальные факторы по отношению к условиям разрушения как первого, так и второго порядка. Следовательно, нет оснований для того, чтобы структуры второго порядка обнаруживали предпочтение к разрывам, смещающимся по простиранию» (с. 2256).

Это не означает, конечно, что строение различно ориентированных в пространстве разрывных зон будет однотипным. В связи с изменением конкретных динамических и вещественных условий, по простиранию и падению разрывных зон будут иметь место соответствующие структурные изменения, в результате которых каждая разрывная зона крупного размера будет специфического облика. Однако, если в таком смысле говорить о применимости общих моделей к разрывам разного типа, следует иметь в виду, что динамические и вещественные условия изменяются не только по вертикали, но гораздо менее закономерно и в горизонтальном направлении.

1. ТРЕНИЕ МЕЖДУ СТЕНКАМИ РАЗРЫВОВ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР БОЛЕЕ ВЫСОКОГО ПОРЯДКА

а. Общий обзор

Концепция, утверждающая, что главной причиной образования вторичных структур и формирования сложного разрыва являются силы трения, возникающие при дифференциальном смещении примыкающих стенок разрыва, в прошлом была господствующей в структурной геологии, она и теперь имеет сторонников. В упрощенном виде концепция изложена впервые А. В. Пэкком [68]. Он приводит популярную схему (рис. 7), основанную на представлении об эллипсоиде деформации Г. Беккера, и утверждает, что в результате трения могут возникнуть вторичные нарушения. Если характер деформации первоначальных квадратов и правдоподобен, то это еще не доказательство того, что существуют условия для предполагаемого последующего разрушения и, в частности, того, что напряжения могут достичь прочности породы по соседству с разрывом. Любопытно, что А. В. Пэк дает эту модель непосредственно после рассмотрения экспериментов Г. Клооса [113], правильно объясняющих подобный (но не одинаковый) парагенезис¹.

¹ В более поздней работе А. В. Пэк [69] этот тезис отстаивает последовательно: возникновение оперяющих трещин связывает то с трением, то со стремлением блоков сместиться при отсутствии смещения вдоль разделяющего их разрыва, то с упругой деформацией, обусловленной наличием разрыва в более глубоких горизонтах. В заключение он говорит о том, что первоначально принятая схема (рис. 7) «после образования основного разрыва, несомненно, изменится». Таким образом, по существу А. В. Пэк приближается к идеям, справедливость которых обосновывается ниже.

Эту концепцию можно встретить в применении к прикладным структурным исследованиям [60, 73, 92]. Такая точка зрения имеет место и у М. П. Биллингса [10], судя по его рисунку (106, В) и утверждению, что «трещины оперения — суть трещины растяжения, связанные с перемещением по разрывам» (с. 142), у Дж. Денниса [38], определяющего оперяющие трещины как «трещины растяжения, развивающиеся вдоль поверхности разлома вследствие движения по сбросу» (с. 148) и т. п. Схема М. В. Гзовского [28] мало чем отличается от схемы А. В. Пэка, но в тексте выясняется, что М. В. Гзовский имеет в виду «оперения», возникшие до оформления основной плоскости разрыва первого порядка. Г. Д. Ажгирей [1] заимствовал схему А. В. Пэка, но в тексте у него речь идет о «торможении ламинарного скольжения» (с. 40), нарастающем с приближением к плоскости основного разрыва. Образование трещин второго порядка связывается с трением между стенками разрывов и в ряде сравнительно новых статей [124, 66, 94].

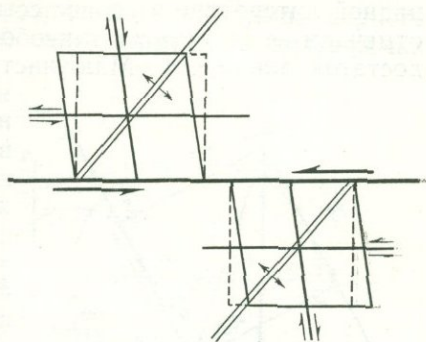


Рис. 7. Деформирование квадратов и образование вторичных разрушений скалывания и отрыва вдоль трущихся стен основного разрыва (Пэк, 1939)

6. Модель Г. МакКинстри

Первый серьезный опыт обоснования концепции об определяющей роли трения при вторичном структурообразовании сделан Г. МакКинстри [139]. Им принято, что динамическая обстановка по двум сторонам отдельного разрыва тождественна динамической обстановке в пластине, находящейся между двумя параллельными плоскостями, по которым происходит смещение с одинаковым знаком (что, конечно, вызывает возражения). Иллюстрацией его модели является рис. 8. Для ее построения первичная сила F' раскладывается на нормальную (F_y') и касательную (F_x') составляющие по плоскости разрыва первого порядка (у Г. МакКинстри нет четкого разграничения между силами и напряжениями). При движении по уже существующему разрыву F_y' остается неизменной, в то время как F_x' сводится до величины силы трения $F_f = \mu F_y'$; остальная ее часть (F_a) затрачивается на преодоление инерции F_i и на создание ускорения блоков. Таким образом, в соседстве с плоскостью разрыва «активными» остаются силы F_y' и $F_s = -F_f$. Их результирующая F''

и создает скалывания второго порядка под углами $45^\circ - \frac{\Phi}{2}$ и $135^\circ - \frac{3\Phi}{2}$ к разрыву (Φ — угол трения).

В свое время модель Г. МакКинстри была популярна в западной литературе и на нее ссылался ряд авторов [58]. Другие отмечали ее недостатки и необоснованность [109]. Основной недостаток анализа Г. МакКинстри состоит в отсутствии оценки

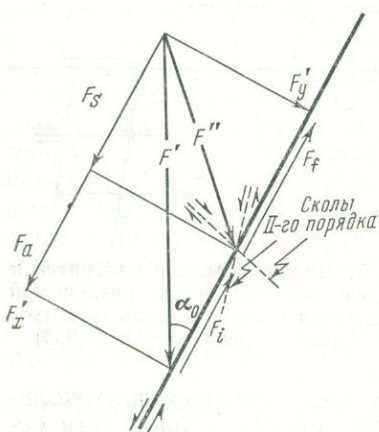


Рис. 8. Разложение сил и образование сколов второго порядка у разрывной поверхности в результате смещения по основному разрыву (МакКинстри, 1953)

величины локальных вторичных напряжений, точнее — в отсутствии доказательства, что эти напряжения могут превысить прочность породы. Из рис. 8 видно, что вторичная сила меньше первичной во всех случаях, когда $F_a > 0$, т. е. когда происходит смещение блоков. Из простых геометрических зависимостей соотношение между F'' и F' можно выразить как $F'' = \sqrt{1 + \mu^2} \times \sin \alpha_0 \cdot F'$. При значениях коэффициента трения $\mu = 0,6$ и угла скалывания $\alpha_0 = 30^\circ$ получается, что $F'' = 0,58 F'$. Сила F' не может быть больше той величины, при которой происходит разрушение, поэтому разрушение под действием силы F'' произойти не может. К этому заключению приводит и более строгий анализ напряжений, сделанный М. Чиннэри [109].

Решение сходной задачи в более общем виде, полученное нами (см. рис. 14, б), дает для отношения максимального касательного напряжения у стенок разрыва τ''_{\max} к первичному напряжению τ'_{\max} значение 0,58. Это показывает, что модель МакКинстри уязвима не только в оценке прочностных условий, но и в прогнозе ориентировки потенциальных плоскостей скалывания. Угол максимального сжатия σ_1'' или F'' к разрыву при выбранных параметрах, в его схеме получается равным 59° , в то время как действительное значение угла должно быть около 16° .

в. Анализ Е. Лайтая

Модель МакКинстри не учитывает теоретически установленного и многократно эмпирически проверенного факта, что при образовании любого разрыва (и вообще при наличии плоскости, по которой идет смещение) вдоль него и по соседству происходит снижение «региональных» напряжений, иногда значительное.

С претензией исправить ошибки МакКинстри выступил Е. Лайтай [134, 135]. Однако он лишь формально учел общее понижение напряжений вдоль разрыва, приняв это явление в качестве постулата без специальных доказательств.

Напряженные состояния до образования разрыва первого порядка и после него Е. Лайтай иллюстрирует на диаграммах Мора (рис. 9, а, б). Если разрыв возникает при напряженном состоянии, изображенном кругом I, то, по Е. Лайтаю, возможными являются вторичные напряженные состояния, изображенные примерными кругами II. Они приводят соответственно к вторичному разрушению вследствие отрыва (рис. 9, а) и скалывания (рис. 9, б). Угловые соотношения между нарушениями первого и второго порядка могут быть различными, так как допускается различная перестройка (различная переориентировка) напряжений.

Оказывается, что тот же графический способ дает возможность наглядно показать несостоятельность приведенных выводов и любого тезиса, опирающегося на подобную постановку вопроса. Дело в том, что условие $\sigma_3'' < \sigma_3'$, являющееся обязательным в схемах Е. Лайтая, не оправдано в физикомеханическом отношении. Как известно, каждое разрушение в земной коре — результат нарушенного литостатического (стандартного) состояния. Отсюда вытекает и обратное утверждение: в результате каждого разрушения происходит хотя бы частичное восстановление нарушенного литостатического состояния [95]. В данном случае это означает, что литостатическое давление $\sigma_{cm} = d \cdot H$ (d — плотность, H — глубина) должно иметь значение $\sigma_3 \leq \sigma_{cm} \leq \sigma_1$ и что после появления разрыва первого порядка, в определенной области около него экстремальные на-

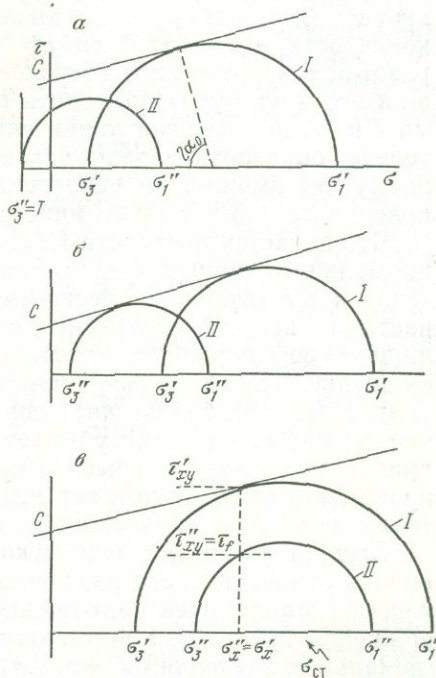


Рис. 9. Диаграммы Мора для напряженного состояния у поверхности разрыва первого порядка.

Изменение напряжений и образование вторичных отрывов (а) и сколов (б) (Lajtai, 1969 с упрощениями); в — реально возможное изменение напряжений

пряжения могут изменяться только приближаясь к значению σ'_{cm} , т. е. удовлетворяя неравенствам

$$\sigma_3' \leq \sigma_3'' \leq \sigma_{cm} \leq \sigma_1'' \leq \sigma_1'. \quad (18)$$

На диаграммах неравенства (18) выразится в том, что круг II будет целиком охвачен кругом I (см. рис. 9, в). Очевидно, никакой вторичный круг, удовлетворяющий условию (18), не может достичь линии разрушения С или Т. Поскольку следует считать, что круг I отражает напряженное состояние в бесконечности, то в какой-нибудь точке между бесконечностью и разрывом напряженное состояние будет таким, что изображающий его круг будет проходить целиком в кольце между кругами I и II, не достигая линии скалывания или отрыва. Следовательно, образование разрывов второго порядка по этому механизму невозможно ни непосредственно у первичной разрывной поверхности, ни на каком-либо расстоянии от нее.

Что касается постулата Е. Лайтая об изменении продольного нормального напряжения σ_x , он не оправдан. Вблизи разрыва (считая его окончания бесконечно удаленными, что подразумевается во всех рассмотренных схемах) изменения претерпевают лишь те составляющие, которыми обусловлено соответствующее смещение. Так, например, при раскрытии трещины изменяется (растет алгебраически) поперечно действующее напряжение σ_y ; при скольжении убывает составляющая τ_{xy} . Трудно себе представить такое разрывное смещение, в результате которого произойдет сжатие или растяжение вдоль разрыва, т. е. при котором изменится составляющая σ_x .

Следует упомянуть еще некоторые особенности напряжений вблизи основной части разрывной плоскости: при чистом скольжении скалывающее напряжение τ_{xy} сводится до величины напряжения трения τ_f , а нормальные составляющие сохраняют региональные значения $\sigma_x'' = \sigma_x'$, $\sigma_y'' = \sigma_y'$ (окружности Мора I и II на рис. 9 должны быть концентрическими). При отсутствии трения $\tau_{xy}'' = 0$, а σ_x'' и σ_y'' становятся главными напряжениями. В обоих случаях τ''_{max} может иметь различные значения, удовлетворяющие $\tau''_{max} \geq \tau_{xy}''$. Полная разгрузка девиаторных напряжений (достижение литостатического состояния) возможна только при отсутствии трения и когда $\alpha' = 45^\circ$. Все это относится к точкам, непосредственно примыкающим к разрыву; с удалением от него локальное поле монотонно переходит в региональное.

Проведенное обсуждение можно обобщить следующим образом: после появления каждого разрыва скалывания и до тех пор пока движения по нему возможны (разрыв не залечен), вдоль него и по соседству с ним невозможно накопление напряжений, достигающих прочности среды. Теория, согласно которой структуры более высокого порядка непосредственно обусловлены трением по стенкам разрыва, с механической точки зрения несо-

стоятельна. Она не подтверждается и результатами лабораторных наблюдений.

Необходимо все же отметить, что это рассуждение основано на допущении о хрупкости материала. На самом деле, около разрывов часто наблюдается эффект пластического волочения, который не во всех случаях образовался до появления разрыва в качестве поверхности раздела. Получающиеся в результате изгибы (кникунги) можно считать структурами второго порядка, связанными с трением по разломным стенкам. Более того, при больших пластических деформациях нельзя исключить возможность образования вязких разрывов при напряжениях ниже «хрупкой» прочности, определившей появление первичного разрыва. В этом (но только в этом) смысле обсуждаемая концепция может иметь механическую состоятельность.

Роль трения при вторичном структурообразовании следует признать еще и в случаях, когда из-за неравномерного его распределения смещение по разрыву в разных местах локально тормозится. К такому же эффекту приводят и локальные неровности, перегибы или залечивания разрывов. Эти случаи относятся к механизму, рассматриваемому в следующем разделе. Если по какой-либо причине (трение, залечивание) скольжение по разрыву невозможно совсем, но в обоих блоках продолжается стремление к смещению, то между ними создается зона скалывания, структурообразование в которой рассматривается ниже.

2. КОНЦЕНТРАЦИЯ НАПРЯЖЕНИЙ У КОНЦОВ РАЗРЫВОВ

а. Постановка вопроса

В проблему изменения напряжений около разрывов необходимо внести уточнение о том, что снижение девиаторных напряжений является частью общего, довольно сложного перераспределения напряжений, происходящего в результате появления каждого разрыва конечных размеров. Деформационная энергия, освобождающаяся от основного объема, окружающего разрывную поверхность, расходуется не только на тепло, кинетическую энергию сейсмических волн и т. п., но и на дальнейшее повышение девиаторных напряжений в определенных ограниченных участках около разрыва, причем создаются очень благоприятные условия для последующего разрушения. Такое распределение напряжений получается не только в результате первичного разрушения, но и во всех случаях, когда нагрузке подвергнут объем, заранее содержащий поверхность разрыва, по которой возможно смещение в данном динамическом поле.

На эту проблему обратил внимание К. Инглис [132], впервые аналитически вычисливший напряжения вокруг трещин и острых граней, но она привлекла интерес исследователей в осо-

бенности после классических работ А. Гриффитса [125, 126], с которых начался и современный этап изучения физического механизма разрушения.

Можно выделить два типа математических моделей разрыва, используемых в аналитических задачах отыскания распределения смещений, деформаций и напряжений.

1. Эллиптическое отверстие с большим эксцентриситетом (малая ось эллипса $2b \rightarrow 0$). При «открытых» эллипсах, включая $a \doteq b$ (окружность), эта модель удобна для изучения напряжений около магматических камер. Ее использовали К. Инглис [132], А. Гриффитс [125, 126], Г. Н. Савин [77], Е. Андерсон [95], Х. Дабовски [37] и др.

2. Дислокационную поверхность, т. е. поверхность, по которой происходит скачок вектора смещения. Эту модель можно применять не только к физическим дислокациям в кристаллах, но и как удобный концептуальный элемент в исследованиях макроскопических разрывов. Второе направление развилось в последние десятилетия [18, 162, 107, 9 и др.].

Новую модель, уточняющую условия в концах трещины (трещина с неизвестными границами), предложил Г. И. Баренблатт [3]; в отношении тектонических разрывов она имеет меньшее значение.

В математической теории упругости сейчас существуют многочисленные и выполненные на высоком уровне исследования, но они в основном связаны с потребностями технических дисциплин. Поэтому в постановке задач имеются в виду прежде всего трещины в условиях растяжения и разрушение путем отрыва, а целью решений обычно является изучение явлений только у контуров трещины или отверстия и количественная характеристика прочности. В структурно-тектонических задачах основной интерес представляют трещины в условиях сжатия со сдвиговым смещением их стенок, и в особенности распределение (поле) напряжений в окружающем пространстве. При изучении механизма магматических процессов значение имеют отверстия с внутренним давлением. Расширение и углубление тектонофизических исследований все с большей настойчивостью требуют решения разнообразных пространственных задач, не говоря об учете ряда усложняющих факторов, присущих геологическим объектам — проблемы, которые в технике не стоят с такой остротой.

6. Модель Е. Андерсона

Аналитический метод исследования напряжений около отверстий был впервые применен к структурно-тектоническим задачам Е. Андерсоном [95]¹. Он целиком воспринял метод К. Инг-

лиса. Поперечное сечение разрыва рассматривается им как сплюснутый эллипс ($2b \rightarrow 0$) конечной длины и решение проводится в эллиптических координатах. Принято также, что разрыв является вертикальным сдвигом и протягивается от земной поверхности до некоторого уровня свободного скольжения («level of detachment»), т. е. решена плоская задача². Разрыв находится в динамическом поле чистого сдвига ($\sigma_3' = \sigma_1'$), распола-

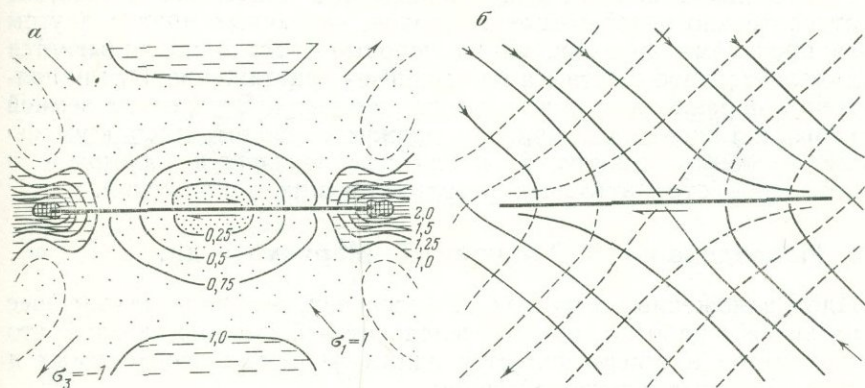


Рис. 10. Изменение напряженного состояния вокруг разрыва в условиях чистого сдвига (Anderson, 1951):

a — изолинии τ_{\max} ; *b* — траектории экстремальных нормальных напряжений. Здесь и на всех подобных рисунках линейный штрих обозначает повышение, точечный — понижение значений изображаемой величины

гаясь по биссектрисе между осями σ_1' и σ_3' ; трение между его стенками не учитывается.

Результаты исследований Е. Андерсона показаны на рис. 10. Независимо от идеализированности и упрощенности модели, ясно видны две главные особенности динамического поля около разрыва.

1. В значительном пространстве, окружающем разрыв, и в особенности по двум сторонам его длины имеет место снижение напряжений. В то же время на небольших участках около концов разрыва скалывающие напряжения относительно регионального фона повышаются. Очень высокая концентрация напряжений получается вблизи окончаний разрыва (рис. 10, *a*).

2. Во вторичном поле происходит закономерное изменение направлений действия напряжений, сильнее всего выраженное вблизи разрывной поверхности (рис. 10, *b*).

¹ Модель Е. Андерсона, вероятно, разработана в первом издании его книги (1942 г.). Еще ранее (1936 г.) Е. Андерсон решил задачу о распределении напряжений около магматического очага с давлением [50].

² Это равнозначно рассмотрению разрыва, проникающего до бесконечной глубины.

От этих особенностей проистекает следствие, выражающееся в том, что каждому разрыву свойственна тенденция к разрастанию по его продолжениям; это может осуществляться через разрывы более высокого порядка, имеющие различное направление и кинематику. В частности, Е. Андерсон применяет свои результаты для объяснения механизма образования косых разломов, ответвляющихся от главного.

В неявном виде решение показывает также, что вследствие относительного перемещения блоков, связанных друг с другом за пределами разрыва, на их лобовые участки накладывается дополнительное сжатие, а на тыловые — растяжение. Эти напряжения параллельны направлению смещения. В условиях земной коры растяжение, как правило, должно приводить лишь к уменьшению общего сжатия, но в качестве исключения возможно и появление отрицательных результирующих напряжений.

в. Исследования М. Чиннэри, Т. Маруяма и др.

Идеи, заложенные в модели Е. Андерсона, получили дальнейшее развитие в работах многих исследователей. Можно сказать, что этот метод и теперь является одним из самых необходимых и перспективных в тектонофизике.

Наиболее детальный и многосторонний анализ проблемы перераспределения напряжений вокруг разрывов с рассмотрением вопроса не только с физической, но и с геологической точек зрения пока принадлежит М. Чиннэри [106, 107, 108, 109, 110 и др.]. Формально его модели относятся также к сдвиговым (в геологическом смысле) разрывам, но общая методика, как и выводы, применимы к сколовым нарушениям любого типа. Главные преимущества исследований М. Чиннэри, сравнительно с исследованиями Е. Андерсона, состоят в том, что разрыв у него представлен как дислокационная поверхность и в соответствии с этим используется более «гибкий» аналитический аппарат; задача решается в трех измерениях (разрыв находится в полубесконечном пространстве), причем учитывается наличие свободной земной поверхности, рассмотрены разнообразные случаи формы разрывной плоскости, закона смещения вдоль разрыва и характера внешней нагрузки, выведена схема ожидаемых сколов второго порядка при учете прочности материалов земной коры, обсужден ряд вопросов сейсмологической и тектонической интерпретации эффектов сдвиговых движений.

В более ранних работах М. Чиннэри [106, 107] рассмотрены разрывные поверхности с квадратной формой и затронут случай разрыва бесконечной длины. Однако наибольший интерес представляют его более поздние публикации [108, 109, 110], в которых разрыв представлен длинной прямоугольной дислокационной поверхностью в условиях чистого сдвига: $\sigma_3' = -\sigma_1'$ (рис. 11, а) и одноосного сжатия — $\sigma_3' = 0$ (рис. 11, в) соответственно под

углом 45° и 30° к оси σ_1' . Амплитуда смещения, заданная независимо от внешнего поля и возможного влияния трения, принята постоянной по всей длине разрыва и составляет $\frac{1}{40000}$ часть длины. Значения вторичных напряжений получены путем

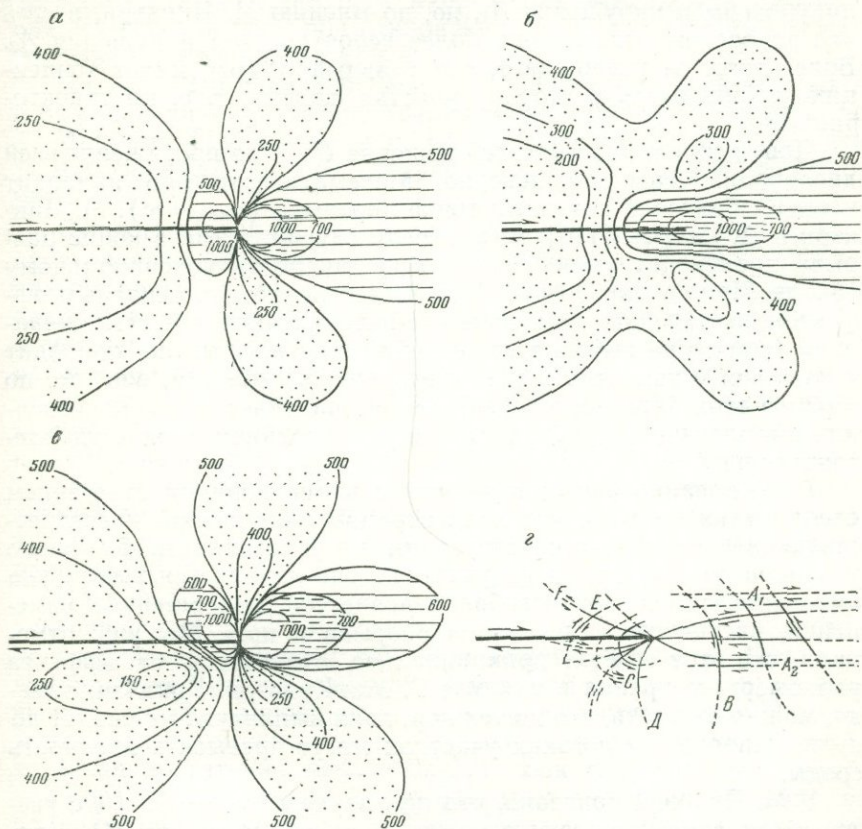


Рис. 11. Напряжения и разрывы около края дислокации (Chinnery, 1966; Chinnery, Petrak, 1968):

а-в — изолинии τ_{max} ; а, б — в условиях чистого сдвига (б — при убывании смещения в конце дислокации по закону $U(x) = l - \left(\frac{x}{\Delta l}\right)^2$, в — в условиях одноосного сжатия);

г — схема ожидаемых сколов второго порядка при одноосном сжатии. Показана часть дислокации, равная $1/2$ ее полной длины и $5/2$ ее вертикальной протяженности

наложения поля, обусловленного смещением, с внешним полем, напряжения которого подобраны как предельные (разрушающие).

В участках превышения локальных напряжений τ''_{max} над региональными M . Чиннэри построил поле траекторий ожидаемых сколов второго порядка (рис. 11, г). В зависимости от места

образования и знака смещения, он различает шесть групп вторичных нарушений, обозначаемых им как типы *A*, *B*, *C*, *D*, *E* и *F*. Наиболее вероятными он считает группы *A* и *B*; в «неблагоприятных» условиях находятся группы *E* и *F* — из-за повышенного давления в этом участке. К участку повышенного давления приурочены и нарушения A_1 , но, по мнению М. Чиннэри, в случае одноосного сжатия они более вероятны, чем нарушения A_2 . Более того, он утверждает, что главный разрыв имеет тенденцию искривляться в сторону участка сжатия, т. е. по траекториям A_1 .

Допущение о постоянстве смещения $U(x)$ на протяжении всей дислокации, очевидно, неверно. Математически оно приводит к «особенности» в конечных точках разрыва ($\tau_{\max} \rightarrow \infty$). М. Чиннэри и Д. Петрак [110] рассмотрели случаи, когда в конце разрыва происходит уменьшение смещения по экспоненциальному закону. При сравнении рис. 11, *a* и 11, *b* видно, что основным эффектом постепенно убывающего смещения является «сглаживание» (снижение высоких градиентов) полей. Это не приводит к заметному изменению схемы вторичных сколов и, вообще, по мнению этих авторов, с точки зрения практического использования в геологии, модель с постоянным смещением вполне удовлетворительна.

На основании решения задачи с изменяющимся смещением сделан также вывод, что концентрации напряжений и соответствующие им вторичные структуры могут возникать не только у концов разрыва, но и на участках, где изменяется амплитуда смещения (вследствие изгибов, неровностей, вещественных изменений, частичного залечивания разрыва и пр.). Мы уже отмечали, что этот эффект принципиально отличается от эффекта равномерного трения в анализе Г. МакКинстри. Вряд ли, однако, можно ожидать, что до тех пор, пока амплитуда не упадет до нуля, напряжения в таких участках могут превысить прочность среды.

У М. Чиннэри показано, что при данном смещении U_0 с увеличением протяженности разрыва в направлении оси O_z (поперек направления смещения) увеличивается площадь его влияния на поле напряжений. Это связано с удалением «продольной» линии, по которой прекращается скачкообразное дифференциальное смещение (где оба блока сливаются в один). Разрыв с бесконечным поперечным размером эквивалентен разрыву в плоской модели.

При различных амплитудах смещения U_0 конфигурация изолиний сохраняется и только значения изолиний изменяются пропорционально ΔU_0 .

Разнообразные задачи распределения напряжений около разрывов в плоской модели решены в аналитической разработке Т. Маруяма [138]. Он также использовал дислокационную теорию, но принял другой закон изменения смещения вдоль дисло-

кации: в большинстве примеров — «эллиптический» $U(x) = \frac{U_0}{C} (C^2 - x^2)^{1/2}$ ($2C$ — длина дислокации). Это отразилось на напряжениях главным образом в непосредственной близости к окончаниям разрывов. Примеры с различной ориентировкой разрывов относительно осей напряжений показывают увеличение асимметрии поля при отклонении от 45° направления между разрывом и осями напряжений.

На рис. 12, а показано распределение напряжений при одноосном сжатии и отсутствии трения стенками разрыва, по Т. Маруяма [138], а на рис. 12, б — результаты эксперимента Х. Дабовски [37] для сплющенного эллипса в сходных условиях.

Существенно иной математический подход к проблеме распространения разрывов путем образования вторичных нарушений применил Г. Бок [101]. Он использовал разработанный в последнее время метод конечных элементов. Задавая начальные и граничные условия (характер напряженного состояния) и механические параметры среды (модуль Юнга, прочность, угол скалывания и пр.), он «проследил» образование вторичных нарушений около окончания разрыва и его разрастание по мере смещения в результате внешней нагрузки. Прослеживание осуществлено путем серии 24-х итераций — последовательных однотипных решений — при «начальных» условиях, задаваемых в зависимости от предыдущего результата. Все вычисления выполнены на ЭВМ.

Идея, заложенная в исследовании Г. Бока, интересна и перспективна, поскольку возможности метода конечных элементов не ограничены рамками линейной теории упругости. Метод не накладывает никаких жестких требований в отношении механических свойств, однородности или непрерывности среды. Нам кажется, однако, что в работе указанного автора эта идея не реализована достаточно эффективно. Г. Бок математически получил образование вторичных разрывов в весьма узкой зоне на продолжении первичного разрыва. С большой, но не абсолютной уверенностью их можно отнести к группам А и В М. Чиннэри. Г. Бок иллюстрирует разросшийся разрыв в виде слабо ломаной линии. Вообще, его результаты дают несколько «бледную» картину разрывной зоны, если сравнить их с результатами М. Чиннэри (см. рис. 11, г) или с экспериментальными и полевыми наблюдениями. Причину этого, по-видимому, следует искать не в принципиальных возможностях метода, а в конкретной постановке задачи и интерпретации результатов. Возможно картина изменилась бы существенно при учете неравномерно распределенных «зародышей» нарушений, существующих в каждой реальной среде.

В области экспериментального изучения напряженного состояния около разрывов при помощи поляризационно-оптиче-

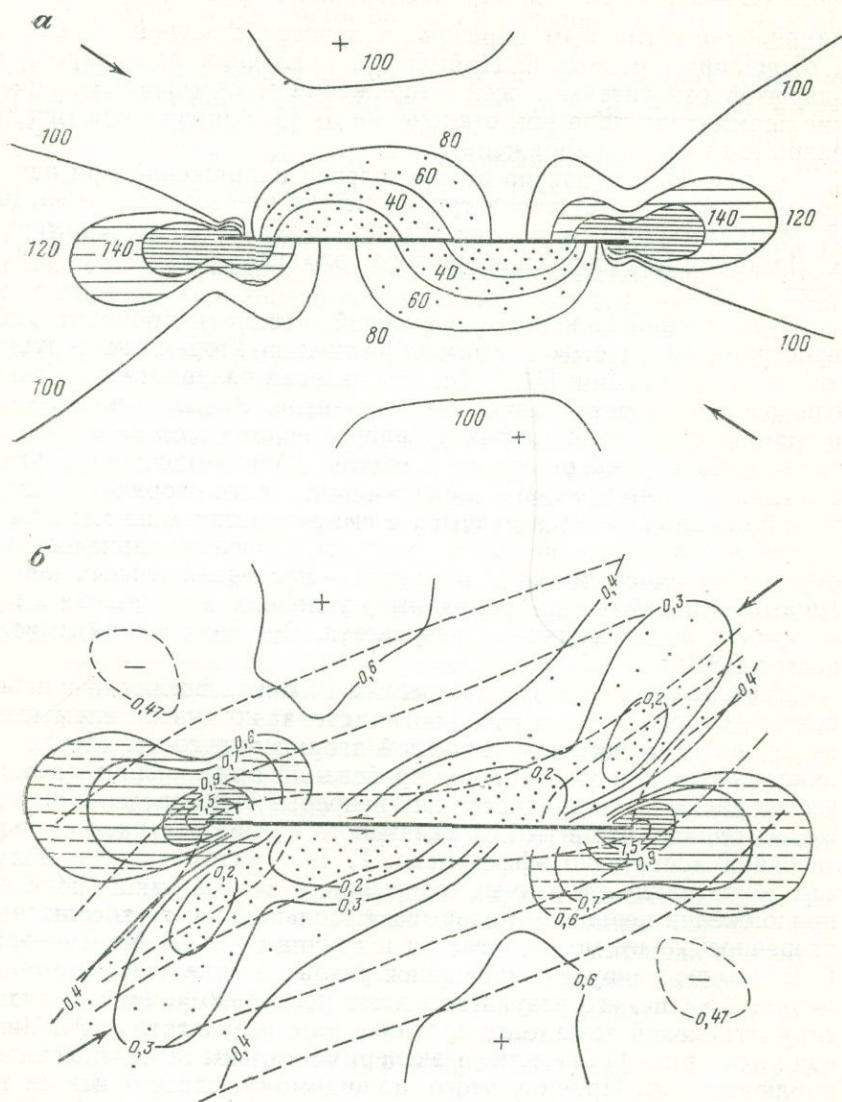


Рис. 12. Поле напряжения τ_{\max} около разрыва:

a — дислокация без касательных напряжений на ее стенах при изменении смещения по эллиптическому закону (Магума, 1969); *б* — эллиптическая щель с траекториями σ_1 (Дабовски, 1975)

ского метода многое сделано в лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР [28, 29, 30, 56, 148, 192 и др.]. Эти исследования не только подтвердили результаты аналитического изучения простейших случаев, но доставили и новые данные о сложном влиянии дугообразных, зигзагообразных, пересекающихся или близко расположенных разрывов на региональное поле напряжений. М. В. Гзовским [27, 28] отмечено, в частности, значение концентрации напряжений для последующего разрастания разломов, их искривления, разветвления и для изменения характера разрушения в их окончаниях.

Итак, около концов каждого разрыва — новообразованного или существовавшего ранее — при данной внешней нагрузке создаются предпосылки для возникновения нарушений более высокого порядка и образования сложно построенной разрывной зоны.

Этот механизм имеет безупречное теоретическое доказательство и экспериментальное подтверждение, по крайней мере, при упругом материале. Есть достаточно оснований считать, что в большой степени он сохраняет силу и в упруго-вязких средах.

В свете изложенных данных о перераспределении напряжений разрывы представляют собой фактор с двояким значением для последующего разламывания и дробления земной коры. С одной стороны, около разрывов обособляются обширные ненапряженные области, препятствующие дальнейшему структурообразованию, с другой, вследствие эффекта концентрации напряжений, у окончаний разрывов создаются условия для разрушения и в тех случаях, когда региональные напряжения значительно ниже прочности пород. Обратим внимание на то обстоятельство, что известное повышение касательных напряжений имеет место не только у окончаний разрывов, но и на значительном расстоянии с обеих сторон от разрывной поверхности¹ (см. рис. 10, а, 12, 17). Практический интерес представляют тыловые участки примыкающих блоков, где уменьшение сжатия благоприятствует накоплению полезных ископаемых.

3. РОЛЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ РАЗРЫВОВ — ДИНАМИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ Н. ПРАЙСА

Локальные изменения напряжений в вышеприведенных исследованиях обсуждались со статической точки зрения, т. е. предметом анализа являлись два статических напряженных состоя-

¹ М. И. Погребиский и др. [65] устанавливает пропорциональность между шириной зон приразломной трещиноватости и длиной разрывов. По мнению С. Н. Чернышева (личное сообщение), эта трещиноватость возникла в результате повышения напряжения τ''_{max} на вопросных участках при их удалении по мере нарастания разрывов.

ния — до и после движения по основному разрыву. По существу это относится и к анализу Г. Бока [101], поскольку в нем процесс разрастания разрыва и формирования вторичных нарушений рассматривается как последовательные явления, также дискретные во времени.

Альтернативный — динамический — механизм образования разрывов второго порядка предложен Н. Прайсом [147]. По его мнению, недостаток статических исследований состоит не только в пропуске промежуточных явлений непрерывного процесса, но и в их неспособности объяснить наличие мелких разрывов, удаленных от основного, но парагенетически с ним связанных.

В анализе Н. Прайса основная роль приписывается инерционным напряжениям σ_{in} , возникающим в породах при прохождении сейсмических волн через толщи земной коры. Волны генерируются разрывом первого порядка при его образовании или при последующих резких смещениях. Большее значение придается напряжениям, связанным с продольными (P) волнами. Мгновенная величина напряжения σ_{in} , действующего в направлении колебаний, определяется как

$$\sigma_{in} = K \cdot f^2 \cdot U,$$

где f — частота; U — амплитуда упругих колебаний; K — коэффициент. При наложении инерционных напряжений на статическое поле получаются меняющиеся во времени результирующие напряжения, значения которых при известных условиях могут оказаться достаточными для того, чтобы появился небольшой разрыв. По утверждению Н. Прайса, в результате одного толчка длина разрыва может достичь нескольких метров. С первичным разрывом он может составлять различные углы, в зависимости прежде всего от отношений между статическими и инерционными напряжениями; в специальных условиях может получиться вторичный разрыв другого морфокинематического типа. Расстояние, на котором может иметь место этот механизм, не уточняется, Н. Прайс отмечает только, что оно должно быть достаточным для того, чтобы можно было пренебречь влиянием вершины сейсмогенного разлома и не особенно большим для того, чтобы амплитуда и частота волн были значительными.

Реализация данного механизма связана с рядом специфических и, по-видимому, маловероятных условий. Это относится особенно к использованным в расчетах значениям частоты f ($\sim 10^3$ Гц) и амплитуды U (1—2 см). Наблюдаемые при землетрясениях частоты обычно имеют порядок 10^0 — 10^1 Гц, а амплитуды редко превышают 1 см [74]. Вряд ли вблизи очага частотный волновой спектр может столь значительно отличаться от наблюдаемого. Неубедительной выглядит также принятая им прочность пород на одноосное сжатие: $P = 700$ — 900 кг/см² (име-

ется в виду практически мгновенное действие нагрузки). Это отбечает примерно прочности песчаников при обычных лабораторных испытаниях [31]. В тех случаях, когда происходят передвижки по ранее возникшему разрыву (т. е., когда региональные напряжения ниже прочности), даже указанные значения параметров недостаточны для разрушений второго порядка.

Что касается объяснения удаленных вторичных разрывов, нетрудно убедиться в отсутствии преимущества динамической теории по сравнению с теорией, рассмотренной в предыдущем разделе. С одной стороны, очевидно, что с удалением от разрыва динамические напряжения монотонно убывают подобно статическим напряжениям второго порядка, а может быть и быстрее их. Соответственно уменьшается и вероятность динамического разрушения. С другой стороны, в области повышенных статических напряжений разрушение тоже может произойти на некотором расстоянии от разрыва. Примеры удаленных нарушений второго порядка имеются в пластических лабораторных моделях, в которых нет упругих волн (см. рис. 19, г, б, 20, б и др.). Это объясняется тем, что в каждой реальной среде, тем более в массивах горных пород, разрывы возникают в непосредственной связи с имеющимися неоднородностями (дефектами), создающими рассмотренный уже эффект концентрации напряжений. Это и есть исходный принцип так называемых статистических теорий прочности. В них, однако, распределение дефектов принимается равномерным и в таком случае вопрос о месте появления разрушения не имеет смысла. Если, наоборот, учитывается неравномерность распределения, тот же принцип приводит к выводу, что вероятность разрушения определяется не только величиной напряжений, но и размером той области, которую они охватывают, причем разрушение необязательно происходит в наиболее напряженном участке. Этот вероятностный подход применим к разрушению вообще, но он особенно важен для понимания рассеяного характера разрывов.

Теория Н. Прайса не получила популярности в тектонофизической литературе и нам пока неизвестны обсуждения ее представительности. Эмпирическая проверка теории (в природе или в лаборатории) трудна или невозможна. Часто наблюдаемые трещины и уступы, образованные при сильных землетрясениях [89, 49, 166], по-видимому, являются непосредственным результатом смещения блоков. Независимо от всех сделанных замечаний, однако, необходимо отметить, что любые инерционные напряжения повышают, хотя и незначительно и на короткое время, существующие статические напряжения. Если эти последние близки к критическим, то появление новых или разрастание имеющихся нарушений около сейсмогенного разрыва следует считать возможным. Иными словами, динамический механизм разрывообразования второго порядка можно безоговорочно принять только в качестве «спускового».

4. СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ ВТОРОГО ПОРЯДКА В ЗОНАХ СКАЛЫВАНИЯ

Зоны скалывания создаются в деформируемой полосе либо между «жесткими» блоками, смещающимися дифференциально, либо на продолжениях какой-нибудь разрывной поверхности за ее «продольными» гранями. В геологическом смысле они могут быть зонами сдвига, нормального сброса, взброса или любой их разновидности.

Данное определение по существу совпадает с определением, принятым почти всеми авторами, хотя обычно зоны скалывания рассматриваются с различных точек зрения. Так, например, П. Бедгли [97] рассматривает их как сжатые зоны с катакlastическими милонитовыми текстурами пород; П. Н. Кропоткин [46] считает их равнозначными зонам дробления, Г. Деннис [117] — зонами, в которых распространены явные разрывы при сколе; некоторые ученые [149, 150] обращают внимание почти исключительно на процессы пластического течения и рассланцевания в таких зонах.

Предметом наших дальнейших обсуждений будут вопросы деформированного и напряженного состояния в зонах скалывания и обусловленного им формирования разнообразных внутренних структур — разрывных и в меньшей степени складчатых. Это соответствует содержанию, которое вкладывают в термин «зона скалывания» А. Скемптон [160], Д. С. Чаленко [164, 165] и др. В то же время для обозначения тех же или подобных структур иногда применяются и другие термины — разрыв сдвига и зона сдвига [5, 8], пояс скалывания [150] и т. п. Может быть термин «зона сдвига» лучше всего подходил бы к нашему пониманию, если уточнить, что, вообще говоря, речь идет о сдвиге в механическом смысле.

Зоны скалывания в разнообразных проявлениях и любого масштаба¹ очень широко распространены в природе и представляют большой практический и теоретический интерес. Поэтому они описаны во многих работах. Первый в геологической литературе обстоятельный анализ напряжений и процессов деформирования и разрушения принадлежит Г. Беккеру, интересные дополнения к которому сделаны В. Шмидтом [по 68]. Среди экспериментальных исследований классическими считаются работы Г. Клооса [113] и В. Риделя [151], а наиболее подробно напряжения, деформации и нарушения в зонах скалывания исследованы М. В. Гзовским [28] и Д. С. Чаленко [164, 165, 142, 166]. Почти все ученые зоны скалывания более или менее определенно связывают с горизонтальными (сдвиговыми в геологическом смысле) движениями. Зоны с вертикальным смещением

¹ Примеры зон скалывания, различающихся размерами на пять порядков (10^5 раз), приводит Д. С. Чаленко [165].

изучали А. Санфорд [158], М. В. Гзовский [28] и И. Лоуелл [136].

Механическое состояние в зонах скалывания аппроксимируется с так называемым простым сдвиганием. Оно характеризуется смещением частиц параллельно оси зоны и пропорционально их отстоянию от нее; напряжения σ_1 и σ_3 , возникающие при смещении, образуют с осью зоны углы $\pm 45^\circ$, а их значения равнопротивоположны: $\sigma_1 = -\sigma_3 = |\tau_{\max}|$. Площадки, ориентированные параллельно и вкрест простирания зоны, свободны от нормальных напряжений. Оси деформации совпадают с осями напряжений только в начальном моменте, с нарастанием сдвига они поворачивают в сторону смещения блоков.

Согласно экспериментальным результатам М. В. Гзовского [28], образование разрывных нарушений в зонах скалывания связано непосредственно с напряженным состоянием, а не с предшествующей конечной деформацией. Указанному расположению осей напряжений соответствует пара сопряженных сколов R и R' , ориентированных под углами $\frac{\Phi}{2}$ и $90^\circ - \frac{\Phi}{2}$ к оси зоны, а также нарушения отрыва T под углом 45° (рис. 13).

Дифференциальные движения в слоистой среде могут привести к образованию эшелонированных складок Fd . Их оси должны располагаться перпендикулярно σ_1 , т. е. под углом 135° к зоне¹. Складкообразование в зонах скалывания моделировали в общем без всякого соблюдения условий подобия немногие исследователи, среди которых В. Мид [140] и Н. Павони [145]. Кулисообразные вздутия в однослойных глиняных моделях получали Г. Клоос [129] и Э. Клоос [111].

В качестве поздних структур зон скалывания А. Скемптон [160] выделяет еще две группы сколов — обратные косые нарушения P и продольные сколы L . На моделях из песка при горизонтальном смещении Р. Эммонс [121] получил подобие рифтовой зоны с вертикальным передвижением отдельных блоков, при котором возникали грабены и горсты. Образование подобных структур нельзя связывать с данным напряженным состоянием, а следует рассматривать как эффект больших общих смещений.

Механизм простого сдвига представляет собой удобную основу для анализа структурообразования в зонах скалывания, но в природных условиях он вряд ли может проявляться в чистом виде. В земной коре зоны скалывания находятся в региональном поле напряжений, которое накладывается на напряжения простого сдвига. Описания результирующего механического состояния («сложного сдвига», по М. В. Гзовскому [28]) и проистекающих от него особенностей структурного парагенезиса в литературе занимают ограниченное место.

¹ Углы отсчитываются от оси зоны по направлению сдвигового вращения (см. рис. 44, а).

Почти во всех экспериментальных исследованиях зоны скалывания воспроизводились в условиях простого сдвига. Исключениями являются работы М. В. Гзовского [28] и Д. Лоуелла [137]. В экспериментах Д. Лоуелла одна из пластин основания косо поддвигалась под другую. Автор отмечает, в частности, образование складок, а на более поздних стадиях опыта — общего шва с надвиганием пластичного вещества на неподвижную пластину. М. В. Гзовский наблюдал статичные фотоупругие модели, материал которых сжат или растянут поперек полосы сдвига. Эффект поперечной деформации выразился в отк-

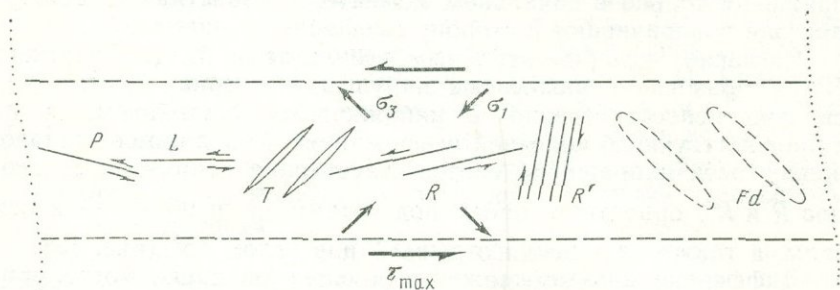


Рис. 13. Схема напряжений и структур в зонах скалывания

нении траекторий главных напряжений от 45-градусного направления. На этом основании М. В. Гзовский предсказывает соответствующее изменение и направлений структур второго порядка — увеличение их углов при сжатии и уменьшение при растяжении вплоть до формирования сколов R с обратными углами.

Немногочисленны и теоретические исследования, в которых затрагивается влияние внешнего динамического поля на напряжения и структурообразование в зонах скалывания. Д. Грамберг [124] показал графически, что угол, заключаемый максимальным нормальным напряжением и нарушениями T с осью зоны, больше 45° в тех случаях, когда нормальное напряжение σ_x'' , действующее вдоль зоны, меньше нормального напряжения σ_y'' , действующего в поперечном направлении, и наоборот (простому сдвиганию отвечает $\sigma_x'' = \sigma_y'' = 0$). Эти соотношения справедливы (несмотря на то, что Д. Грамберг исходит из концепции об определяющей роли трения по разрыву), но они не отражают непосредственно влияния регионального поля на локальные напряжения внутри зоны.

Значения напряжений σ_x'' и σ_y'' положены и в основу анализа Д. Гарнетта [122], но его результаты, по нашему мнению, не обоснованы, так как он допускает весьма произвольные изменения этих значений. На самом деле σ_x'' и σ_y'' сохраняют в общем те значения, которые они имеют во внешнем поле напряжений.

Крайнюю точку зрения выражает К. Роеринг [155]. Он считает, что трещины, составляющие так называемые кулисообразные ряды, могут возникать в результате действия только региональных напряжений, без всякого участия локального напряженного состояния. Таким образом, эти трещины оказываются структурами первого порядка, а их направления совпадают с направлениями региональных структур того же типа. Зоны общей деформации (сдвига или растяжения) могут развиваться вдоль таких рядов дополнительно, благодаря пониженной сопротивляемости нарушенной среды. Идея К. Роеринга имеет известное обоснование в приведенных им фактах — в зонах с эшелонированными трещинами вращение часто ничтожно. В результате трещины оказываются параллельными соответствующим региональным структурам и все же в реальности предложенного механизма можно усомниться. Прежде всего трудно себе представить образование кулисных рядов и притом параллельных региональным направлениям скалывания и отрыва без определяющего влияния локального поля. Ссылка К. Роеринга на других исследователей [105] и вообще на теорию образования крупных разрывов путем нарастания и слияния мелких нарушений в данном случае неуместна.

Принимая концепцию о независимости эшелонированных нарушений от локальных напряжений простого сдвига, А. Бич [99] выделяет и второй морфогенетический тип кулисообразных рядов. Трещины в них возникают во время сдвиговой деформации, но имеют направления такие же, как региональные разрывы скалывания, и рассматриваются как сколы, сопряженные с главными зонами, в которых они находятся. Непоследовательность этой интерпретации очевидна: хотя наличие локальной динамической обстановки и считается условием формирования ряда, роль ее при образовании внутренних структур по существу не принимается во внимание.

Возникновение кулисообразно расположенных структур в данной полосе, по-видимому, нельзя объяснить, не признав предварительного дифференциального смещения, хотя и незначительного. А так как в результате последнего создается специфическое поле, оно должно непосредственно определять последующее структурообразование внутри полосы. Незначительное вращение в некоторых случаях можно объяснить хрупкостью среды и разгрузкой напряжений после образования кулисообразных трещин. Причина приблизительной параллельности структур первого и второго порядка, вероятно, заключается в предельных состояниях, возникающих при сложном сдвигании.

Модель зоны скалывания, учитывающая внешнее напряженное состояние, предлагается в следующем разделе. Здесь необходимо лишь добавить, что если на ранних этапах развития зоны отдельные отрезки или вся длина основного разлома не наблюдаются, то при достаточно большой амплитуде разлом

должен проявиться либо посередине зоны, либо у одного или у обоих ее бортов. При этом очень мелкие структуры около его плоскости войдут в его зону дробления, а более крупные останутся в качестве оперений (см. рис. 29, в, 40, б, 43, б).

Теория формирования структур более высокого порядка, основанная на простом и сложном сдвигании, имеет безусловную физическую состоятельность, а многочисленные природные структуры свидетельствуют о широком проявлении данного механизма в земной коре.

5. ОБОБЩЕННЫЙ ПОДХОД К ПРОБЛЕМЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ ВТОРОГО ПОРЯДКА

Все рассмотренные концепции по формированию структур более высокого порядка предсказывают весьма сходные структурные парагенезисы, включая и пространственные соотношения, морфологию и кинематику составляющих нарушений. Это особенно очевидно при сопоставлении разрывов в схемах Пэка—МакКинстри и в зонах скалывания. Критерием достоверности в таком случае должна быть так называемая физико-механическая совместимость структурно-генетической интерпретации. Рассмотрение разных теоретических моделей приводит к выводу, что образование структур второго порядка достоверно объясняется концентрацией напряжений около окончаний разрывов и сдвиганием в зонах скалывания. Динамическую теорию Н. Прайса следует принять лишь условно; в применении к практическим примерам она больше обсуждаться не будет.

В дальнейшем мы попытаемся показать, что различие между обоими выделенными механизмами в большой степени формально, и к проблеме образования структур второго порядка можно подходить с общих позиций. Дело не только в том, что зоны скалывания в действительности представляют собой участки концентрации напряжений, но и в том, что эти напряжения можно связать также со смещением по ранее возникшей разрывной плоскости. Причиной того, что до сих пор зоны скалывания с такой точки зрения не рассматривались, по всей вероятности, является то обстоятельство, что их изучение при помощи доступного теоретического аппарата простого сдвигания более или менее удовлетворительно для нужд структурной геологии.

Выше уже упоминалось, что концентрации напряжений связаны только с лобовыми (поперечными направлению скольжения) участками разрывов. Подобным же образом, однако, напряжения возникают и у ограничительных линий, где взаимное смещение разорванных блоков также сходит на нет. В теории трещин эти два случая рассматриваются как самостоятельные задачи. Для них введены обозначения соответственно (тип II» и «тип III», как смещением «типа I» обозначается нормальное по отношению к трещине растяжение или сжатие [9]. Различны-

ми сочетаниями элементарных типов можно представить любое сложное смещение.

Применительно к зонам скалывания необходимо остановиться на смещении типа III. Задачу отыскания напряжений около бесконечно длинной (по оси O_x) трещины с таким смещением называют антиплоской. До сих пор, по-видимому, только М. Чиннэри [107] решил эту задачу в структурно-тектоническом аспекте. Он рассмотрел дислокацию сдвигового (в геологическом смысле) типа без трения между ее стенками с искусственно заданным смещением; на его иллюстрациях представлены только случаи, когда сдвиг достигает земной поверхности.

Задача того же типа нами решена при несколько другой постановке: трещина находится в бесконечном пространстве под действием однородного динамического поля, заданного главными напряжениями σ_1' и σ_3' в плоскости xOy ; ось σ_1' направлена под углом α' к трещине (к плоскости xOz). При заданной поперечной протяженности трещины смещение определяется величиной и направлением действия напряжений, в зависимости от этого оно может быть не только скольжением, но и раздвиганием. При сжимающей нормальной составляющей ($\sigma_y' > 0$) учитывается трение. Решение проведено на ЭВМ.

Сдвигание в зоне, продольной к трещине, определяется составляющей τ_{xy}'' . Для ее вычисления использована формула [161]:

$$\tau''_{xy} = \frac{r}{\sqrt{r_1 r_2}} \cos\left(\theta - \frac{\theta_1}{2} - \frac{\theta_2}{2}\right) (\tau'_{xy} - \mu \sigma'_y) + \mu \sigma'_y, \quad (19)$$

где r и θ , r_1 и θ_1 , r_2 и θ_2 — соответственно расстояния и полярные углы точек в плоскости yOz относительно средней и обеих продольных ограничительных линий трещины. Член $\mu \sigma'_y$ введен нами и выражает ту часть напряжения τ'_{xy} , которая не создает смещений. Он принимается во внимание при $\sigma_y' > 0$. В этом случае $\sigma_y'' = \sigma_y'$. При $\sigma_y' < 0$ и $\tau_{xy}' \neq 0$ происходит сложное смещение типа I+III и тогда σ_y'' вычисляется по специальной формуле, сходной с формулой (19). Во всех случаях $\sigma_x'' = \sigma_x'$. Через σ_x'' , σ_y'' и τ_{xy}'' легко определяются главные напряжения и их направления в локальном (II порядка) поле. Если $\mu \sigma_y'' \geq \tau_{xy}'$, смещения не происходят и разрыв не вносит локальных изменений поля.

На рис. 14 показано распределение $\frac{\tau''_{\max}}{\sigma'_{\max}}$ в поперечной плоскости yOz в двух специальных случаях — чистого сдвига и одноосного сжатия; α' соответственно равно 45 и 30°. Видно, что повышение максимального касательного напряжения в результате разрывного смещения происходит в общем за продольной ограничительной линией разрыва. Оно охватывает значительную область, одинаковую в обоих случаях, но концентрация напряжений сосредоточена в основном вблизи окончания разрыва. Если это наблюдать в какой-нибудь плоскости $z = \text{const}$, не очень

удаленной от разрыва (например плоскость 3 на рис. 15), то там будет находиться полоса высоких значений τ_{\max} , по всем особенностям отвечающая зонам скалывания с простым (рис. 14, *a*) или «сложным» (рис. 14, *б*) сдвиганием.

Модель зон скалывания, конечно, не может претендовать на полную универсальность. Прежде всего она не включает случая относительно резко ограниченной зоны между двумя жесткими блоками. Мы, однако, не считаем этот случай сколько-нибудь широко распространенным в природе; он получил популярность, скорее, в качестве удобной схемы из-за своей простоты. Формально справедливым было бы и замечание, что существуют зоны скалывания без разрыва, но и в нем, вероятно, есть значительная доля субъективизма, так как весьма редко удается наблюдать одновременно и первичный разрыв и образовавшуюся около него зону¹. Обратим внимание, что в отношении предположения о наличии первичного разрыва модель полностью соответствует почти всем экспериментальным зонам скалывания, но, насколько известно, никто не считает, что представительность лабораторных моделей сужается именно этим предположением. С другой стороны, нам кажется, что напряженное состояние в зонах скалывания мало зависит от того, созданы ли они первичным разрывом или каким-нибудь другим образом и что эту модель приближенно можно отнести к ряду особых случаев.

Итак, из приведенных соображений следует, что оба механизма образования структур более высокого порядка могут быть совмещены в один, в основе которого лежит концентрация напряжений и деформаций около имеющейся или потенциально существующей разрывной плоскости. Схема этого механизма дана на рис. 15. Первичный разрыв на ней представлен вертикальным лишь для наглядности и единства с обычно используемыми схемами [107, 108], но в своем общем виде она действительна при любом расположении в пространстве.

Помимо фундаментальной аналогии связь и сходство между обоими механизмами можно наметить также в отношении морфокинематических особенностей получающихся структурных парагенезисов. Во-первых, иногда наблюдаются примеры наложения совокупностей структур, образованных по обоим частным механизмам, например ветвление в конце разрыва, возникшего и развивающегося в зоне скалывания, или, наоборот, образование зоны скалывания перед окончанием разрыва (см. рис. 21, *a*, 24). Во-вторых, набор структур и их ориентировка в зонах скалывания и на участках перед разрывами мало различаются между собой, тем более если учесть, что нарушения C , D , E и F

¹ Любопытное исключение, по-видимому, представляют примеры мелких эшелонированных трещин (трещины обрамления, по Д. Робертсу), ответвляющихся от кромки главной трещины [153, 98, 38], описанные впервые Вудвортом еще в 1896 г.

в модели М. Чиннэри (см. рис. 11, з, 15) второстепенны и маловероятны, а складки и нарушения отрыва тоже могут иметь место в этой модели (хотя Чиннэри об этом не упоминает). Следует обратить внимание, в частности, на наличие в обоих случаях двух с сопряженных групп нарушений скальвания второго порядка — одной параллельной главной структуре или косо на-

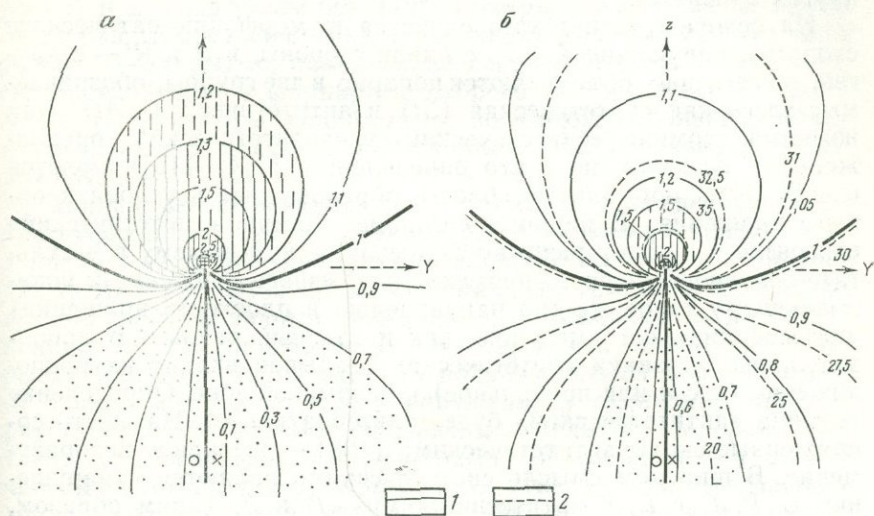


Рис. 14. Относительное приращение максимального касательного напряжения около разрыва в результате смещения, нормального к плоскости чертежа: а — чистый сдвиг; б — одноосное сжатие, $\alpha' = 30^\circ$.

1 — изолинии τ_{\max} , 2 — изолинии α'' .

Показана $1/2$ поперечной протяженности разрыва

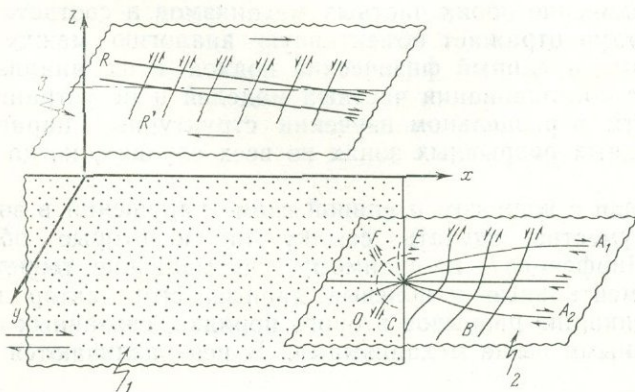


Рис. 15. Обобщенная схема формирования структур II порядка около разрывной поверхности 1; на плоскости 2 — разрывы у лобового ребра, на плоскости 3 — разрывы в зоне скальвания у продольного ребра

правленной к ней с таким же знаком смещения (группа A , по М. Чиннэри [108, 109]; R , по А. Скемптону [160]), второй — под большим углом (до 90°) к ней и с противоположным знаком смещения (B и R' соответственно). Очень близкое сходство нарушений в каждой группе, несмотря на частный механизм, с которым связывается ее возникновение, ниже выявляется и по ряду других признаков.

На основе генетического единства и морфокинематического сходства, нарушения A и R , с одной стороны, и B и R' — с другой, естественно, объединяются попарно в две группы, обозначаемые здесь как синтетическая (St) и антитетическая (At). Как известно, термины «синтетический» и «антитетический» предложены Г. Клоосом, но в его определении [114, 115] имеются в виду лишь нормальные сбросы, образованные в условиях общего вращения. В нашем понимании термин «синтетический» относится к любому разрыву скалывания, возникшему в результате основного (первого порядка) разрывного движения и показывающему такое же (по направлению и плоскости вращения) дифференциальное смещение, как и главный разрыв. В дополнительные признаки синтетических разрывов входит их расположение (косое или продольное) в разрывной зоне. Определение термина «антитетический» будет альтернативным. Называть сопряженные сколы антитетическими [128] — очевидное недоразумение. В широком смысле синтетическими являются и нарушения L , P , C и E , а антитетическими — D и F . Таким образом, здесь сохраняется содержание терминов, первоначально вложенное в них, но они расширяются в рамках этимологического значения слов. В несколько более широком смысле по сравнению с Г. Клоосом, но без учета нарушений в лобовых участках разрывов, их уже применяли П. Геппенер [129], Д. Лоуелл [136], Р. Вилькоккс [169] и др.

Объединение обоих частных механизмов и соответствующих им структур отражает объективную аналогию между ними и обосновывает единый физический подход к их анализу, но не означает обезличивания частных моделей и не устраняет необходимости в раздельном изучении структурных парагенезисов в природных разрывных зонах во всех случаях, когда это возможно.

В связи с вопросом о единой схеме нарушений в зонах разломов уместно сделать ссылку на некоторые обобщения В. Д. Парфенова¹, по-видимому, учитывающие теоретические, экспериментальные и полевые данные. Этот автор приводит классификацию разрывов второго порядка, связанных с обоими выделенными выше механизмами. В ней различаются следующие

¹ «Геологическое строение, история и механизм образования зоны Бирюзового разрыва (Южный Карамазар)». Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1967. См. также [61].

щие виды нарушений (в скобках — их обозначения по принятым в работе символам):

1) сопутствующие сколы и трещиноватость, параллельные основному разрыву (L), образующиеся при значительных смещениях;

2) оперяющие разрывы, обозначаемые α_1 (под небольшим углом) и α_2 (под углом $60-110^\circ$) и встречаемые реже (R и R');

3) разрывы расщепления у окончаний крупных сдвигов двух родов: I — закрытые, намечающие искривление всей зоны и часто переходящие в шарнирные взбросо- и сбросо-сдвиги (A_1 и A_2 ?); II — разрывы, подобные α_1 , но имеющие бóльшую длину и увеличивающийся с их нарастанием угол с главным разрывом (A_2 ?).

Данная классификация сопоставима с приведенной выше классификацией. Среди главных различий можно указать следующие: между разрывами расщепления обоих родов и нарушениями A_1 и A_2 нельзя провести параллель (в основу их выделения положен различный принцип). К нарушениям α_1 и расщеплениям II рода, по-видимому, относятся как сколы, так и отрывы. Сколовые нарушения не подразделяются в зависимости от знака смещения, а среди нарушений у окончаний главного разрыва не указываются поперечные сколы B . Не проводится также аналогия между структурами, обусловленными обоими частными механизмами. Кроме того, утверждения, что расщепления I рода отмечают общее искривление зоны или что расщепления II рода отличаются от нарушений α_1 своей большей длиной, вряд ли можно считать универсальными. На наш взгляд, часть перечисленных особенностей этой классификации несколько затуманивает морфогенетическую характеристику вторичных нарушений.

ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
И ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУР
ВТОРОГО ПОРЯДКА В РАЗРЫВНЫХ ЗОНАХЗАМЕТКИ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ БОЛГАРИИ¹

Территория Болгарии целиком находится в альпийском геосинклинальном поясе (рис. 16). Ее современное структурно-зональное разделение основано на верхнеальпийском структурном плане. Больше того, существует ярко выраженное соответствие между основными тектоническими и геоморфологическими единицами, в силу чего это разделение является морфоструктурным.

Большие площади севера и юга страны заняты древними консолидированными морфоструктурными областями — Мизийской платформой и Родопским массивом.

Мизийская платформа. Ее большая часть располагается на территории Румынии, достигая на севере карпатских структур. За фундамент платформы, по-видимому, следует принять метаморфические породы докембрия и, таким образом, определить ее возраст как байкальский. Местами бурением установлены значительные наклоны сланцевых комплексов древнего палеозоя, из-за чего в некоторых работах платформа принимается за эпикаледонскую или эпигерцинскую. Существуют, однако, основания рассматривать эти наклоны преимущественно как приразломные явления. Кристаллический фундамент погружен глубоко. На западном участке, в Ломской депрессии, глубина его залегания свыше 10 км, к востоку он в отдельных блоках Североболгарского поднятия поднимается до глубины 3—5 км. На севере и юге периферия фундамента погружается под Карпаты и Балканиды. Чехол платформы включает почти полный разрез палеозоя и мезозоя. Характерными для него являются карбонатные комплексы девона, триаса и мальм-валанжина, а для Ломской депрессии — и мощные неогеновые отложения.

Родопский массив представляет собой один из самых крупных фрагментов древнейшего Фракийского срединного массива, расчленение которого началось еще в кембрии и продолжалось, по крайней мере, до неоген-четвертичного времени. Наиболее древние — ультраметаморфические — породы считаются архейскими. Они слагают комплекс мощностью 9—10 км. Значительна мощность и высокометаморфизованного протерозойского ком-

¹ По Е. Бончеву [11, 13, 14, 102, 103].

плекса — 7—9 км. Для последнего характерен также базитовый и ультрабазитовый магматизм. Широкий ареал распространения в Родопском массиве имеют южноболгарские гранитоиды с вероятным позднепротерозойским и раннепалеозойским возрастом. В течение почти всего герцинского и альпийского времени массив был высоко поднят. В позднем палеогене в результате расчленения происходит опускание его восточной части, где накапливаются мощные осадочно-вулканогенные материалы.

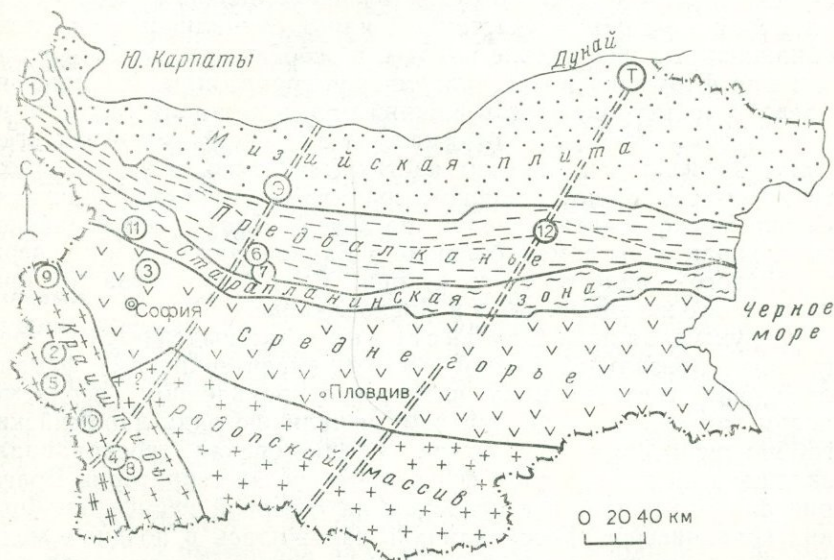


Рис. 16. Основные морфоструктурные единицы Болгарии (по Е. Бончеву). Разломные пояса: Т — Тырндичский, Э — Этропольский. Цифры в кружках — места обсуждаемых примеров (далее они указываются в подрисуночных подписях к соответствующим рисункам)

Осевое положение в Болгарии занимают Балканиды. В широком смысле они включают структурные зоны Предбалканья, Стара-Планины и Среднегорья. В узком смысле — это первые две зоны, причем в Предбалканье выделяется еще северная полоса — Переходная зона, развитая над южной окраинной флексурой Мизийской платформы.

Тектонический облик Предбалканья определяется складчатыми структурами, хотя разломно-блоковая тектоника здесь играет существенную роль. Складки объединяются в три крупных антиклинория (с запада на восток) — Белоградчикский, Тетевенский и Преславский. Они характеризуются генеральной северной вергентностью. В Переходной зоне развиты в основном

спокойные линейные складки. Направление общего поднятия Предбалканской зоны противоположно Мизийской платформе — с востока на запад. Для Предбалканья свойственны два флишевых комплекса — титон-нижнемеловой и эоценовый. Складкообразование относится в основном к двум фазам — австрийской и пиринейской.

Старапланинская структурная зона является «стерженьем» Балканид. Она состоит из трех частей: Берковского и Шипчанского антиклинориев (западный и центральный участки) и Лудокамчийской зоны, по существу представляющей собой синклиний (восточный участок). В ядрах антиклинориев широко обнажаются палеозойские породы, в особенности диабаз-филлитовидная формация и старапланинские гранитоиды. На крыльях представлены триас, юра и нижний мел; в центральной части на них частично трансгрессивно налегают верхний мел и палеоген. Здесь же на самых высоких частях гор располагаются аллохтонные массы южноболгарского гранита — результат надвигания Среднегорского антиклинория на север. Для Лудокамчийской зоны характерны самые большие в Балканидах мощности верхнемелового — палеогенового флиша. Складкообразование произошло в то же время, как и в Предбалканье.

Структурная зона Среднегорья четко выделяется по трем главным признакам: специфическим (медитеранским) фациям отложений верхнего мела, интенсивно проявленному верхнемеловому андезитовому магматизму и наличию ряда ларамийских габбро-сиенитовых плутолитов. Среднегорская геосинклиналь заложена на разнородном фундаменте, но на территории Болгарии она размещается в основном на северной периферии Фракийского массива. Геосинклиналь заложилась в позднем мелу, достигла максимальной активности в сеноне, а постумное раздробление и грабенообразование проявились в эоцене и плиоцене. Поскольку в ее развитии первостепенную роль играли продольные разломы, она представляет собой типичную линейную структуру. Среднегорье делится также на три части. Каждая часть состоит из двух полярных мегаструктур: в западной — это Свогенский антиклинорий (на севере) и Софийский комплексный грабен (на юге), в центральной — Среднегорский антиклинорий и Верхнефракийский грабен, а в восточной располагается Бургасский синклиний (на севере) и Странджанский антиклинорий (на юге).

Наискось к Балканидной системе пролегает Крайштинская структурная зона. Она является частью крупного Крайштидно-Вардарского линейного элемента, в который входит Вардарская зона на западе и Сербско-Македонский (Дарданский) массив в центральной части. Обе зоны образованы в результате расчленения Фракийского срединного массива, которое произошло в кембрии. Тектоническое развитие и структурная характеристика Крайштинской структурной зоны целиком определяются глубоким про-

дольным разламыванием. Оно контролирует осадконакопление, магматизм, складкообразование. Характерно также унаследованное развитие этой зоны и, в частности, сохранение направлений основных разрывных и складчатых структур во всем фанерозе. Поперечными разломами Крайштинская зона в Болгарии делится на три блока — Крайштинский, Влахинский и Пиринский, имеющие более или менее значительные различия в структурном облике, магматизме и наборе осадочных комплексов пород.

В юго-западном углу страны находится небольшой участок Дарданского массива, сложенный архейскими метаморфитами. По сравнению с породами Родопского массива они смяты сильнее, а простираения их структур в основном крайштинное¹.

На севере на территорию Болгарии входит окончание Южных Карпат. Структуры здесь простираются субмеридионально — приблизительно поперечно Балканидам. Они сложены типичными для Южных Карпат ниже- и верхнемеловыми осадочными породами, в большей части перекрытыми неогеновыми отложениями Ломской депрессии.

Структурные зоны отделены друг от друга глубинными разломами. На севере это Предбалканский разлом, южнее расположена лобовая линия Стара-Планины, Забалканский и Марицкий разломы. Крайштинская зона на болгарской территории ограничена Перникским, Струмским и Местенским разломами. Таким образом, зоны представляют собой отдельные блоки земной коры. Собственно блоковое расчленение страны, однако, получается в результате наложения разломов различных систем. (Основных разломных систем в восточной части Балканского п-ова шесть). Главное значение для блокового расчленения Болгарии имеют два разломных пояса Твырдицкой системы (30—40°) — Твырдицкий и Этропольский. Они только местами проявлены непосредственно на поверхности и разделяют земную кору Болгарии на три мегаблока — Западноболгарский, Центральноболгарский и Восточноболгарский. Именно ими определяется упомянутое трехчленное строение зон, а также разделение Мизийской платформы, Родопского массива и Крайштинид.

Это разделение не только пространственное, в пределах одной и той же структурной зоны отдельные блоки характеризуются известной самостоятельностью тектонического развития и определенными различиями фаций и мощностей осадочных комплексов, типа магматизма, пространственной симметрии складчатых структур и т. п. Территория Болгарии имеет сложное мозаичное строение земной коры.

¹ В работах Е. Бончева до 1970 г., как и в работах многих болгарских геологов, болгарская часть Дарданского массива относится к Крайштиндам, а расположенный восточнее Пиринский блок — к Родопскому массиву.

1. СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В ЛОБОВЫХ УЧАСТКАХ РАЗРЫВОВ

а. Лабораторные исследования

На основе теоретической модели, рассматривающей структуры более высокого порядка как результат концентрации деформаций и напряжений около краев разрывов, проведены две серии лабораторных экспериментов. Во всех случаях модели содержали искусственный разрыв¹ и под острым углом к разрыву подвергались сжатию.

В первой серии опытов исследовано распределение деформаций около активной трещины в плоской модели по методу деформируемой сетки (МДС). Иллюстрацией результатов являются рис. 17, а, б и 18.

На рис. 17 сопоставлены результаты определения поля деформации в двух моделях из желатино-глицеринового студня. Жесткость материала одной модели отличается от жесткости другой приблизительно в 10 раз, но это заметно не отразилось на конфигурации изолиний. Напряженное состояние в моделях можно считать плоским. Использование упругого материала позволяет сопоставить результаты опыта с существующими решениями для распределения напряжений в подобных условиях. Сходство наблюдается не только в общей картине, но и в ряде деталей (сравни рис. 17 с рис. 12). Этим одновременно доказываются представительность данных МДС и достоверность теоретических моделей. В поле средней деформации $\varepsilon_m = \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2}{2}$ (см. рис. 18), отражающем распределение всестороннего давления вокруг разрыва, ясно выступает эффект локального сжатия и растяжения в соответствующих частях смещенных блоков.

На сходных моделях из каолиновой глины метод деформируемой сетки был приложен в сравнительно грубом варианте. Тем не менее получены результаты, которые полностью соответствуют теоретической схеме. Следовательно, имея место в упруго-пластических средах, эффект концентрации должен играть важную роль при структурообразовательных процессах в разнообразных природных условиях.

Вторая серия экспериментов была проведена с целью непосредственного изучения формирования структур второго по-

¹ К сожалению, С. Стоянов в своих теоретических и экспериментальных построениях широко пользуется такими ситуациями, когда первоначальный (главный) разрыв считается существующим (в моделях это заранее сделанные прорезы). Затем он оказывается в некотором поле напряжений. В этой постановке задачи механизм образования первоначального разрыва остается не вскрытым.— *Прим. ред.*

рядка, образованных по данному механизму, и их морфокинематических особенностей [67].

К очень тщательной теоретической разработке М. Чиннэри [108 и др.] можно сделать следующие замечания, имея в виду реальную геологическую обстановку:

1) деформируемая среда принятая им идеально упругой и хрупкой;

2) напряженное состояние рассматривается статически и только в одном, в известной степени гипотетическом, моменте. На самом же деле силы, породившие первичный разлом, продолжают действовать и после его формирования и вызывают дальнейшее смещение блоков. В результате около концов развивающегося разлома будут создаваться меняющиеся во времени локальные поля, которые будут определять тип, размеры и морфологию вторичных структур;

3) при таком процессе напряженное состояние может полностью измениться, вплоть до смены мест осей напряжений, в связи с чем следует допустить изменение и типа вторичных структур.

Таким образом, задача экспериментального исследования состояла не столько в проверке и наглядной иллюстрации теоретических моделей, сколько в изучении особенностей вторичного структурообразования в условиях значительно более близких к реальным, нежели идеализированные аналитические расчеты.

Проведено около 40 опытов при весьма широком диапазоне условий. В экспериментах применялась почти исключительно бентонитовая глина разной влажности, в отдельных случаях песчанистая или с примесью лёсса и каолиновой глины. Макеты прямоугольной формы размерами чаще всего 40×30 см состояли из одного, реже двух, трех или четырех слоев. Верхние слои общей мощностью до 4,5 см играли роль главным образом вертикальной нагрузки. В части опытов нагрузка создавалась слоем песка или воды толщиной в 3—4 см. Основной слой имел толщину от 1,5 до 3 см.

Макеты подвергались одноосному сжатию горизонтальной силой, действующей на их короткие стенки. Предварительно или на определенной степени сжатия в середине макета искусственно создавалась вертикальная щель длиной 10 см, имитирующая первичный разрыв. Угол между щелью и направлением сжимающей силы, экспериментально подобранный равным углу скалывания в тех же моделях, был около 35°. Поверхности щели слабо смазывались жидким парафином, в результате чего разлом становился плоскостью действительного механического перерыва, сохраняя, однако, несколько пониженное трение. Смазкой покрывалось и основание макета. При идеальном скольжении благодаря этому получалась плоская модель, соответствующая случаю разрыва с бесконечной протяженностью на глубину. Нали-

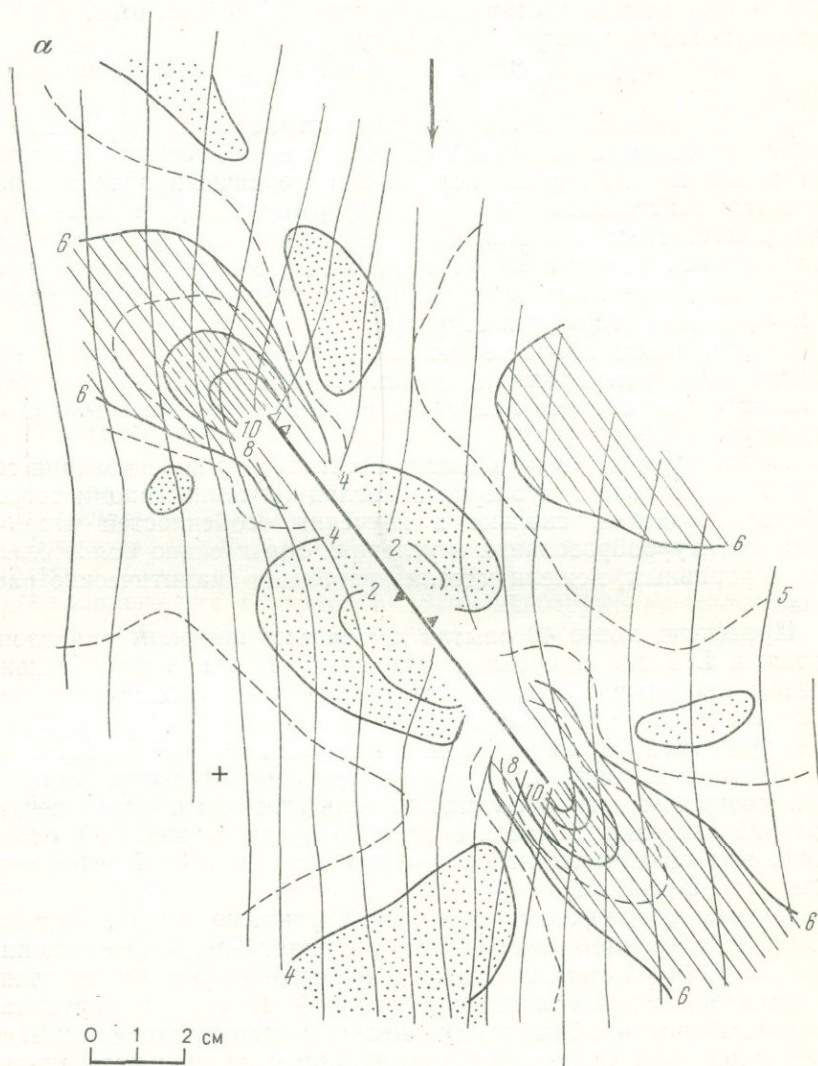
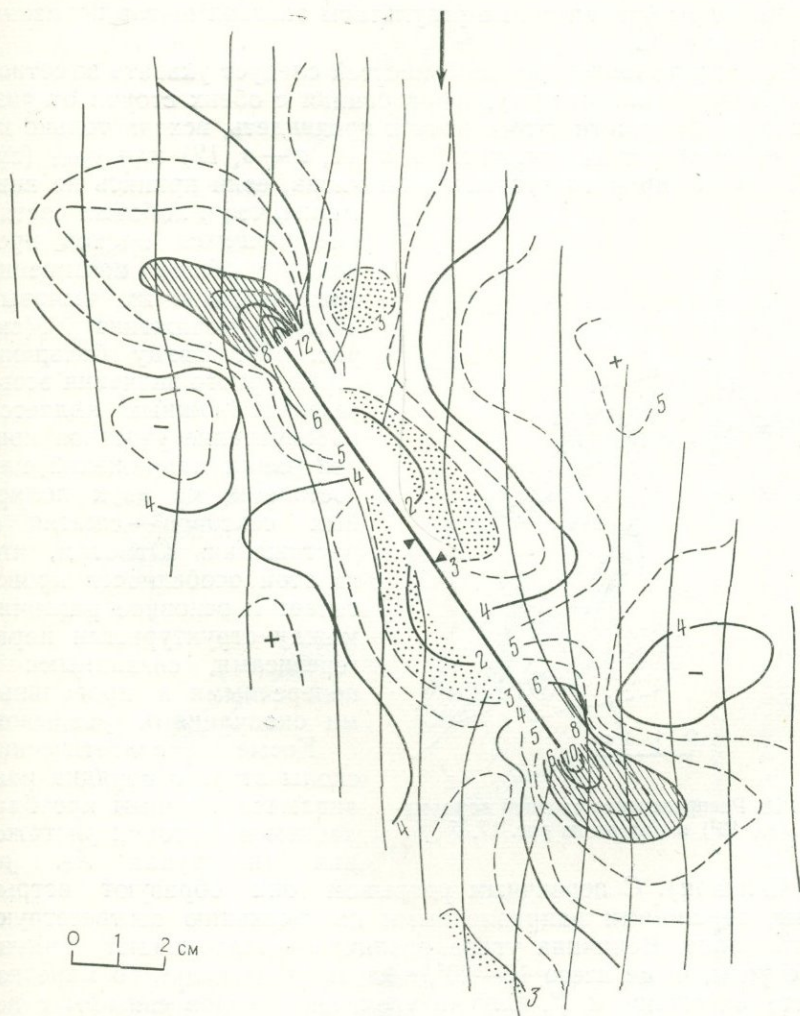


Рис. 17. Поле максимальной деформации сдвига ($\frac{\gamma_{\max}}{2} \cdot 10^2$) и направ
 моделях из желатинового студня (исследования при помощи МДС):
 а — относительно мягкий материал ($G=2 \cdot 10^4$ Па, $E \approx 5 \cdot 10^4$ Па, начальные размеры
 $= 7 \cdot 10^5$ Па), размеры 32(22)/1,8 см, сокращение высоты $\Delta h/h \approx 5 \cdot 10^{-2}$

6



ления максимального сжатия ϵ_1 около прорези в вертикальных плоских

модели 40(30)/2,6 см, нагрузка $p \approx 5,5 \cdot 10^2$ Па; б — «жесткий» материал ($E =$

чие трения создавало эффект, сходный с затуханием разрыва на глубине и несколько усложняло схему структурообразования. Сжатие продолжалось до сокращения длины макета на 5—10%, причем амплитуда смещения в середине искусственной трещины достигала 1—1,5 см.

— Некоторые характерные результаты экспериментов показаны на рис. 19 и 20.

Среди установленных особенностей следует указать заметное различие условий структурообразования с обеих сторон от разрывной поверхности. Этого нельзя предвидеть, исходя только из распределения τ_{\max} (см. рис. 10, а, 11, а—в, 12) или γ_{\max} (см. рис. 17), но причина его вполне понятна, если принять во внимание,

что в лобовых частях смещающихся блоков происходит общее повышение давления, а в их тыловых частях — понижение (см. рис. 18). Ввиду большого структурного значения этого эффекта важным является рассмотрение участков концентрации напряжений как состоящих из двух полярных секторов — сжатия и растяжения. Отметим, что из этой особенности вытекает и основное различие между структурными парагенезисами, связанными с поперечными и продольными окончаниями разрывов.

Косые синтетические сколы второго порядка развиваются с явным преобладанием в секторах растяжения (подгруппа A_2 , по

Рис. 18. Распределение средней деформации ($\epsilon_m \cdot 10^2$) в модели из рис. 17, б

М. Чиннэри). С первичным разрывом они образуют острые углы, вершинами направленными по движению соответствующего блока. Величина углов различна — преобладают небольшие углы, чаще всего 15—20°, обычно убывающие по мере нарастания сколов к 0°. Случаи увеличения углов связаны с наложением нарушений последующих порядков (см. рис. 19, б). В процессе деформации нарушения A_2 , отклоняющиеся на более значительные углы, приобретают некоторую сбросовую слагаемую или приоткрываются (см. рис. 20, а, б). В секторах сжатия косые сколы подгруппы A_1 получают значительно реже. Во всех случаях они остаются прищемленными, небольших размеров и обычно переходят в сдвиго-взбросы и взбросы.

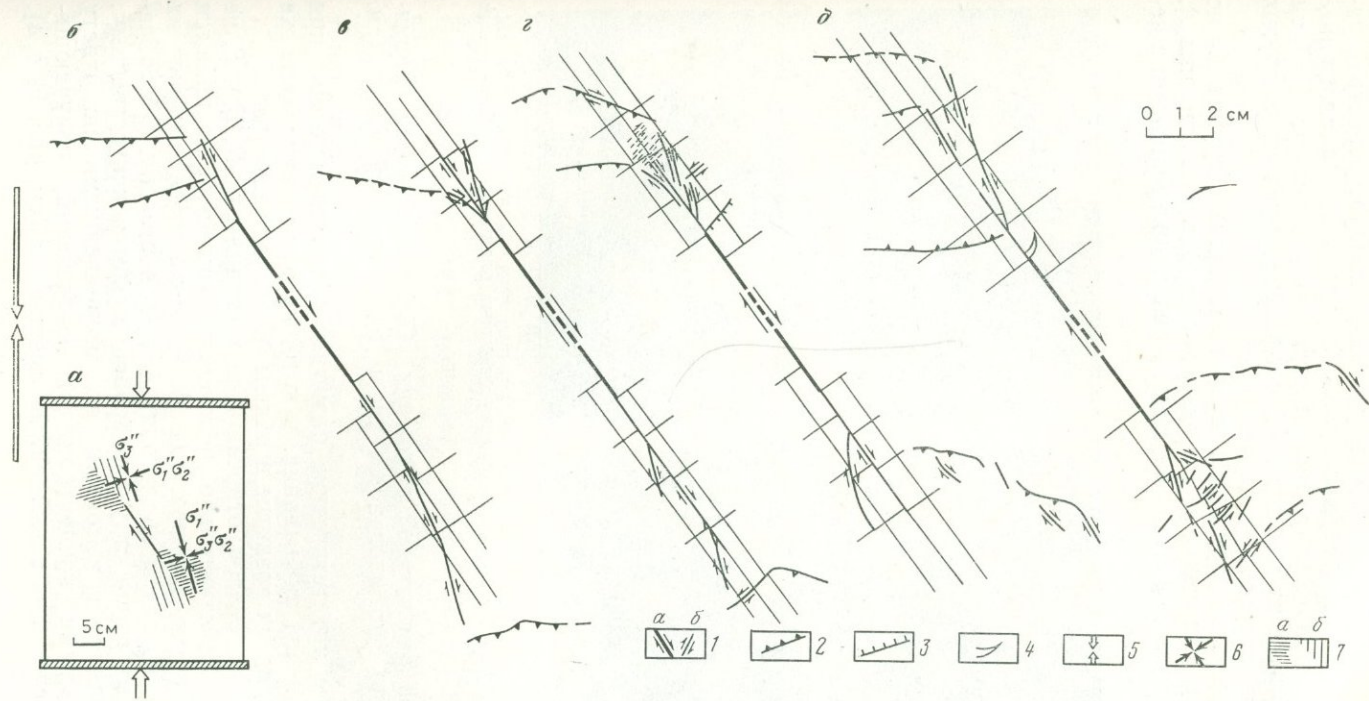


Рис. 19. Зарисовки трещинных парагенезисов у окончаний искусственного разрыва в плоских горизонтальных моделях из бентонитовой глины:

а — схема экспериментальной постановки и напряженного состояния около окончаний разрыва; *б* — однослойная модель; *в* — основной слой, нагруженный слоем глины толщиной 4 см; *г* — основной слой, нагруженный слоями глины (1,5 см) и песка (3 см); *д* — обобщенная схема некоторых характерных результатов.
 1 — сдвиг (*а* — I, *б* — II порядков); 2 — взброс, 3 — сброс; 4 — отрыв; 5 — направление внешней силы; 6 — примерное расположение локальных напряжений; 7 — сектор сжатия (*а*) — сектор растяжения (*б*)

К вторичным синтетическим разрывам следует отнести и удлинения начального разрыва вдоль его плоскости, аналогичные сколам *L* из зон скалывания. Иногда они достигают 6—7 см в длину, причем их развитие обуславливает появление других «оперяющих» структур (см. рис. 19, *в*).

Антисинтетические нарушения второго порядка (группа *B* по М. Чиннэри), являющиеся сопряженными сколами группы *A*, представлены весьма мелкими, сильно сжатыми трещинами с не-

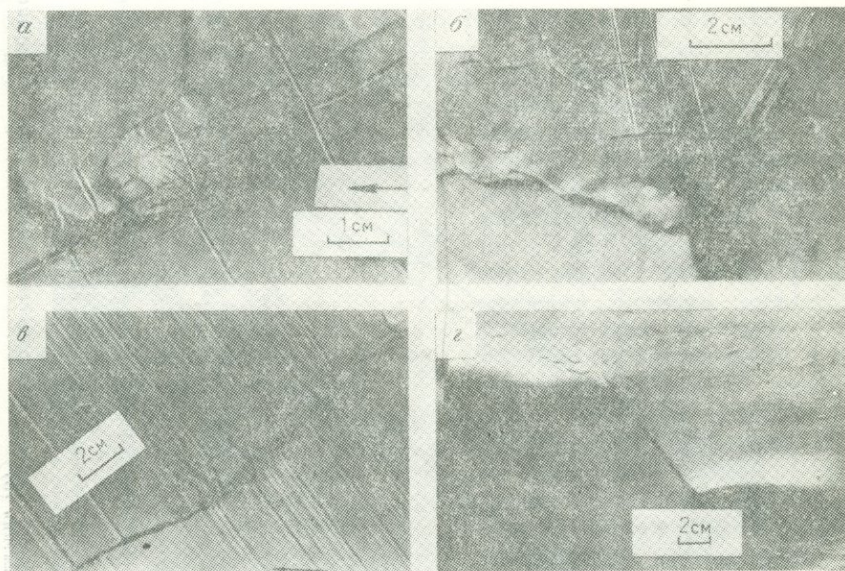


Рис. 20. Структуры (*a—z*) у концов искусственных разрывов в лабораторных моделях

значительной амплитудой смещения. Они появляются сравнительно редко, но иногда их число и частота заметны (см. рис. 19, *z*, 20, *a*).

Подробнее антисинтетические разрывы охарактеризованы при рассмотрении зон скалывания, в которых они имеют такие же особенности, но их развитие в общем более выразительно.

Образование сколов, относящихся к группам *C*, *D*, *E* и *F*, не установлено. Действительно, некоторые нарушения начинаются вблизи окончания разрыва, где М. Чиннэри предсказывает их образование, но затем они уходят далеко в сторону. Обособление вторичных групп структур вообще кажется искусственным. Они связываются с высокими, но ограниченными по охвату самостоятельными концентрациями напряжений, получающимися при дислокации с постоянным смещением (см. рис. 11, *a*, *в*).

В более реальных решениях, когда смещение убывает до нуля в конце разрыва, эти концентрации получаются сглаженными и слитыми с основной концентрацией перед разрывом (см. рис. 11, б, 12). А в упруго-пластических средах происходит дополнительное «размывание» экстремальных концентраций. Так что, поскольку можно говорить о нарушениях C , D , E , F , они возникают в тех же условиях, что и основные вторичные нарушения A и B , и пространственно от них не ограничены. С другой стороны, необходимо учитывать, что вероятность их появления и возможность развития значительно снижаются ограниченной соответствующей областью повышенной напряженности.

В некоторых опытах (преимущественно на макетах из каолиновой глины с лёссом) еще в начальной стадии деформации в секторах растяжения образуются трещины отрыва, приблизительно поперечные первичному разрыву. Развиваясь, они широко открываются, а их простирание начинает совпадать с направлением внешних сил (см. рис. 19, д). Открытые трещины иногда наблюдаются и при опытах с бентонитовой глиной — на поздних этапах развития сколов A_2 в их начальных участках. Такие структуры свидетельствуют о значительно пониженном, возможно, отрицательном, поперечном давлении на их поверхностях. В природных условиях это благоприятствует прохождению и аккумуляции флюидов. Отсюда вытекает и практическое значение секторов растяжения около окончаний крупных разрывов при поисках и разведке полезных ископаемых.

Существенной особенностью вторичного структурообразования в большинстве моделей является активное развитие взбросов в секторах сжатия. Очень часто они остаются основными или единственными структурами, компенсирующими здесь первичное смещение (см. рис. 20, а, б). Непосредственно у сдвига их направление почти поперечно к поверхности сдвига, но по мере удаления от нее структуры ориентируются в соответствии с региональным полем — поперечно к внешней сжимающей силе. При соответствующих условиях, прежде всего при наличии слоистой среды, в результате той же закономерности в этих секторах образуются и складчатые структуры. В описываемой серии экспериментов складки получены на моделях, состоящих из трех тонких слоев, залегающих на более толстом основном слое (см. рис. 20, г). Более детально вторичное складкообразование мы, однако, здесь не обсуждаем ввиду его меньшей представительности при исследованиях поля напряжений, а, кроме того, рассматривая разрывную тектонику, мы а priori остановились на хрупких средах.

Образование взбросов в случае сдвигового первичного нарушения нельзя считать частной особенностью наших экспериментов. В схемах М. Чиннэри [108, 109] такая возможность не предусмотрена, так как он не учитывает вероятные изменения соотношений между вертикальным и горизонтальными главными на-

пряжениями. Разрывы, генерированные сдвигом, в его схемах могут быть только сдвигами. В реальной геологической обстановке, однако, в процессе деформации главные напряжения могут измениться до степени смены положения двух из осей. В секторах сжатия величина максимального напряжения σ_1 во всех случаях нарастает до значения σ_2'' , а его ось остается горизонтальной. В то же время, в зависимости от нагрузки покрывающего материала и величины поперечной горизонтальной реакции, создаваемой окружающей средой, минимальное главное напряжение σ_3'' может оказаться либо горизонтальным, либо вертикальным. После превышения прочности материала в первом случае получают сдвиговые, во втором — взбросовые вторичные структуры. Так как во многих наших опытах вертикальная нагрузка практически отсутствовала, а боковое расширение ограничивалось слабым трением в основании, образование взбросов было значительно облегчено.

То же самое, конечно, может иметь место и в природных условиях: в процессе сдвигания опорные реакции, препятствующие боковому расширению, могут обусловить такое нарастание локального поперечного напряжения, при котором вертикальное напряжение, сохранившее свою первоначальную величину, окажется минимальным (σ_3''). Обратим внимание на то, что в этих рассуждениях речь идет о взбросах в качестве структур второго порядка к данному сдвигу. Иной смысл имеет «динамопара» А. И. Суворова [85], представляющая собой парагенезис сдвига и надвига одного и того же порядка.

Аналогичную ситуацию можно рассмотреть и в секторах растяжения. Здесь напряжение минимального сжатия σ_3 в региональном поле будучи горизонтальным и поперечным к сжимающим силам, после смещения по разрыву уменьшается до некоторой величины σ_3'' , оставаясь горизонтальным. Непосредственно у плоскости разрыва оно приблизительно параллельно ей и при небольшом всестороннем давлении здесь могут быть отрывы. Оси остальных главных напряжений могут оказаться в различном положении. Сдвиги (подгруппы A_2) формируются, когда ось максимального сжатия (σ_1'') сохраняет горизонтальное положение. При достаточной вертикальной нагрузке, однако (на более глубоких уровнях), напряжение σ_1'' может стать вертикальным, так как по мере смещения блоков в секторах растяжения происходит снижение максимального горизонтального сжимающего напряжения. Соответствующие сколы второго порядка окажутся при этом нормальными сбросами.

Таким образом, тип вторичных разрывов, возникающих в определенной региональной динамической обстановке, в большой степени определяется глубиной данного объема. В грубом виде намечается соответствие с указанной С. С. Стояновым [81] тривиальной схемой глубинной последовательности разрывов. На наименьших глубинах образуются взбросы (в секторах сжатия),

а глубже некоторого уровня — нормальные сбросы (в секторах растяжения); сдвиги занимают промежуточное положение. Глубинный диапазон того или другого типа разрывов зависит от величины боковых реакций, которые со своей стороны меняются в течение процесса. В конечном счете это может привести к весьма сложному разрывному парагенезису.

Эксперименты, проведенные с дополнительной вертикальной нагрузкой, хотя и имеют лишь общее сходство с имитируемой природной обстановкой, достаточно определенно подкрепляют

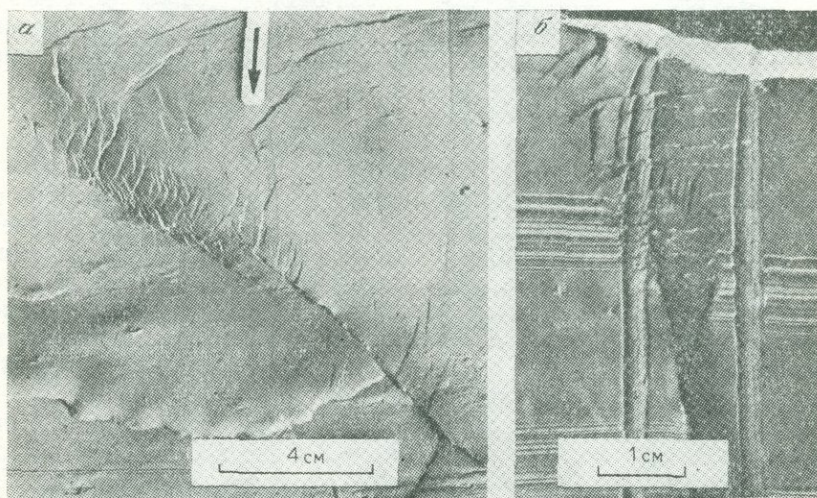


Рис. 21. «Лобовые» нарушения (а — б) II порядка в моделях без искусственной прорези

утверждение о влиянии глубины. Принципиально результаты не отличаются от тех, которые получены в опытах без дополнительной вертикальной нагрузки, но взбросы ограничены или отсутствуют совсем (см. рис. 19, в). При наибольшей нагрузке получен единственный в этой серии опытов хорошо выраженный сброс (см. рис. 19, г). В этом же опыте боковое расширение было ограничено песком, из-за чего в противоположных секторах заметное развитие получили взбросы.

Структурообразование по обсуждаемому механизму нередко проявлялось и при экспериментах, проведенных в других вариантах, что еще раз подтверждает общую механическую модель. На рис. 21, а показана разрывная зона, оформившаяся в конце сколового нарушения, возникшего при сжатии параллелепедального бруска глины. На рис. 21, б парагенезис такого вида получен у конца вертикального сдвиго-сброса над смещающи-

мися блоками (сходную картину можно наблюдать и на рис. 34, а).

Из изложенного получается представление о том, что результаты отдельных опытов значительно отличаются друг от друга и от теоретической схемы. Однако эти различия по существу подтверждают справедливость теоретических результатов. Они обусловлены прежде всего объемным развитием деформации в условиях определенной вертикальной нагрузки и меняющейся горизонтальной реакции окружающей среды. Кроме того, возникновение каждой отдельной структуры, что в известном смысле является случайным и чего нельзя предвидеть теорией, вызывает сложные изменения в существующем напряженном состоянии и может направить различным образом процесс структурообразования.

б. Полевые примеры

Встречаемые в природе разрывные совокупности описанного вида более разнообразны, чем в моделях. Широко известны ветвления в концах трещин, так называемые структуры конского хвоста [6]. Их строение сравнительно простое, поскольку вторичными структурами в них являются только косые синтетические нарушения А. Почти неизвестны, по нашему мнению, приблизительно поперечные антитетические нарушения у окончаний разрывов первого порядка.

Особенно интересен парагенезис, установленный в терригенных верхнемеловых породах Южных Карпат в Северо-Западной Болгарии (рис. 22, а). Общая длина структуры около 3 м. По первичному разрыву наблюдается правое смещение, по-видимому, сдвиго-сбросовое, видимая амплитуда в его верхней части примерно 10 см, в нижней — 5—6 см. В верхнем участке развито небольшое число очень отчетливых нарушений, часть которых отклоняется под значительным углом к первичному разрыву и, вероятно, переходит в другой кинематический тип. В нижнем участке движение распределено по многочисленным косым и поперечным трещинам, ясно ограниченным в секторе растяжения. Первые из них открыты (с кальцитовым заполнением) и прослеживаются на значительном расстоянии, вторые сильно сжаты, коротки и многочисленны. Можно утверждать, что здесь разрыв развивался постепенно, создавая сколы второго порядка на значительном протяжении. Есть основания считать, что различие парагенезисов на обоих участках связано с различием амплитуды (точнее скорости) смещения. Меньшей скорости соответствует более пластическое поведение материала (обозначаемое здесь как квазипластическое) и образование большего числа разрывов с относительно небольшими размерами и смещениями. Такой эффект скорости смещения проявлялся как в моделях второй серии рассмотренных экспериментов, так и при разных



Рис. 22. Обнаженные мелкие разрывы с вторичными сколами, приуроченными к их окончаниям:

а — терригенные отложения (верхний мел, Ю. Карпаты, см. рис. 16, 1); *б* — известняки (средний триас, Крайштыды, см. рис. 16, 2)

других лабораторных исследованиях. Типичным результатом квазипластической деформации является образование нарушений *At*.

Сходные общие особенности показывает разрывной парагенезис на рис. 22, б (известняки среднего триаса Крайштинской структурной зоны), хотя амплитуду смещения не удалось установить. Сколы *At* менее убедительны, по всей вероятности, они представлены преимущественно многочисленными



Рис. 23. Разрывы II порядка в верхних окончаниях крутых нормальных сбросов:

a — ордовикские аргиллиты (Западное Среднегорье, см. рис. 16, 3); *б* — молодые Пиринские граниты (Крайштинды, см. рис. 16, 4)

кальцитовыми прожилками в секторе растяжения. Если это так, то оказывается, что несмотря на их сжатость по общей схеме, в некоторых случаях поперечные нарушения *At* тоже могут создавать проницаемость в массивах горных пород и тем самым представлять практический интерес в поисково-разведочных исследованиях. В данном примере некоторые из *At*-трещин срезаны синтетическими, но это связано не с различием их возраста в геологическом масштабе времени, а с тем, что вообще синтетические движения более выразительны и длительны.

На рис. 23 представлены приповерхностные окончания двух относительно больших крутых сбросов. На рис. 23, *a* — сброс в ордовикских аргиллитах ядра Свогенской антиклинали (Западное Среднегорье) с типичным проявлением лобовых нарушений второго порядка. Привлекают внимание хорошо развитые субгоризонтальные антитетические нарушения, частота которых находится в обратной зависимости от ширины нарушенного уча-

стка. Синтетическая группа здесь представлена лишь несколькими трещинами, среди которых сравнительно крупный косою разрыв с характерным для сколов A_2 приоткрыванием и минеральным заполнением.

Рис. 23, б показывает часть комплексной разрывной зоны шириной около 15 м, установленной в молодых пиринских гранитах в Крайштидах. Зона состоит из нескольких нормальных сбросов, в полосах между которыми очень густо развиты поперечные трещины, по-видимому, являющиеся анти-тетическими сколами в зонах скалывания. Совокупность лобовых нарушений второго порядка образовалась в связи с окончанием крайнего сброса справа. Она относится к типу конского хвоста, но составляющие ее синтетические нарушения специфически изогнуты в сторону. Это, очевидно, обусловлено влиянием земной поверхности, вблизи которой на тектоническое поле напряжений накладывается растяжение, параллельное свободному контуру. Эффект приповерхностного растяжения дальше иллюстрируется на моделях зон скалывания с вертикальным смещением, но особенно четко он проявляется в торцовых частях моделей, сдвигаемых в горизонтальном направлении.

Другой особенностью отличается трещинный парагенезис, развитый в том же гранитовом массиве (рис. 24). Роль косых синтетических нарушений здесь сыграли «региональные» трещины 2, что объясняет значительную величину их угла (около 30°) с главным разрывом 1. Группа антитетических нарушений представлена густыми мелкими трещинами, находящимися в удлиненной зоне, подобно экспериментальному примеру на рис. 21, а.

Исходя из приведенных примеров, может создаться впечатление, что в природных условиях вторичное структурообразование проявляется только в секторах растяжения. В лабораторных мо-

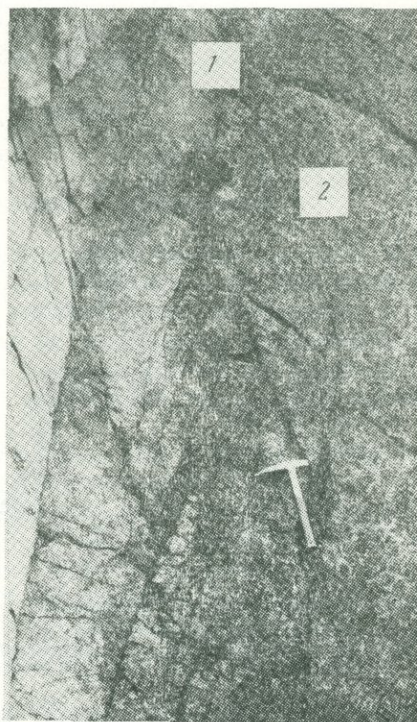


Рис. 24. Лобовые нарушения (преимущественно A_1), околнуривающие удлиненную зону. Пиринские граниты (Крайштиды, см. рис. 16, 4)

делях тоже имеет место некоторое преобладание структур в этих секторах, особенно синтетических сколов A_1 и A_2 . Крупные природные разрывы, однако, в общем отличаются почти равноправным развитием структур второго порядка как в секторах растяжения, так и сжатия. В частности, случаи интенсивного проявления синтетических разрывов A_1 в секторах сжатия не являются исключениями. Причина указанного различия может быть непосредственно связана не с размерами разрывов, а с глубиной об-

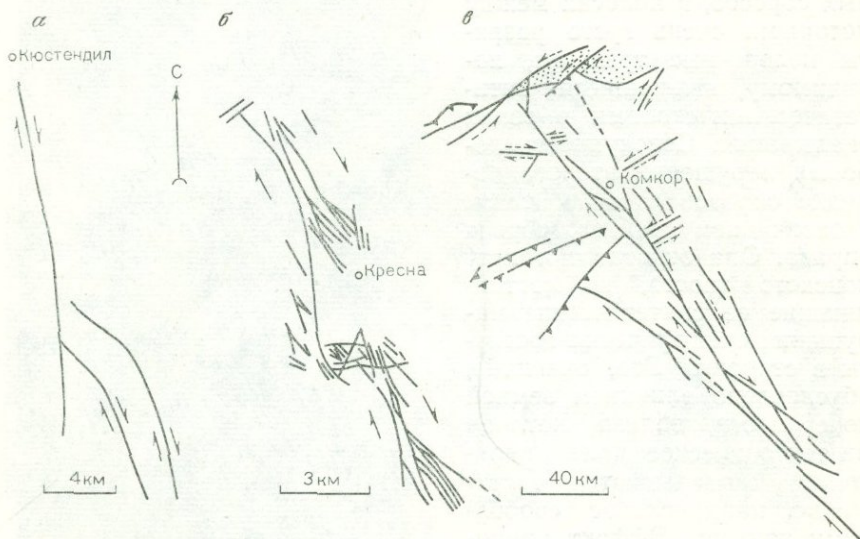


Рис. 25. Парагенезисы, связанные с окончаниями крупных разломов. Структурные зоны Крайштид (см. рис. 16, 5): а — Брезовский разлом (Московский, 1968); б — часть (см. рис. 16, 4) Струмской разломной зоны (Moskovski, Georgiev, 1968); в — северо-западная часть Актаасской разломной зоны в Казахстане (Суворов, 1963)

разования структур второго порядка. На небольших глубинах, при незначительной величине литостатического давления, условия в секторах сжатия и растяжения резко различаются в том смысле, что разрушения в секторах растяжения облегчены. Высокие давления на больших глубинах в значительной степени выравнивают эти условия.

В качестве иллюстраций, подтверждающих модель, М. Чиннэри [109] показывает несколько крупных разломных зон. Среди них только система Альпийских разломов в Новой Зеландии имеет морфологию, хорошо соответствующую теоретической схеме, притом лишь в отношении синтетических разрывов A_2 .

На болгарской территории проявления данного механизма в больших масштабах следует искать прежде всего в Крайштинной структурной зоне. В сложном фазовом развитии этой зоны, чередуясь или накладываясь на поперечное сжатие и растяжение, не последнюю роль играли правосдвиговые дифференциаль-

ные движения [102, 133, 13 и др.]. На рис. 25, а подобраны два примера, в которых пространственно-генетическое единство и направление смещения разрывов установлены достаточно уверенно.

Замечательное морфологическое сходство окончания Актаской разломной зоны в Казахстане (рис. 25, б) с моделью строения лобовых участков разрывов, как и данные А. И. Суворова [85, 86] об общей кинематике зоны, дают основание считать, что рассматриваемый механизм проявился здесь практически со всеми присущими ему особенностями.

2. ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ФОРМИРОВАНИЮ И СТРОЕНИЮ ЗОН СКАЛЫВАНИЯ

а. Лабораторные и теоретические исследования

Ниже обсуждаются результаты, полученные преимущественно на моделях с вертикальным смесителем, дифференциальные движения по которому происходят в горизонтальном, вертикальном и наклонном направлениях. Последние два случая обозначаются как зоны сброса и сдвига-сброса. Для наклонных зон со смещением по падению или восстанию приводятся только единичные иллюстрации.

В описываемых ниже экспериментах, как и в уже изложенных лабораторных исследованиях, использована почти исключительно бентонитовая глина влажностью от 65 до 80%. Макеты имели следующие размеры: длину 45—55 см, ширину 25—30 см и толщину, изменяющуюся от 1—2 до 6—7 см. Скорость смещения в основании была в среднем 0,1 см/мин. Полное развитие внутренних структур в большинстве случаев достигалось при амплитудах 3—3,5 см, после чего происходило общее продольное срезание моделей.

Деформациям и структурам в зонах скалывания посвящено большое число исследований, поэтому мы здесь обращаем внимание главным образом на отдельные более или менее специфические стороны вопроса возникновения и характеристики внутренних нарушений.

ЗОНЫ СКАЛЫВАНИЯ ПРИ ГОРИЗОНТАЛЬНОМ СМЕЩЕНИИ¹

Эксперименты проводились в общем в стандартной обстановке, используемой почти всеми экспериментаторами (рис. 26). Основанием глиняных моделей служили деревянные плиты P_2 с шероховатой верхней поверхностью, жестко скрепленные с активными плитами P_1 сдвигающего устройства. Ширина зазора ме-

¹ В отношении некоторых особенностей структурообразования в зонах скалывания сдвигового типа замечательно сходные экспериментальные результаты одновременно с автором [82] опубликовали Р. Вилькоккс и др. [169].

жду ними изменялась от 0 до 1,5 см. Часть исследований проведена при косом расположении плит Π_2 относительно плит Π_1 .

Внутреннее строение зон определялось нарушениями скалы вания R и R' . Их характеристике уделено специальное внимание. Отрывы T получались только после смачивания поверхности моделей водой. При тонком смачивании они развивались в сочетании со сколами, чаще всего на концах сколов R' . Поздние нарушения L и P занимали подчиненное место в совокупности структур. На самом деле, сколы L в виде мелких трещин появлялись и на ранних стадиях. При больших амплитудах они составляли отдельные участки общего извилистого продольного разрыва. Из-за значительных различий в морфологии и разброса простираций обратные косые сколы P образовали плохо обособленную группу структур (рис. 27). Это естественно, поскольку обычно они играют роль связей между различными ранее образованными нарушениями (R , L). Наблюдались и другие поздние нарушения с такой же ролью, но, имея в виду определение А. Скемптона [160], их нельзя отнести к группе P .

Эксперименты выявили весьма узкий диапазон условий, благоприятных для образования складок. Установлено, что определяющими факторами являются степень расслоения среды и механические свойства слоев (в этих экспериментах складки получались только при использовании смеси глины с петролатумом), а существенными условиями — неровности (зародыши ядер) под сминаемыми слоями и дополнительное сжатие поперек зоны. Если в слоистой среде образуются крупные косые сколы, благоприятными для формирования складок оказываются локальные секторы сжатия (рис. 28, а). Складки простираются под углами θ больше 135° . Углы между простирациями, возможно, включают и дополнительное вращение, однако их нельзя измерить в момент зарождения структур. Серия своеобразных складок, выраженных в волнистости поверхности, получена в однослойной модели из мягкой каолиновой высокопластичной глины (рис. 28, б).

В модельных зонах скалывания формируются различные структуры, но мы остановимся более подробно на антигетических нарушениях R' ; так как они сопряжены с нарушениями R в поле сдвигания, с динамической точки зрения их образование вполне естественно. С другой стороны, по причине их поперечного расположения в зоне, они в известном смысле кинематически не совместимы с общим деформационным движением. С этим, по-видимому, связано их специфическое, иногда невыразительное развитие. Поэтому, вероятно, и в литературе они освещены недостаточно. Их нет в экспериментах Г. Клооса и М. В. Гзовского. А. В. Пэк [68], ссылаясь на Г. Беккера и В. Шмидта, подчеркивает, а может быть и преувеличивает, препятствующую роль более высокой скорости вращения потенциальных плоскостей R' . Подобное объяснение — кратковременно-

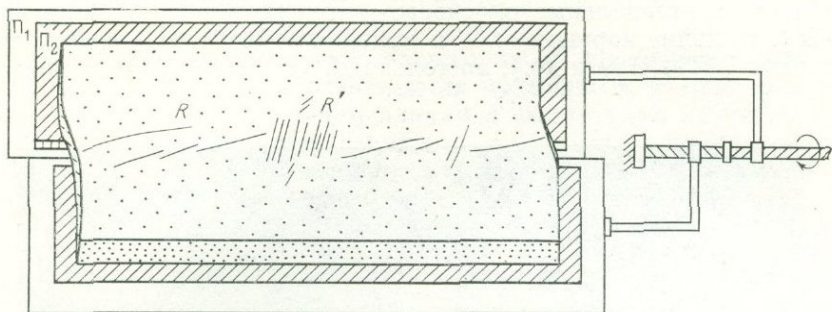


Рис. 26. Схема лабораторных моделей зон скалывания с горизонтальным смещением

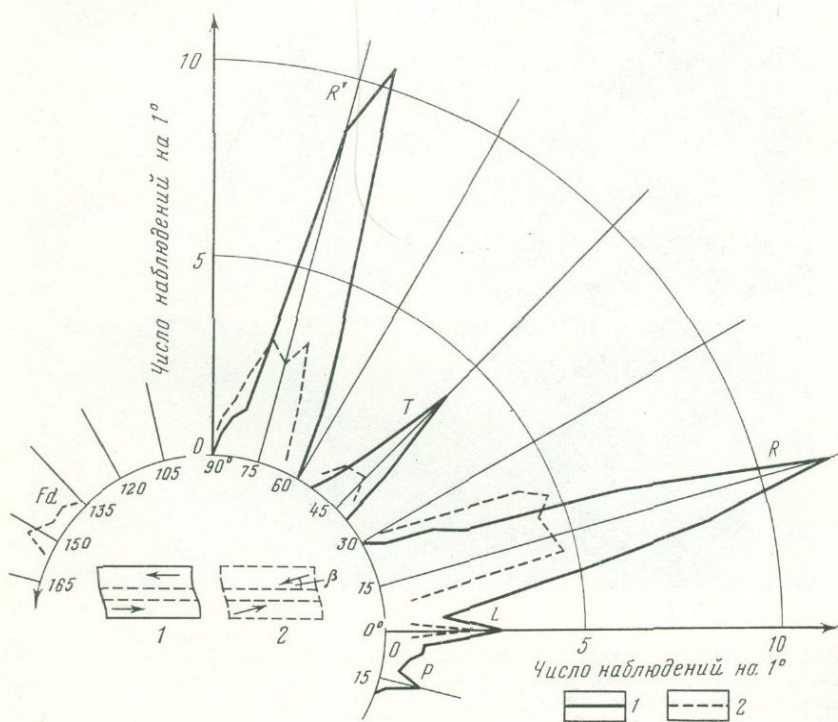


Рис. 27. Диаграмма направлений структур в сдвиговых зонах скалывания: 1 — при простом сдвигании; 2 — при сдвигании с наложенным поперечным сжатием. $\beta = 15^\circ$. Число замеров 265 и 148 соответственно

стью действия максимальных касательных напряжений на одни и те же материальные плоскости — приводит и М. В. Гзовский [28]. Наличие нарушений R' в моделях отмечается многими авторами¹ [111, 169 и др.], но только Д. С. Чаленко [164] приво-

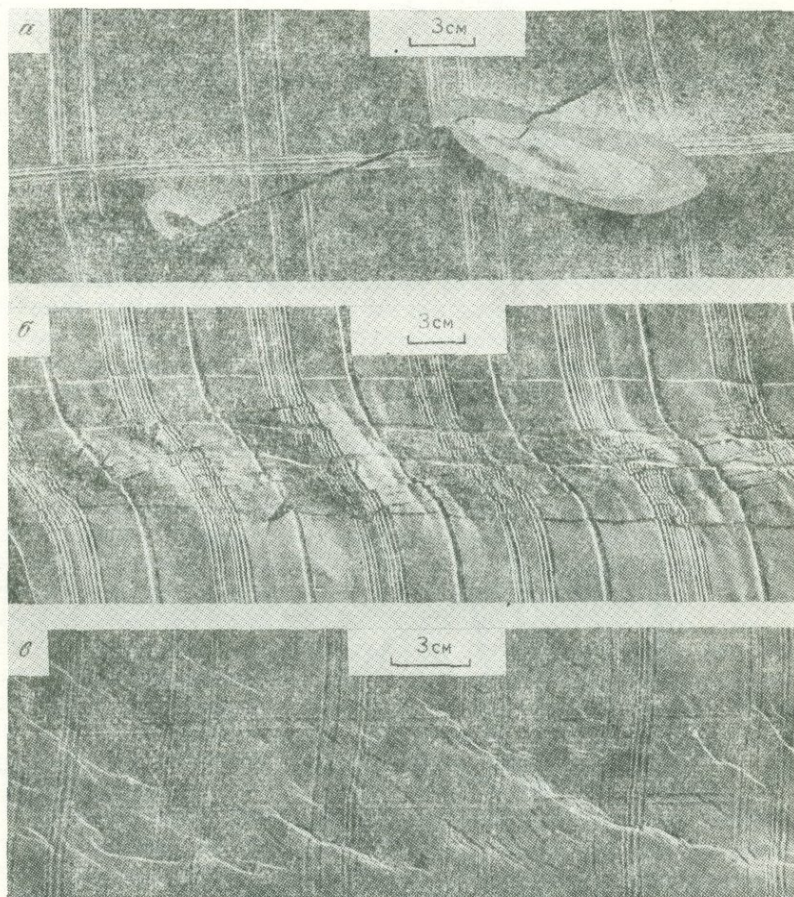


Рис. 28. Примеры некоторых частных результатов в моделях зон скалывания: *a* — «складки» в слоистой модели ($\beta=15^\circ$); *b* — «складки» в однослойной модели из мягкой каолиновой глины ($\beta=0^\circ$); *в* — разрывы при наложенном растяжении значительной величины ($\beta=-36^\circ$)

¹ Г. Клоос [113, 114, 115], Р. Гоппенер [129] и Д. Лоуелл [136] описывают антигетические нарушения в разрезах моделей с вертикальным смещением.

дит разнообразные примеры с развитыми сколами R' , в том числе в специфических природных объектах.

По нашим наблюдениям, нарушения R' возникают статистически одновременно и развиваются примерно в равной степени с нарушениями R . Бóльшим длинам и амплитудам нарушений R можно противопоставить гораздо большее число нарушений R' . Длина последних ограничивается шириной зоны, а амплитуда — еще и тем, что они относительно рано теряют активность. Смещение по ним затрудняется также и более сильным поперечным сжатием, увеличивающимся по мере вращения в поле общего сдвига.

В различных зонах, однако, или в отдельных отрезках одной зоны нарушения R и R' не только развиваются в неодинаковой степени, но обычно показывают и несовместимость между собой. Вдоль зон скалывания нередко наблюдается чередование участков, нарушенных либо только косыми до продольных, либо только квазипоперечными сколами (рис. 29, а, б). При этом сколы R связаны с отчетливым нарушением непрерывности в зоне, со значительным смещением по единичным или немногочисленным плоскостям при отсутствии заметного общего вращения материала, в то время как сгущения R' можно связать с квазинепрерывным сдвиганием (вращением) в относительно широкой полосе, без скачкообразного нарушения непрерывности среды поперек полосы.

В таком смысле нарушениям R и R' можно приписать, хотя в известной мере и условно, два способа деформации — квазихрупкий и квазипластический. По какому из двух возможных путей пойдет процесс в данной модели или в данной ее части — это зависит от свойств материала, скорости сдвига (или интенсивности касательных напряжений) и случайных факторов — первичных неоднородностей материала, локальных изменений поля и др. Л. В. Никитин (личное сообщение) допускает, что образованию антитетических сколов благоприятствует так называемая дилатансия — свойство некоторых материалов, преимущественно зернистых, увеличиваться в объеме в результате перестройки внутренней структуры при сдвиге. По мнению Д. С. Чаленко [165], нарушения R' образуются при пониженной влажности моделирующей глины, но это не согласуется с нашими наблюдениями.

В процессе дальнейшего развития сдвиговой зоны нарушения R' срезаются косыми или продольными сколами (рис. 29, в). Устанавливается четкая обратная зависимость частоты N нарушений R' от ширины d нарушенной ими полосы. По результатам наших опытов, в которых d изменялось в диапазоне 0,3—5 см, эта зависимость с хорошим приближением выражается простой связью $\bar{N} \approx \frac{6}{a}$ (рис. 30), где \bar{N} — среднее число нарушений на единицу длины полосы. Она обозначает, что число нарушений,

приходящихся на длину полосы, равную ее ширине, статистически неизменно (около 6). Зависимость выведена в качестве осредняющей для сравнительно разнообразных по условиям экспериментов — разная толщина моделей, неодинаковый состав и влажность глины, дополнительное сжатие или растяжение, различные по геологическому типу зоны и т. п. Примечательно, что

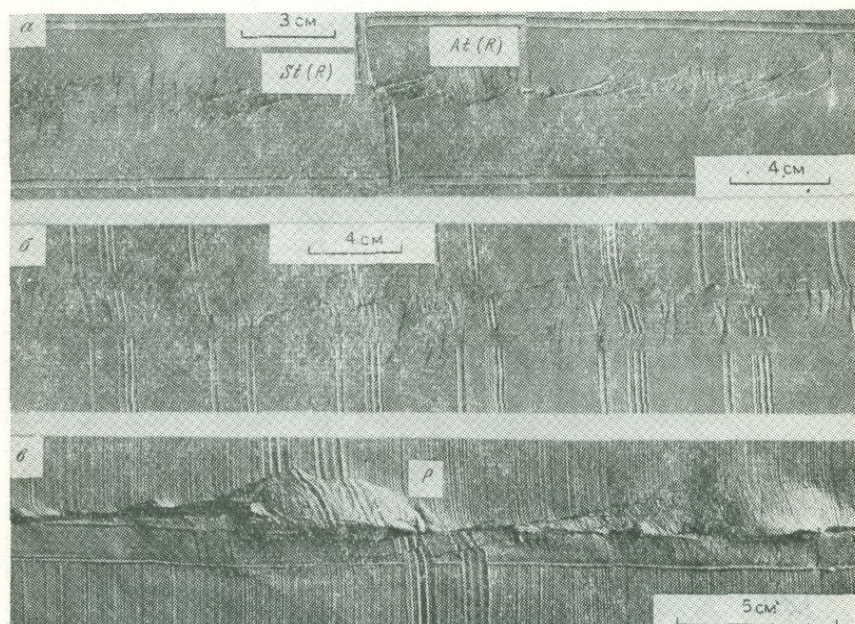


Рис. 29. Характерные результаты моделирования структур в зонах горизонтального сдвига:

а, б — типичное развитие синтетических и антитетических сколов; в — переход внутренних нарушений в «оперения» при большом смещении

это разнообразие не обуславливает существенного разброса данных. Все же следует ожидать, что в зонах другого масштаба и в средах с другими механическими свойствами эта зависимость изменится численно, но качественно останется подобной. Ее установление в конкретных геологических условиях могло бы иметь большое значение при детальном структурном исследовании как в горных, так и в инженерно-геологических работах.

Вопрос частоты нарушений в зоне скалывания обсуждался теоретически Б. Зондером [по 68]. Исходя из той предпосылки, что образование сколов, перекрывающихся по длине зоны, энергетически не приемлемо, он дает формулу, которую для трещин под углом 75° можно представить как $N \approx \frac{3,7}{d}$.

По мере увеличения ширины зоны различие в частотах нарушений обеих сопряженных групп изменяется и при скашивании изометрического объема они становятся равноправными [112].

В большей части экспериментов рассматриваемой серии в зонах скалывания создавались условия сложного сдвига. Это осуществлялось путем расположения пассивных плит Π_2 (см. рис. 26) под углом $\beta \neq 0$ к стыку активных плит Π_1 . При такой постановке смещения обоих блоков модели происходят наискось к зоне, причем на сдвигание внутри зоны накладывается поперечное сжатие или растяжение в зависимости от знака угла β .

В экспериментах, проведенных при значительной величине угла β (до $30-35^\circ$), часто возникают взбросы, приблизительно поперечные к оси локального сжатия. Разрывы R' имеют заметную взбросовую составляющую. В слоистой среде образуются складки. В условиях растяжения при $\beta < -15^\circ$ в моделях из бентонитовой глины преимущественное развитие получают нормальные сбросы. По расположению они соответствуют нарушениям отрыва (см. рис. 28, в). Нарушения R и R' образуются сравнительно редко, причем они обычно обнаруживают значительную сбросовую составляющую или раскрытие. Их ориентировка достигает 0° , но отрицательных углов не установлено. Это еще не отвергает возможности формирования «обратных» кулисообразных рядов [28], для ее реализации может быть необходима замена поперечного растяжения продольным сжатием (что в данной постановке экспериментов нельзя осуществить).

При углах $|\beta| \leq 15^\circ$ перечисленные особенности выражены очень слабо и главным эффектом сложного сдвига остается изменение направлений, под которым возникает структуры второго порядка. Углы между направлениями структур и осью зоны нарастают в условиях сжатия и уменьшаются в условиях рас-

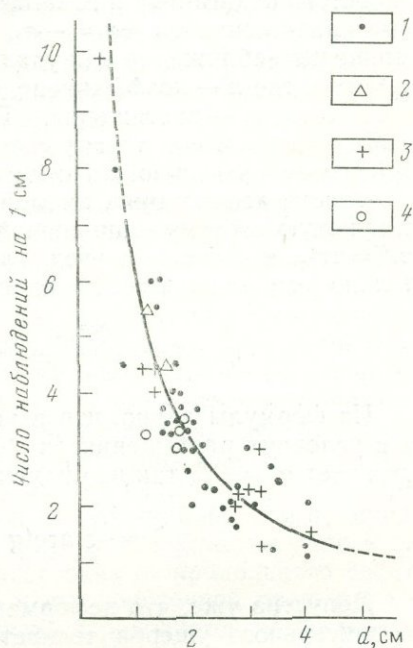


Рис. 30. Зависимость частоты поперечных нарушений от ширины нарушенной ими полосы в моделях:

1 — зоны горизонтального смещения, 2 — то же, по результатам Д. С. Чаленко (1970); 3 — зоны вертикального сброса (разрез); 4 — зоны вертикального сдвига-сброса (план)

тяжения. Уже указывалось, что качественное изменение предсказано М. В. Гзовским [28].

Приблизительную количественную связь между степенью сжатия или растяжения и углом δ , на который изменяется ориентировка структур в условиях экспериментов со сложным сдвигом, можно легко получить следующим образом.

Пусть в результате только продольного смещения бортов (простого сдвига) в зоне возникают максимальные касательные напряжения $\tau_{xy} = \sigma_1 = -\sigma_3$, а в результате их поперечного смещения (сближения или удаления) — нормальные напряжения $\sigma_y = n\tau_{xy}$, где n — коэффициент, отражающий степень относительного сжатия — растяжения. По направлениям координатных осей, очевидно, нет других составляющих. Напряжения τ_{xy} и σ_y действуют раздельно, но если сделать упрощающее допущение о малости деформации, их можно совместить в единую результирующую систему напряжений. Ее составляющие будут $\sigma_x'' = 0$, $\sigma_y'' = n\tau_{xy}$, $\tau_{xy}'' = \tau_{xy}$, а угол главного напряжения σ_1'' относительно оси зоны ($\equiv Ox$) определится по известной формуле:

$$\operatorname{tg} 2\alpha'' = \frac{2\tau''_{xy}}{\sigma''_x - \sigma''_y} = -\frac{2\tau''_{xy}}{-n\tau_{xy}} = -\frac{2}{n}. \quad (20)$$

Из формулы видно, что в условиях сжатия ($n > 0$) $\alpha'' > 45^\circ$, а в условиях растяжения ($n < 0$) $\alpha'' < 45^\circ$. Простому сдвиганию отвечает $\alpha'' = 45^\circ$, так что изменение углов будет

$$\delta = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(-\frac{2}{n} \right) - 45^\circ. \quad (20a)$$

Допустив уже, что деформации малы, без существенного дополнительного ущерба точности можем принять и справедливость соотношений:

$$\frac{u_y}{u_x} = \frac{e_y}{\gamma_{xy}} \quad \text{и} \quad \frac{\sigma_y}{\tau_{xy}} = \frac{E \cdot e_y}{G \cdot \gamma_{xy}},$$

где u_x и u_y — составляющие полного смещения вдоль и поперек зоны ($\frac{u_x}{u_y}$ — относительное сокращение ее ширины); γ_{xy} и e_y — соответствующие относительные деформации. С учетом связи $E = 2(1 + \nu)G$ (ν — коэффициент Пуассона) они дают $n = 2(1 + \nu) - \frac{u_y}{u_x}$ и формула (20) приводится к виду:

$$\operatorname{tg} 2\alpha'' = -\frac{1}{1 + \nu} \cdot \frac{u_x}{u_y}. \quad (20б)$$

Удобство зависимости формулы (20б) состоит в том, что она включает параметры, поддающиеся измерению, по крайней мере в лабораторных условиях. Применительно к результатам наблю-

дений, отраженных на рис. 27 (пунктирные линии), она оказывается вполне удовлетворительной, если для моделирующей глины — при отсутствии специальных определений — принять $\nu = 0,4-0,5$. При $\beta = 15^\circ$ отношение составляющих смещений плит основания Π_2 должно быть $\frac{u_x}{u_y} \approx 0,25$, но по наблюдениям на поверхности моделей оно значительно меньше и составляет около 0,1. Расчетное значение угла α'' при этом получается $48-49^\circ$, т. е. $\delta = 3-4^\circ$, что практически совпадает с эмпирическим результатом. По формуле (20) или (20а) можно оценить, что в экспериментах сжимающее напряжение σ_y составляло около $1/4$ от максимального напряжения сдвига.

По отношению к природным условиям приведенный анализ, очевидно, не универсален. Его ограниченность состоит прежде всего в том, что наложенное поле выражается лишь в одноосном сжатии — растяжении; не учитывается напряженное состояние вне зоны; дифференциальные смещения в зоне считаются независимыми от внешнего поля. Свободное от этих недостатков решение сделано на основе модели зон скальвания с применением указанного аналитического способа. Напомним, что в этой модели зоны скальвания разрастаются в сторону от продольных ребер первичного разрыва в результате концентрации напряжений, возникающих при разрывном движении (см. рис. 14, 15).

Зависимость угла α'' от ориентировки зоны относительно оси максимального нормального напряжения внешнего поля σ_1' при разных соотношениях экстремальных напряжений σ_1' и σ_3' представлена в графическом виде на рис. 31. Результаты относятся к оси зоны, расположенной на расстоянии от продольного ребра первичного разрыва, равном $1/20$ к его поперечной протяженности; трение между стенками разрыва определяется коэффициентом $\mu = 0,6$. Эти результаты дополняются данными, изображенными на рис. 14, о пространственном распределении значений угла α'' в двух частных случаях.

Несмотря на известную идеализацию задачи, из ее решения можно вывести ряд важных общих закономерностей о расположении структур второго порядка в зонах скальвания. Если исключить из рассмотрения неправдоподобные для земной коры случаи $\sigma_3' < -\sigma_1'$, то в первую очередь устанавливается, что при любых значениях разных параметров углов α'' заключен между 45° и значениями α' с оформлением «узла» всех графиков при $\alpha' = 45^\circ$. Это означает, что в условиях сложного сдвига направления структур имеют тенденцию приближаться к региональным структурным направлениям, причем полное совпадение получается, когда зона расположена под углом 45° к σ_1' . Отклонение структур от их направлений при простом сдвигании измеряется по вертикали от линии $\alpha'' = 45^\circ$ до соответствующего графика (рис. 31, шкала справа). В качестве «базисного» можно использовать график Б, выражающий эффект

наложения регионального поля на локальное поле сдвига в чистом виде. Оба дополнительных фактора — раскрытие разрыва при $\sigma_y' < 0$ и трение между его стенами при $\sigma_y' > 0$ — обуславливают дальнейшее приближение локальных структурных направлений к региональным. Раскрытие приводит к изменению углов из-за наложения дополнительного поперечного

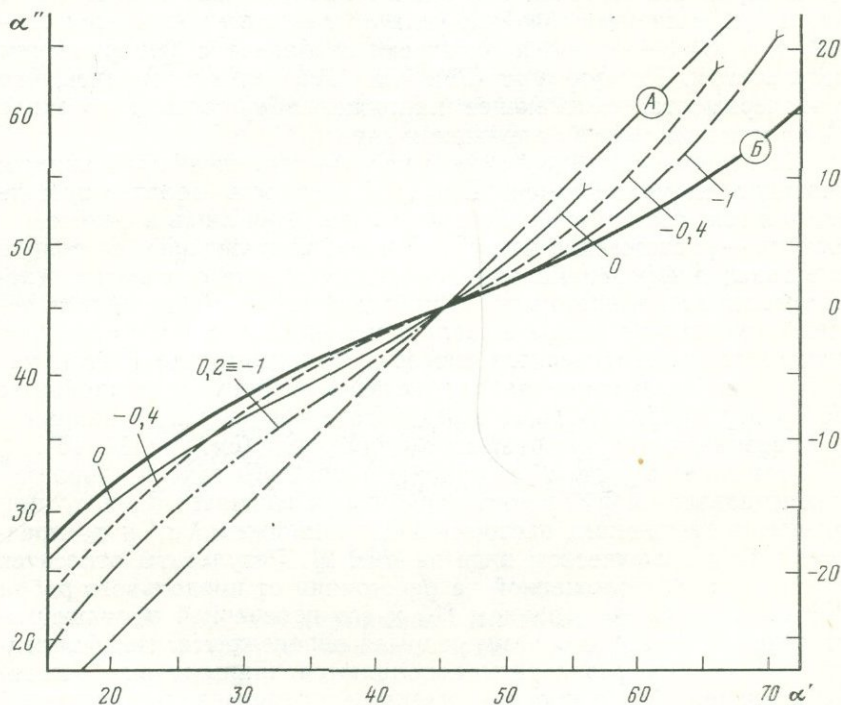


Рис. 31. Зависимость углов α'' и δ в зонах сложного сдвига от ориентировки зон относительно δ'_1 .

Графики относятся к расстояниям ΔZ от кромки первичного разрыва, равным $1/20$ его поперечного размера; $\mu=0.6$. А — линия равных α' и α'' , Б — зависимость α'' (α') без учета раскрытия разрыва и при отсутствии трения. Параметры кривых $\frac{\partial \alpha''}{\partial \delta'_1}$

растяжения, связанного со смещением типа I. Очевидно, в геологических структурах этот эффект не имеет широкого проявления. Влияние трения выражается в уменьшении амплитуды смещения первичного разрыва, причем снижается доля напряжений простого сдвига. При большой величине напряжений трения смещение не происходит (см. перерыв графиков на рис. 31).

С удалением от кромки разрыва все графики α'' (α') становятся круче — динамические и структурные директрисы постепенно переходят в региональные.

Итак, по сравнению с простым сдвиганием, ориентировки внутренних напряжений и структур изменяются в сторону уменьшения углов при $\alpha' < 45^\circ$ и в сторону нарастания при $\alpha' > 45^\circ$. Вообще, зоны скалывания могут развиваться под разными углами относительно σ_1' , но нормально их ориентировка в региональном поле должна определяться углом скалывания, величина которого обычно значительно меньше 45° . Этим можно объяснить, по крайней мере, частично приводимые в литературе сведения о преобладании аномально низких углов трещин отрыва, оформляющих кулисообразные ряды [159, 34 и др.]. Так, например, если для ориентировки первичного разрыва принять обычно используемую величину угла скалывания $\alpha_0 = 30^\circ$, а для напряжений — правдоподобное соотношение $\sigma_3' = -0,2\sigma_1'$, то в случае, представленном на рис. 31, нарушения отрыва окажутся расположенными на $33-34^\circ$ к оси зоны. Разница между направлениями региональных и локальных структур получается небольшой ($3-4^\circ$) и при не особенно скрупулезных полевых наблюдениях ее можно не уловить или игнорировать. В этом и состоит, очевидно, ошибка К. Роеринга [155] и А. Бича [99], утверждающих, что образование кулисообразных нарушений происходит под действием только регионального поля. Отметим вполне реальную возможность появления структур второго порядка до того, как смещение по первичному разрыву достигло своей полной амплитуды. Ориентировка таких структур будет еще ближе к региональной, чем это получается в приведенном решении. Что касается утверждения М. В. Гзовского о возможности формирования обратно расположенных косых сколов R , из анализа видно, что такая возможность принципиально существует только в тех случаях, когда угол зоны с осью максимального сжатия меньше угла скалывания сдвигаемой среды.

Угол α'' однозначно определяет расположение отрывов T в момент их появления. Ориентировка сколов R и R' могут несколько изменяться в различных средах. Установленная М. В. Гзовским [28] зависимость начальных углов трещин от моделирующего материала отражает не только вещественную зависимость угла α_0 , но и тот факт, что в разных материалах предпочтительнее развиваются те или другие группы нарушений. П. Гэнкок [128] считает, что для объяснения ориентировок в природных кулисообразных рядах следует допустить и наличие трещин переходного типа (скол — отрыв).

Анализ угловых соотношений в зонах скалывания должен учесть еще и возможное изменение направлений (нарастание углов) структур в процессе дальнейшего сдвигания. При определенной скорости общего смещения мгновенная скорость вращения материальных линий в ненатуральной зоне пропорциональна синусу их угла к оси зоны (пунктир линия на рис. 32). После появления нарушений, однако, внутренняя деформация становится неоднородной и часть общего смещения осущест-

вляется за счет дискретных смещений — скольжений или раскрытий — стенок разрывов второго порядка. Поэтому нарушения R , показывающие наибольшие движения и длительное развитие, часто остаются практически не затронутыми общим поворотом. Поскольку общее движение все-таки происходит вдоль зоны, при значительных амплитудах они приоткрываются. Отно-

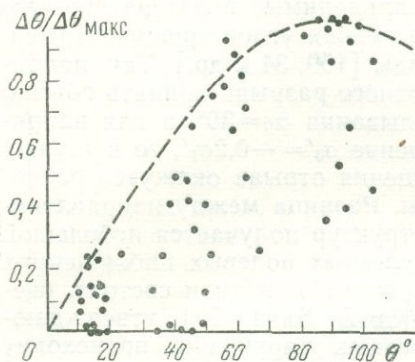


Рис. 32. Относительные повороты трещин, ориентированных в момент измерения под углом θ к оси зоны, $\Delta\theta_{\max}$ — поворот фиктивной поперечной линии

сительно слабо сказывается общее сдвигание и на повороте трещин T , если нет причин, ограничивающих их раскрытие. Поворот нарушений R' соответствует в общем теоретическому (максимальному)¹, но может рано прекратиться в результате развития в соседстве более крупных косых или продольных сколов. Оформление внутренних блоков между разрывами вносит дальнейшее усложнение (известный беспорядок) в распределение внутреннего вращения. Все это хорошо иллюстрируется результатами экспериментов, приведенными на рис. 32, где мгновенные повороты трещин, определенные на разных стадиях в различных моделях, сопоставлены с вращением материальных линий в условиях однородного сдвига.

Далее рассмотрен специфический природный пример сложного вращения внутренних структур. (Дыбравицкая флексура).

Вопрос о направлениях напряжений и структур в зонах сложного сдвига представляет теоретический и практический интерес в структурной геологии. Он имеет отношение к оценке динамических условий формирования конкретных зон, распознаванию различных групп внутренних разрывов, оценке их раскрытости и даже к определению основного смещения.

ЗОНЫ СКАЛЫВАНИЯ ПРИ ВЕРТИКАЛЬНОМ СМЕЩЕНИИ

Общий характер вторичных структур и их соотношения от направления смещения не зависят. Однако на моделях с вертикальным или наклонным направлением смещения в строении зон скалывания устанавливается некоторое своеобразие, протекающее главным образом от влияния свободной верхней поверхности.

¹ Р. Вилькокс и др. [169] необоснованно считают, что на нарушения R и R' накладывается «внутреннее» вращение — обратное общему вращению для R и совпадающее с ним для R' .

Как указано М. В. Гзовским [28], в зоне вертикального сброса пространственно и морфологически можно выделить два вида нарушений, развивающихся в известной степени независимо — одни разрастаются от поверхности вниз, другие зарождаются в основании и разрастаются вверх. В связи с тем, что это происходит закономерно в зависимости от распределения напряжений и деформаций в разрезе, условно можно говорить об области растяжения в верхних уровнях и области — в более глубоких.

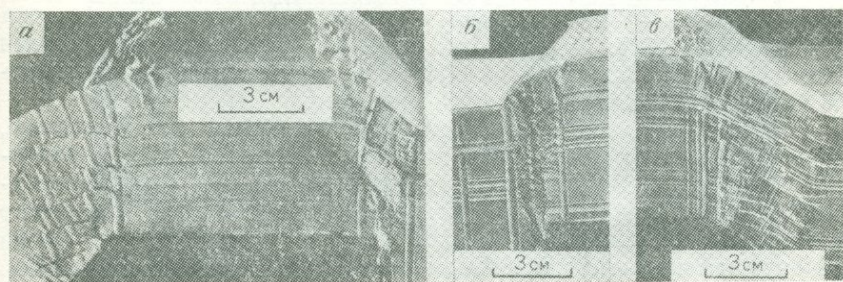


Рис. 33. Характерный вид разрезов вертикальных сбросовых зон над прямоугольным (а) и наклонным (б, в) штампами

Только в нижних уровнях механическое состояние приблизительно соответствует простому сдвиганию. По геологическому типу нарушения здесь относятся к нормальным сбросам и взбросам. Как правило, синтетические нарушения имеют характер от крутых взбросов до вертикальных (нейтральных) сбросов. *At*-сколы обычно возникают в виде очень пологих взбросов (надвигов), а по мере нарастания амплитуды сдвигания переходят в пологие сбросы, часто приобретая изогнутую S-образную форму (рис. 33).

Область растяжения приурочена к наибольшему изгибу верхней поверхности наружу и несколько смещена в сторону поднятого крыла. Нарушения представлены противоположно наклоненными нормальными сбросами — синтетическими и антитетическими, являющимися аналогами более глубоких нарушений в условиях значительного растяжения. Сбросы *St* заметно круче сбросов *At*. Их расположение указывает на поворот оси максимального растяжения к горизонту (на глубине ее наклон приблизительно равен 45°) и на относительное и абсолютное нарастание величины растяжения. Иногда здесь образуются и крутопадающие нарушения отрыва.

Нарушения в области растяжения следует отличать от нарушений зоны сжатия, на поздних этапах достигающих поверхности (рис. 33, а). Обычно здесь представлены только крутые син-

тетические взбросы. При наблюдении лишь в приповерхностных участках они могут создать впечатление о наклонном падении всей зоны.

На моделях этой серии исследовано, в частности, влияние формы сбросового уступа, т. е. ширины зоны, путем применения в одних и тех же моделях прямоугольного штампа и натянутой резиновой ленты шириной от 2 до 4 см (см. рис. 33). Выявляется прежде всего установленная выше обратная зависимость частоты поперечных нарушений от ширины зоны.

Над прямоугольным уступом обычно наблюдается зона густо расположенных коротких субгоризонтальных сколов, но она скоро срезается по краям или в середине крутыми синтетическими разрывами. Иногда зона состоит только из таких разрывов почти без поперечных нарушений.

Над наклонным уступом, тем более при большей его ширине, общее раздавливание происходит почти целиком за счет развития поперечных нарушений, причем вся зона как бы расслаивается ими. Хотя они и не столь многочисленны, но достигают значительных размеров и амплитуд, а в их окончаниях часто образуются косые и поперечные структуры третьего порядка. Явным преобладанием *At*-структур характеризуется и область растяжения. У основания, над сброшенным крылом уступа, тоже создается участок растяжения, какого нет у прямоугольной грани штампа.

ЗОНЫ СКАЛЫВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ СДВИГО-СБРОСОВ

Для воспроизведения зон скалывания с наклонным направлением смещения использована экспериментальная установка, в которой одна из плит основания движется вниз или вверх, а вторая синхронно смещается горизонтально.

Нарушения, проявляющиеся на вертикальных (торцовых) стенках моделей (рис. 34), во многом похожи на нарушения в зоне вертикального сброса. Среди них также можно выделить две основные группы — крутопадающие синтетические и пологие антитетические сколы. Первые часто образуют веер, обращенный вершиной вниз. Над ним обычно создается более широкий участок общего сдвига, где развиваются поперечные антитетические нарушения (рис. 34, *а*). На самом деле, в этом случае имеет место структурообразование, связанное, скорее, с концентрацией напряжения у лобового ребра основного разрыва, который здесь представлен стыковой поверхностью между штампами или ее продолжением в модели (иллюстрирует это рис. 21, *б*). Иногда в опущенном крыле глина отрывается от основания и вся зона становится шире. При этом деформация в разрезе осуществляется почти целиком за счет нарушений поперечной группы (рис. 34, *б*).

Своеобразный разрывной парагенезис наблюдается на верхней поверхности (рис. 35). По пространственному положению

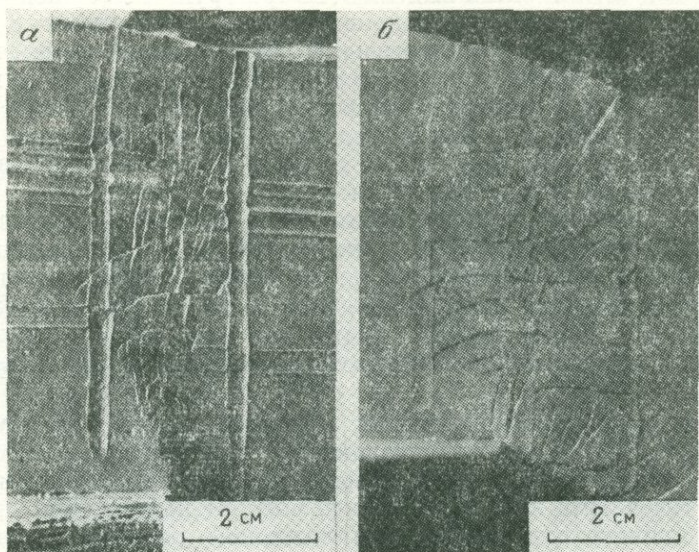


Рис. 34. Вид нарушений на вертикальных разрезах сдвиго-сбросовых зон (а, б)

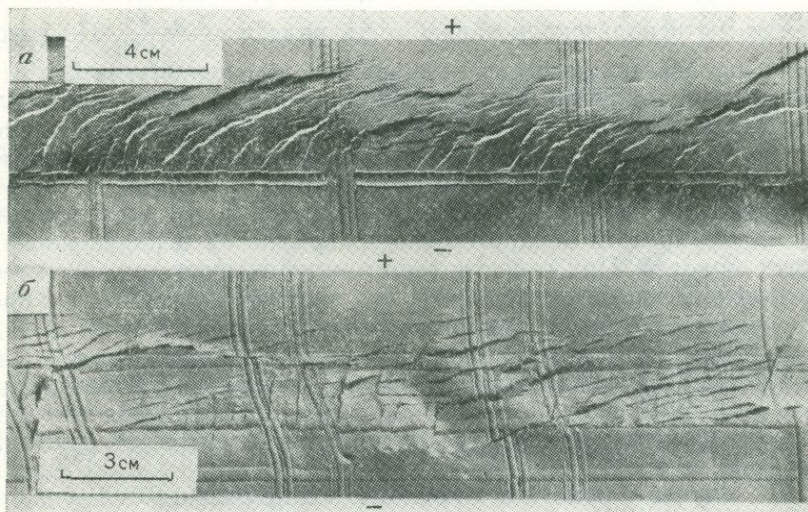


Рис. 35. Разрывы II порядка на верхней поверхности моделей сдвиго-сбросовых зон (а, б). Плюс — сверху, минус — снизу

на первый взгляд здесь выделяются три группы нарушения скалывания: две косые с противоположными падениями и одна почти поперечная с незначительной вертикальной амплитудой. Факт сосуществования более чем одной пары сколов и кажущееся отсутствие парности указывают на весьма сложные динамические и деформационные условия. Для их выяснения обратимся сначала к теоретическим схемам, представленным в виде круговых диаграмм на рис. 36, а, б.

Если смещение в зоне сдвига-сброса происходит под промежуточным наклоном $\psi = 45^\circ$ (горизонтальная и вертикальная составляющие общей подвижки равны между собой), в условиях простого сдвига следует ожидать пары сколов, показанные на рис. 36, а. На второй диаграмме (рис. 36, б) жирными линиями изображено положение осей напряжений при изменении угла ψ от 0 до 90° .

Изучение приповерхностных структур требует, по крайней мере, учета растяжения, связанного с изгибом верхней поверхности наружу. На той же диаграмме (рис. 36, б) поперечными точечными дужками очерчен поворот напряжений σ_1 и σ_3 , получающийся под действием наложенного растяжения, принятого здесь за горизонтальное. Ось напряжения σ_2 при этой постановке остается неизменной. Величину поворота (т. е. длину дужек) можно определить по формуле (20а), аргумент в которой — степень растяжения n . Очевидно, в данном случае n находится в прямой зависимости от наклона ψ . В качестве приближения мы использовали зависимость вида $n = -k \frac{\psi^\circ}{180}$. По грубо ориентировочным расчетам, в диапазоне изменения угла ψ в экспериментах (от 25 до 60°), коэффициент k имеет значение около 3,5. Таким образом, положение осей σ_1 и σ_3 при разных наклонах ψ будет изображаться точками пересечения соответствующих линий $\psi = \text{const}$ и $k = \text{const}$ (рис. 36, б).

Несмотря на упрощенность этого анализа, он дает возможность разобраться в парагенезисе разрывов на верхней поверхности моделей. При сопоставлении эмпирических данных с теоретической схемой оказывается, что здесь проявляется как простое сдвигание, так и сдвигание с растяжением. Обе разновидности поля, хотя в известной степени и разобщены во времени и пространстве, накладываются одна на другую, а созданные ими структуры сложным образом переплетаются. Как это происходит, поясним на примере напряжений и разрывов скалывания (рис. 36, в, г).

В случае пологого наклона направления смещения (рис. 36, в) первыми развиваются преимущественно нарушения, соответствующие простому сдвиганию. Они представлены крутыми синтетическими взбросо-сдвигами, простирающимися под небольшим углом к зоне и приблизительно поперечными антитетическим сбросо-сдвигам (пунктирные линии). Интересно, что

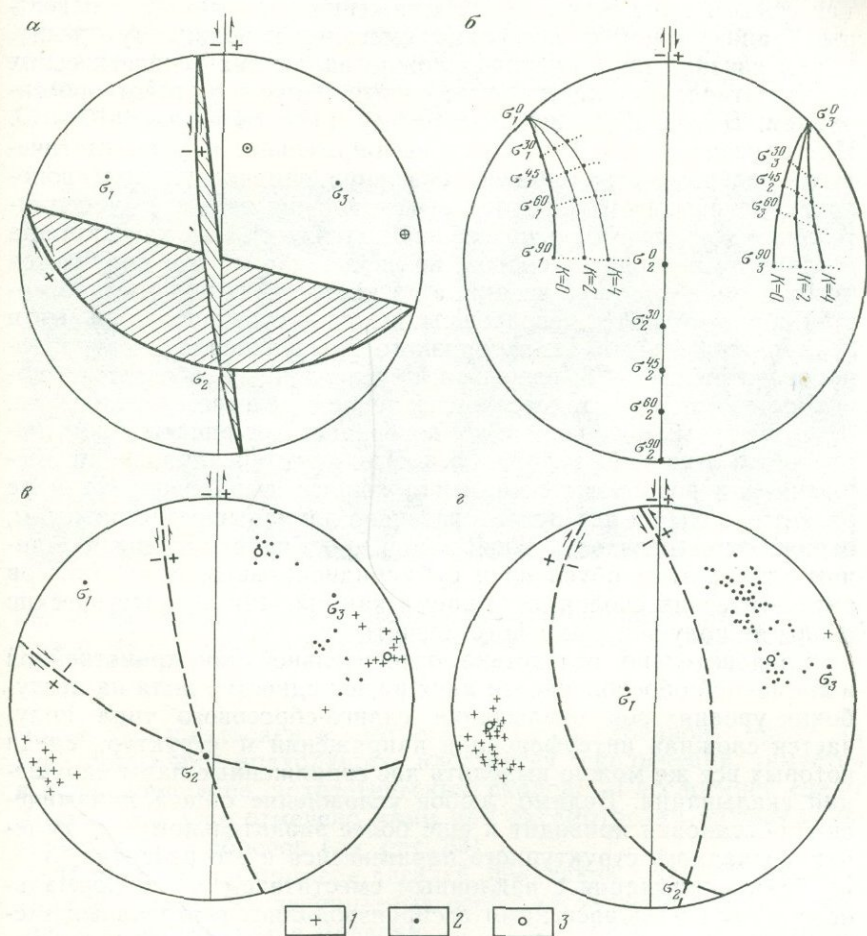


Рис. 36. Стереогаммы напряжений и сколовых нарушений в зоне вертикального сдвига-сброса у верхней поверхности моделей (равноплощадная проекция, верхняя полусфера).

Теоретически ожидаемые: а — при простом сдвигании (наклон директрисы смещения $\psi=45^\circ$, угол скальвания $\alpha_0=35^\circ$); б — при учете поперечного растяжения (индексы k указывают наклон φ , k отражает степень растяжения); в, г — эмпирически полученные соответственно при $\psi \approx 25^\circ$ и $\varphi \approx 55^\circ$.

1 — полюсы плоскостей синтетических нарушений; 2 — то же для антитетических; 3 — полюсы, построенные по среднему положению рано появившихся нарушений

плотно закрытыми, сжатыми являются нарушения со сбросовой составляющей, в то время как нарушения со взбросовой составляющей приоткрываются. И те, и другие располагаются в общем над стыком плит основания. Растяжение проявляется с известным запозданием и несколько смещено к поднятому крылу. С ним связана пара противоположно падающих (синтетических и антитетических) нормальных сдвиго-сбросов с косым простиранием. В плане обычно угол между ними составляет $10-15^\circ$. Их горизонтальная амплитуда незначительна, а у антитетических — едва заметна, причем смещение направлено противоположно основному (наблюдаемые исключения являются дополнительным эффектом большой общей подвижки). Так как эта пара отходит постепенно от первой, во внешнем виде зон получается разброс элементов нарушений, а на диаграммах полюсы плоскостей образуют почти непрерывные пояса — субэкваториальный и субмеридиональный. Из-за близкого расположения и неравноправного развития *St*-разрывов, обусловленных обоими разновидностями поля, создается впечатление о нечетном числе групп.

Структуры, связанные с приповерхностным растяжением, более четко отражены на рис. 36, г. При крутом направлении смещения они возникают первыми и хорошо выражены. По мере развития зоны на них последовательно накладываются разрывы, отражающие переход к проявлению простого сдвига. В данном случае этим обусловлен субмеридиональный пояс полюсов антитетических сколов, в то время как «поздние» синтетические сколы не получили заметного развития.

Следовательно, вследствие относительной пространственной и временной обособленности двух разновидностей поля на неглубоких уровнях зон скалывания сдвиго-сбросового типа получается сложная интерференция напряжений и структур, среди которых все же можно выделить две сопряженные пары нарушений скалывания. Видимо, любое усложнение общей динамической обстановки приводит к еще более значительному усложнению созданного структурного парагенезиса и его развития.

Зоны скалывания с наклонным сместителем типа нормального сброса и взброса нами воспроизводились в отдельных экспериментах, но они не были предметом специальных исследований. Примеры таких зон на рис. 37 приводятся для того, чтобы проиллюстрировать основные особенности строения зон скалывания и, в частности, — повсеместность развития антитетических нарушений в разнообразных условиях экспериментов.

Зона сброса на рис. 37, а идентична таковой в популярных моделях Г. Клооса [115]. Синтетические и антитетические нарушения в них обстоятельно описаны Р. Геппенером [129]. Отметим, что в сбросовых зонах обе группы разрывов второго порядка являются нормальными сбросами. Поскольку в тривиальном случае наклон этих зон больше 45° [95], антитетические сбросы должны быть положе синтетических, тем более после до-

полнительного вращения. Противоположным будет положение в зонах взбросов.

Интересное строение взбросовой зоны представлено на рис. 37, б. Антитетические разрывы здесь возникли в слоистой модели, вопреки наличию близких по расположению ослабленных плоскостей слоистости. Больше того, именно они являются «активными» в оформлении зародившегося складко-надвига. Очевидно, в утверждении У. де Ситтера [78] о том, что складки

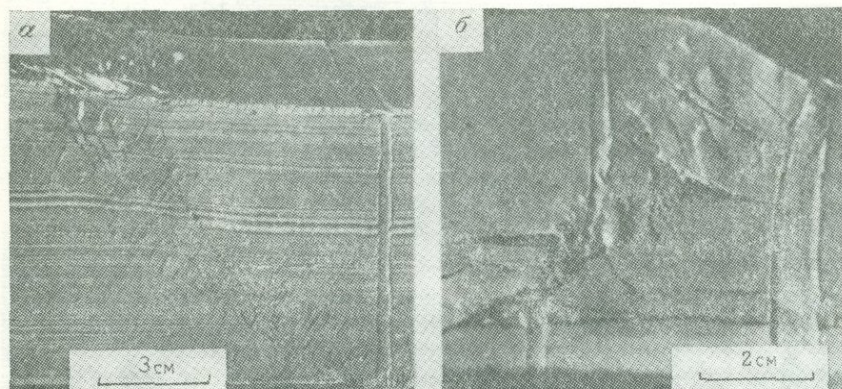


Рис. 37. Нарушения в зонах скалывания с наклонным сместителем:

а — зона сброса, полученная в результате растяжения модели; б — взбросо-надвиговая зона в слоистой модели

могут образоваться и в изотропной (нерасслоенной) среде за счет появления подходящих плоскостей скольжения, имеется в виду появление антитетических сколов. «Расслоение» среды *At*-сколами уже отмечено нами при рассмотрении разрезов зон вертикальных сбросов (см. рис. 33).

И наконец, на примере деталей, показанных на рис. 38, перечислим некоторые любопытные особенности внутреннего строения зон скалывания в моделях.

Очень часто наблюдаются сколовые нарушения, которые на ранних стадиях развиваются в виде подзон скалывания, составленных из мелких разрывов более высокого порядка (рис. 38, а, б). Наиболее четко это выражается в формировании поперечных нарушений из трещин третьего порядка, расположенных приблизительно поперечно к данному нарушению и наискось относительно основной зоны (см. рис. 38, а). В другом варианте из кулисообразного ряда косых трещин развиваются вторичные нарушения также косые, но с несколько другой ориентировкой (рис. 38, б). В обоих этих примерах составными являются антитетические разрывы (соответственно в сдвиговой

и сдвиго-сбросовой зонах). Субзоны нередко предшествуют синтетическим разрывам, но по причине больших подвижек мелкие внутренние структуры обычно скоро «стираются». В глиняных моделях составные синтетические сколы R («структуры R в R ») Д. С. Чаленко [165] наблюдал под микроскопом. Сходную схему он установил и в сейсмических нарушениях грунта. Исходя из полевых наблюдений, П. М. Гочев [34] считает возможным образование подзон скалывания по направлению трещин отрыва

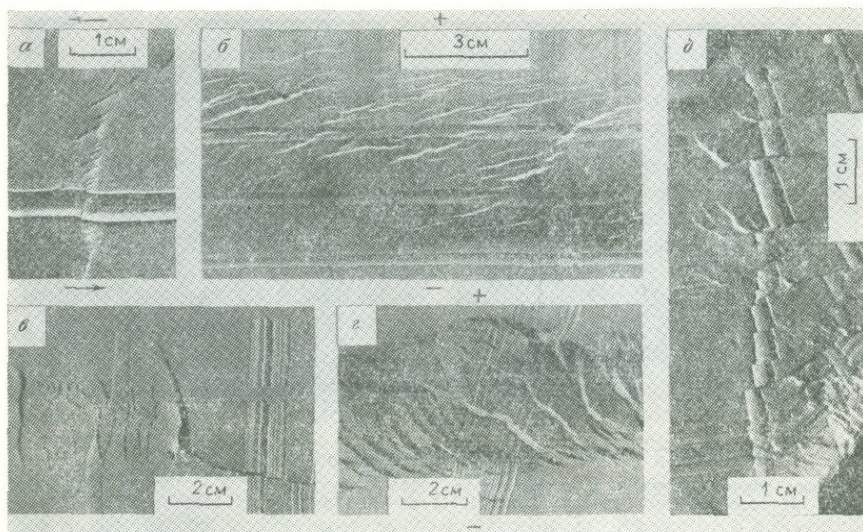


Рис. 38. Детали внутреннего строения зон скалывания в моделях; а, б, в, г — пояснены в тексте

второго порядка. В этом направлении, однако, нет касательных напряжений.

В качестве исключения антитетические разрывы, оказавшиеся в локальных условиях растяжения (обычно находящиеся в окончаниях более крупных синтетических нарушений), могут приоткрыться. В таком случае происходит и дальнейшее разрастание первоначального скола путем отрыва (рис. 38, в).

Кинематика и пространственное расположение разрывов, связанных с растяжением в зонах вертикального сдвиго-сброса (см. рис. 36, г), благоприятны для образования косых грабен. Как правило, в плане они клиновидны, а вершины клиньев направлены к поднятому крылу и против его движения. Такой грабен виден также в левой части рис. 35, б; обратно направленный клин в правой части является исключением. Четко выраженных горстов не установлено.

Когда антитетические сколы развиваются в относительно широкой зоне и по ним происходит заметное смещение, на их окончаниях возникают структуры третьего порядка, чаще всего разрывы растяжения (рис. 38, *д*). В данном примере это нормальные сбросы в зоне над вертикально смещенными плитами. Сочетания поперечных сколов с отрывами в их окончаниях (по бортам зоны) являются обычными в горизонтально-сдвиговых моделях с тонко смоченной поверхностью.

б. Полевые исследования

ОБЩИЕ ПРИМЕРЫ

В большинстве работ, связанных с изучением структур в зонах скалывания в природных условиях, преобладает описательный подход, вследствие чего генетические и пространственные соотношения между структурами второго порядка и их связь с основной структурой остаются недостаточно выясненными. При этом основное внимание почти все исследователи уделяют нарушениям отрыва [159, 28, 34 и др.]. В известной степени это оправдывается их широким и выразительным проявлением в виде мелких трещин в кулисообразных рядах, а также их практическим значением в качестве проводящих и аккумулирующих структур. На косые нарушения скалывания, также весьма часто встречающиеся в природе, обращалось меньше внимания. По нашему мнению, их иногда смешивают с нарушениями отрыва, не учитывая, что давление на стенки косых *St*-нарушений также относительно понижено и они могут быть «открытыми» с минеральным заполнением. Иначе трудно объяснить углы между трещинами «отрыва» и осью кулисообразного ряда, составляющие всего 15 или в среднем 20—22° [34]. Согласно теоретическим обсуждениям, в самом распространенном случае, когда зона возникает в том же региональном поле, в котором развиваются и внутренние нарушения, начальный угол трещин отрыва нормально должен быть меньше 45°, но нижним пределом его значения является угол скалывания α_0 . Для земной коры обычно принимают $\alpha_0 = 30^\circ$.

Простые мезоскопические зоны скалывания с тривиальными нарушениями второго порядка приведены на рис. 39. Принадлежность трещин (рис. 39, *а*) к нарушениям отрыва не вызывает сомнения, в то время как кальцитовые прожилки, по крайней мере часть их, на рис. 39, *б*, возможно, зародились вследствие скалывания под углами 15—20°, но они при перегибе слоев претерпели поворот и еще более раскрылись. На рис. 39, *в* показано, что некоторое приоткрывание вообще характерно для косых синтетических сколов.

Что касается появления отрывов и синтетических сколов в крупных зонах скалывания, то нужно иметь в виду, что отрывы

большого размера, тем более на значительных глубинах, весьма маловероятны или даже невозможны. Косо расположенные «структуры растяжения», часто являющиеся каналами или местителями магматических продуктов, в таких случаях следовало бы считать преимущественно разрывами скола *St* (если они дей-

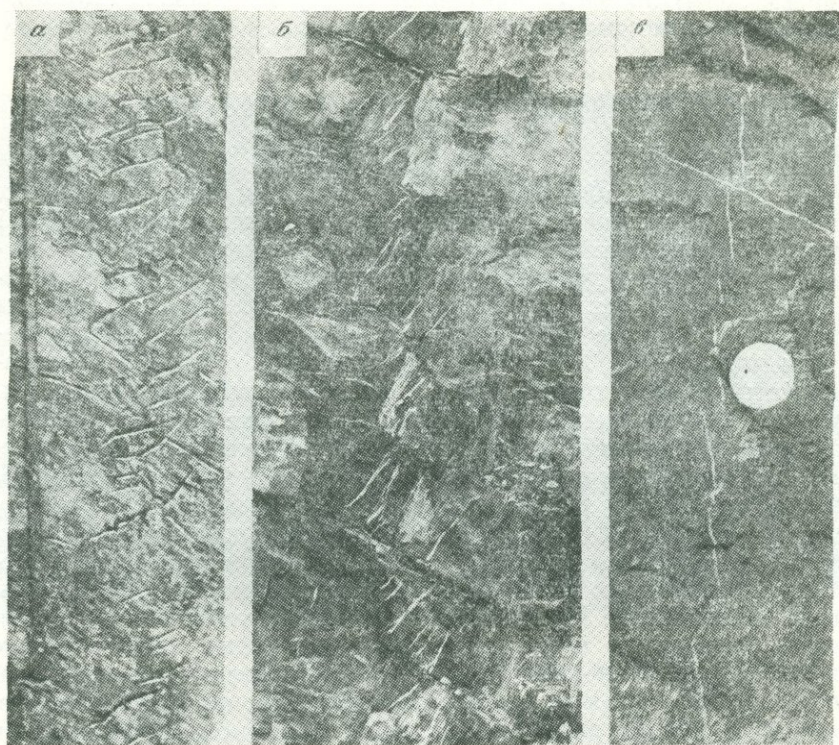


Рис. 39. Мелкие формы зон скалывания в юрских пелито-известняковых отложениях Тетевенского антиклинория (см. рис. 16, 6, 7):

a — трещины отрыва, претерпевшие дополнительный поворот; *б* — сбросовая зона скалывания с трещинами отрыва (?) и антитетическими межслоевыми скольжениями; *в* — синтетические сколы под небольшим углом к зоне

ствительно связаны генетически с зонами скалывания). Это предположительно относится к вулканическим хребтам, описанным М. И. Стрельцовым [84], которые простираются под углами 15—20° к главному разлому (см. рис. 42, *a*). Этот автор принял их за отрывы.

В природных условиях предположительно существует и другая возможность — «замещение» отрывов сколами того же направления, но с другим падением. Это могло бы произойти при соответствующей смене мест осей напряжений, подобно секто-

рам растяжения у лобовых окончаний разрывов. По существу такой смысл имеет интерпретация Р. Писа [146], который описывает сдвиговую зону, состоящую из нормальных сбросов с простиранием около 45° к последней. Следует, однако, оговориться, что теоретически этого нельзя обосновать при простом и близком к простому сдвигании, поскольку в таких условиях концентрация напряжений выражается в нарастании максимального и уменьшении минимального главных напряжений, так что напряжение, действующее по оси Oz принятой нами координатной системы, всегда останется промежуточным.

Переходя к поперечным антитетическим нарушениям в природных зонах скальвания, необходимо подчеркнуть, что в литературе они совсем не популярны. Можно даже сказать, что вопрос о их существовании в качестве тектонических структур пока не имеет безусловного решения. О них иногда упоминается обычно лишь в порядке общих обсуждений. А. В. Пэк [69] допускает их наличие в природе, но конкретных примеров не рассматривает и по существу отрицает возможность их выявления¹. В немногочисленных случаях приводится полевой материал, который недостаточно убедителен [100, 160] или же относится только к современным сейсмическим нарушениям в грунте [166, 165 и др.]. В микроскопических препаратах тектонической глины антитетические сколы наблюдали Н. Моргенштерн и Д. С. Чаленко [142].

Чаще всего об антитетических разрывах упоминают в понимании Г. Клооса — для обратно падающих сбросов на склонах крупных поднятий или антиклиналей. Антитетические скольжения по поверхностям раздела, например на крыльях прямоугольных складок (см. рис. 39, б) или в полосах излома, хорошо известны, но этот эффект в таком свете никем не рассматривался. Морфологию антитетических нарушений имеют известные в рудной геологии ступенчатые (лестничные) жилы; может быть, во многих случаях они и в действительности образованы в результате *At*-скальвания.

Экспериментальные результаты определенно свидетельствуют о том, что образование антитетических нарушений в зонах скальвания является не только принципиальным, но и реально возможным. Для этого, однако, необходимы некоторые более или менее специфические условия, в первую очередь известная пластичность материала, небольшая скорость деформации и достаточная ширина зоны сдвигания. По-видимому, деформация будет промежуточной между хрупким разрушением и однородным течением. Затруднения при обнаружении и идентификации *At*-сколов проистекают из их небольших размеров, сближенности

¹ Тот факт, что А. В. Пэк исходит из неясно обоснованного механизма, в данном случае не имеет значения.

стенок и незначительной амплитуды смещения. Кроме того, доказательными могут быть только зоны, внутреннее вращение и дробление в которых прекращены на сравнительно ранней стадии.

Характерную морфологию антитетических сколов в мелких зонах скалывания можно наблюдать на рис. 40 и 41. Из-за ограниченности обнажения и отсутствия четких признаков смещения поперечные трещины на рис. 40, *а* отнесены к данной группе на основании внешнего соответствия с теоретической моделью. Интересные особенности показывает фрагмент вертикального сброса на рис. 40, *б*. Судя по различному состоянию материала с обеих сторон сброса, амплитуда смещения составляет, по крайней мере, несколько метров. Вопреки значительному дроблению, в зоне частично сохранились нарушения скалывания обеих групп второго порядка. Следует отметить значительную величину поворота *At*-нарушений, а также их типичное развитие в виде мелких густых трещин.

Другая особенность привлекает внимание в зонах с поперечными трещинами, наблюдаемыми на отшлифованных поверхностях пиринских мраморов (рис. 41, *а, б*). Мраморный массив местами интенсивно нарушен разрывами, выразившимися в дифференциальных движениях вдоль вертикально залегающей реликтовой слоистости мраморов. Это дает основание считать, что в отдельных слоях или пачках слоев создались условия для возникновения нарушений второго порядка, в соответствии с их схемой в зонах скалывания. Кроме того, можно допустить, что это произошло в обстановке повышенных давления и температуры (вероятно в процессе метаморфизма), на что указывает, например, расплывчатость границ кальцитовых прожилков. Повышенная пластичность пород в этой обстановке благоприятствовала возникновению антитетических сколов. Доказательством поперечных внутренних смещений являются закономерно расположенные расширения или изгибы на концах прожилков. Они определенно отмечают места секторов растяжения и, следовательно, представляют собой структуры третьего порядка, идентичные структурам, упомянутым при обсуждении лабораторных экспериментов (см. рис. 38, *д*). Внешний вид таких зон достаточен для того, чтобы однозначно определить направление основного смещения. В данном случае, однако, нам этого не удалось из-за отсутствия ориентированных образцов, содержащих описанные структуры.

Детали строения антитетических трещин с нарушениями растяжения третьего порядка хорошо видны на примере более крупной приблизительно поперечной трещины на рис. 41, *в*. Здесь замечательно то, что все «оперения» оформлены при ничтожной видимой амплитуде поперечного смещения (около 1 мм). Это свидетельствует о высокой флюидной емкости секторов растяжения.



Рис. 40. Зоны скалывания с поперечными (A_1) трещинами:
a — кварцевый порфир (см. рис. 16, 8); *б* — пиринский гранит (см. рис. 16, 4)

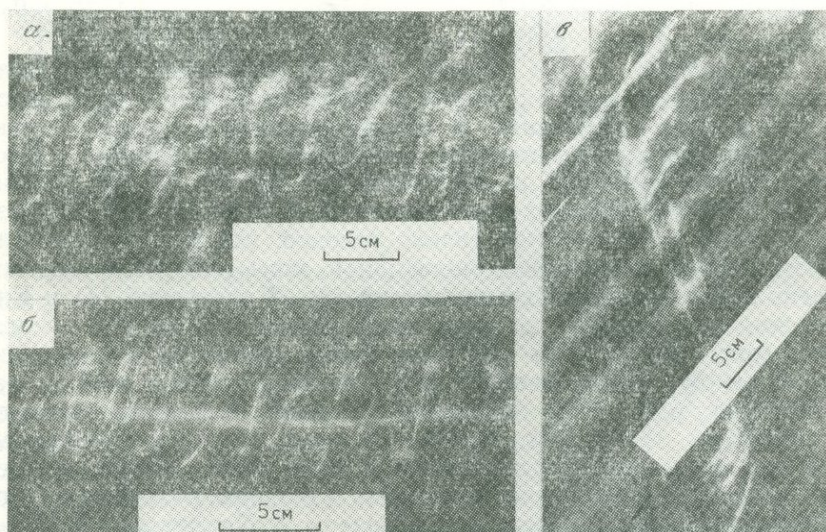


Рис. 41. Поперечные прожилки в пиринских мраморах со структурами растяжения в их окончаниях (*a*, *б*, *в*)

Можно предположить, что условия образования антитетических разрывов в крупных зонах скальвания более благоприятны, чем в мелких. Значение при этом могут иметь, во-первых, размеры (и, в частности, ширина зон). Во-вторых, проникая на большую глубину, крупное структурообразование происходит в условиях более высокой пластичности. Известную роль, вероятно, играет и неупорядоченная дискретность и раздробленность земной коры, повышающая подвижность материала, т. е. создающая эффект кажущегося повышения его пластичности.

Довольно сложное строение сдвига-сбросовых зон скальвания, установленное при условиях, близких к идеальным, какими являются условия лабораторных экспериментов, подсказывает, что однозначно решить прямые или обратные структурно-тектонические задачи только на основании выявленных выше закономерностей очень трудно. Они могли бы иметь значение, скорее, в качестве важного дополнительного критерия в комплексе методов исследования. С учетом этого замечания можно допустить, что разрывной парагенезис, сходный с полученным в моделях, имеет место в зоне Срединно-Курильского глубинного разлома, описанной М. М. Стрельцовым [84 и др.] (рис. 42, а). Согласно описанию, обе основные системы разломов по характеру смещения и степени сжатости — раскрытости вполне соответствуют группам *St* и *At*. В качестве примера подобного типа на болгарской территории можно указать зону разлома, обрамляющую с запада Пиринский блок¹, а также зону разлома западнее г. Хасково, описанную И. Маляковым и М. Димитровой [52].

Определенно можно сказать, что ряд разрывных зон в Болгарских Краиштидах оформлен по механизму структурообразования в зонах скальвания. К антитетическим разрывам здесь, вероятно, относятся многочисленные поперечные разломы («Кюстендильская система», по С. Бояджиеву [16]). Самым значительным среди них является Крупникский (Кюстендильский) разлом можно отнести сюда только условно, так как он протягивается и за пределами Краишtidной зоны). Антитетическими здесь можно считать Светицкий (3), Ждрельский (4) и Китенский (6) разломы, а также множество более мелких разрывов (рис. 42, б). При правостороннем смещении Ерменского разлома (5), он оказывается механически чуждым в этой схеме. Смещение, однако, не определено с высокой достоверностью. Существует объяснение, что оно является результатом обратно направленного общего сдвига. Южнее этого района, в Прекольникском грабене, несколько значительных разрывов с особенностями антитетических установлены А. Харьковской [91].

Более многочисленны или, по крайней мере, более выразительны разломы, расположенные наискось к Краишtidной зоне. По ряду признаков многие из них можно считать синтетическими

¹ Устное сообщение И. Загорчева (Геолог. ин-т БАН).

в зоне скальвания. Хорошо согласуется с теоретической схемой, например, утверждение Ю. Карагюлевой [133] о том, что в Крайштинском блоке средние и мелкие («оперяющие») разломы имеют простирания $155-170^\circ$ при простирании основных разломов около 150° . По тем и по другим преобладает правостороннее латеральное смещение. Примером этого являются разломы 1 (Велиновский) и 2 (Чинский) на рис. 42, б.

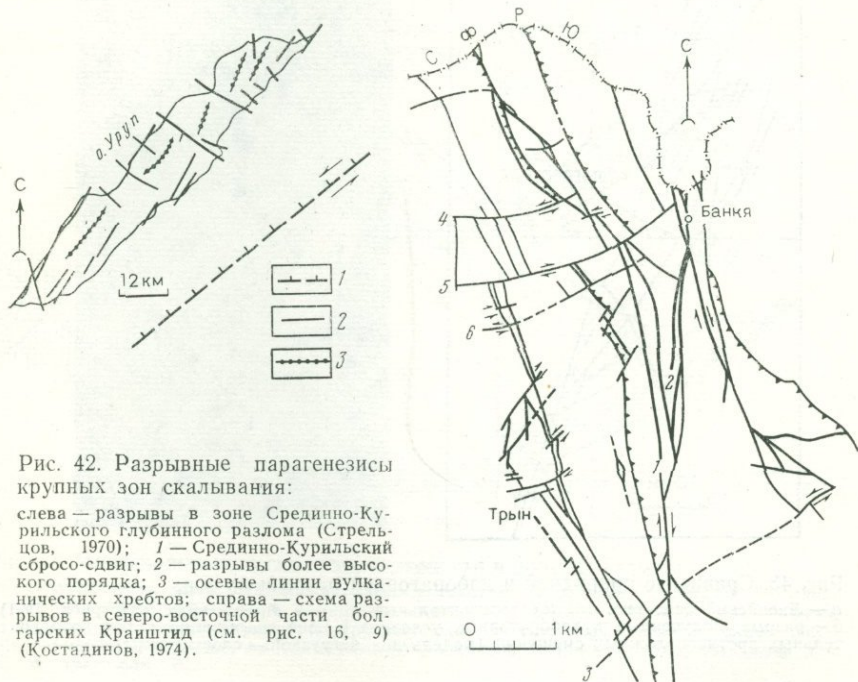


Рис. 42. Разрывные парагенезисы крупных зон скальвания:

слева — разрывы в зоне Срединно-Курильского глубинного разлома (Стрельцов, 1970); 1 — Срединно-Курильский сброс-сдвиг; 2 — разрывы более высокого порядка; 3 — осевые линии вулканических хребтов; справа — схема разрывов в северо-восточной части болгарских Крайшtid (см. рис. 16, 9) (Костадинов, 1974).

Интересный факт, связанный со сдвиганием в Крайшtidной зоне, описывает И. Загорчев [39] во Влахинском блоке. Речь идет о многочисленных случаях, когда по разрывам, направленным друг к другу под углом до $15-20^\circ$, наблюдаются противоположно направленные смещения. Характерным примером он считает Лисийский горизонтальный клин (рис. 43, а), вероятно, представляющий результат последовательного проявления противоположно направленных сдвигов. Действительно, в отношении Крайшtid существуют сведения о подчиненном проявлении и левосторонних сдвиговых движений [133, 43, 16] (если косвенно судить по правостороннему смещению поперечного Раковского разлома). И. Загорчев [170] устанавливает смену направления максимальных напряжений от субширотного в доплиоценовом этапе до субмеридионального в плиоцене. Картина, весьма сходная с Лисийским клином, получена эксперимен-

тально в результате обратного смещения по уже оформленной зоне с *St*-сколами (рис. 43, б). В свете данного обсуждения следует предположить, что на рис. 43, а мы имеем дело с «реликтовыми» левыми смещениями более раннего этапа.

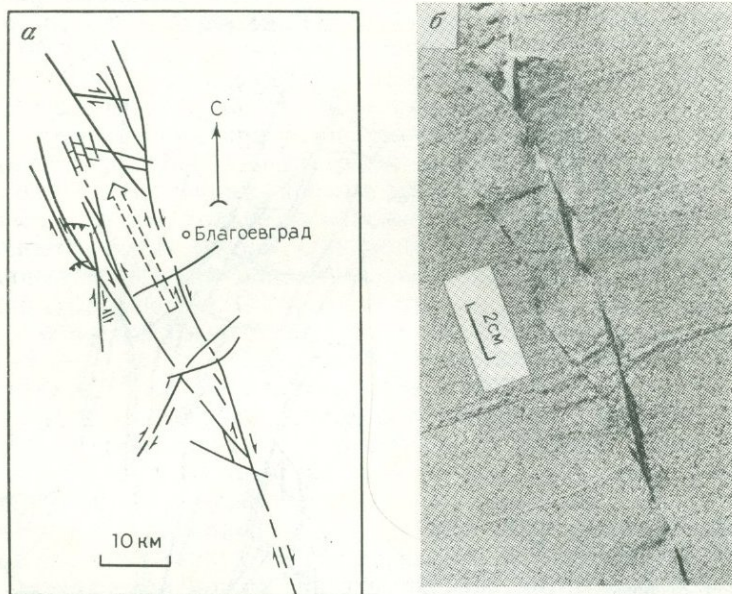


Рис. 43. Сравнение природной и лабораторной разрывных зон:
 а — Лисийский (см. рис. 16, 10) горизонтальный клин в Краиштидах (Загорчев, 1971).
 б — разрыв, полученный в лабораторных условиях в зоне скалывания путем последовательных противоположных смещений (модель под нагрузкой — слоем глины)

Далее мы сравнительно подробно рассматриваем три примера строения природных зон скалывания. Первые два имеют отношение, в частности, к условиям образования антитетических сколов.

ПОЛОСЫ ИЗЛОМА КАК ЗОНА СКАЛЫВАНИЯ

Утверждение, что полосы излома (kink-bands) представляют собой зоны скалывания, не является оригинальным. Точно в такой формулировке оно приводится Г. Деннисом [117], но оно явно проистекает и из самого внешнего вида полос.

Полосы излома¹ проанализированы во многих работах [129, 118, 144, 150 и др.], причем механизм их формирования рассма-

¹ Сравнительно подробный анализ полос излома опубликован В. И. Громным во время подготовки этой книги. (Громин В. И. Полосы излома и их значение в структурной геологии. — «Геология и геофизика», 1976, № 3, с. 57—65).

тривается с точки зрения напряженного состояния и направления движений второго порядка в зонах скальвания.

Считая, что излом плоскопараллельных структур (фолиации) в полосах излома происходит целиком за счет скольжения по их поверхностям, мы на примере правостороннего внешнего смещения полосы (рис. 44, а) рассмотрим условия внутреннего скольжения в зоне простого сдвига.

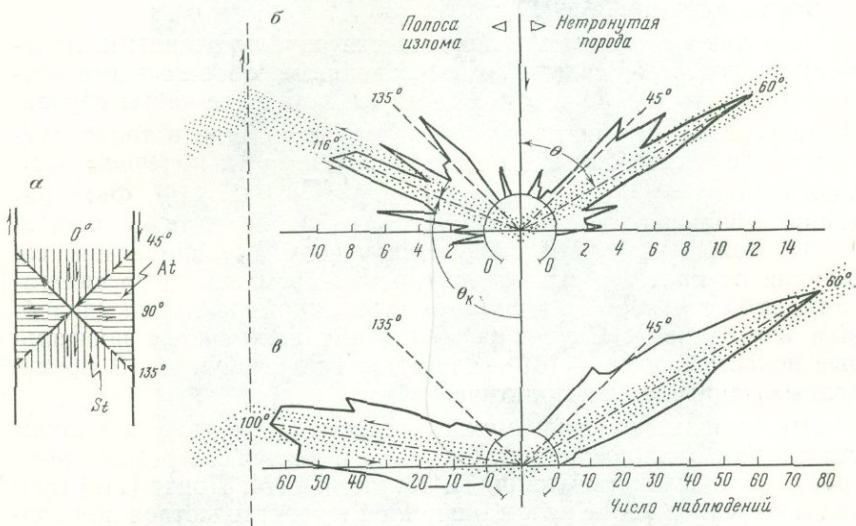


Рис. 44. Морфокинематические закономерности в полосах излома:

а — распределение знака дифференциальных смещений при простом сдвигании; б — диаграмма ориентировки фолиации вне (θ_0) и внутри (θ_x) полос излома по фотографиям и зарисовкам разных авторов (Нюерпенер, 1955; Dewey, 1965; Paterson, Weiss, 1966), 2×37 замеров; в — то же, по гистограммам Андерсона (Anderson, 1969), 531 замер для θ_0 и 403 — для θ_x

Исходя из идеализированной схемы, можно утверждать, что скольжение не может происходить при ориентировке фолиации внутри полосы $\theta_h = 45^\circ$ и $\theta_h = 135^\circ$ из-за отсутствия касательных напряжений по этим направлениям; на плоскостях под углом $\theta_h = 135^\circ$, кроме того, и нормальное давление максимально¹. Вне интервала $45^\circ - 135^\circ$ межфолиационное скольжение имеет знак внешнего смещения, что, очевидно, несовместимо с общей закономерностью при изгибании слоистой лачки (по крайней мере, в случае параллельного концентрического изгибания). С этой точки зрения благоприятные кинематические условия для излома фолиации существуют при ориентировках $45^\circ < \theta_h < 135^\circ$, т. е. при направлениях, в которых происходят антитетические

¹ θ_x — угол между полосой и фолиацией внутри полосы; θ_0 — тот же угол вне полосы или же угол внутри полосы до появления излома; символы с чертой — значения углов для наиболее частных случаев (см. рис. 44, б).

скольжения. С точки зрения величины касательных напряжений, точнее ориентировка $\theta_k = 90^\circ$. Необходимо, однако, учесть и тормозящий эффект трения, который увеличивается от нуля при $\theta_k = 45^\circ$ до своего максимального значения при $\theta_k = 135^\circ$ — соразмерно нарастанию нормальных напряжений. Таким образом, полосы излома формируются легче всего тогда, когда направление скалывания имеет с фолиацией начальный угол θ_0 несколько меньше 90° . Дальнейшее развитие полос должно затрудняться по мере приближения θ_k к 135° .

Этот анализ вполне подтверждается опубликованными полевыми и экспериментальными наблюдениями, обобщенными статистически на рис. 44, б, в. Согласно им, наиболее часты случаи, когда угол θ_0 , при котором начинается сдвигание в тонкослоистой среде, около 60° , а в результате излома (в конечном виде полосы) он увеличивается до значений $\theta_k = 100-116^\circ$. Факт наличия небольшого числа наблюдений с углами $\theta_0 < 45^\circ$ и $\theta_k > 135^\circ$ можно объяснить либо отклонением механического состояния от простого сдвигания (проявлением сложного сдвига), либо течением материала внутри самой фолиации (подобным изгибанием). Случаи $\theta_0 > 90^\circ$ — так называемые нормальные полосы излома [118] — являются исключениями. В приведенных данных таких практически нет.

Эти выводы, конечно, можно отнести не только к мелким структурам в тонкослоистой среде, но и к случаям резких перегибов крупнослоистых толщ. П. Колломб и М. Донзо [116] приводят описание полос излома шириной в десятки метров при толщине слоев до нескольких метров.

Сравнивая на основании сказанного полосы излома и зоны скалывания, приходим к заключению, что, как правило, межфолиационные поверхности в полосах излома представляют собой не что иное, как нарушения *At* в зонах скалывания, существующие до деформации. В качестве следствия можно утверждать и обратное, что по своему образованию и дальнейшему развитию (скольжению, повороту) нарушения *At* в зонах скалывания эквивалентны межфолиационным поверхностям в полосах излома. Пониженное сцепление и трение по этим поверхностям, с одной стороны, облегчает проявление антитетического скольжения, тем самым объясняя сравнительно широкое развитие полос излома в природе, а с другой — обуславливает значительный разброс величины начального угла θ_0 . Если фолиация слабо выражена и между ее поверхностями имеет место более сильное сцепление, то этот разброс будет сужаться, а оформившиеся полосы излома можно считать вполне идентичными зонами скалывания с *At*-нарушениями в том более узком смысле, в каком они обсуждались в предыдущих разделах.

Такие «промежуточные» структуры установлены в пелитозвестняковых юрских отложениях Предбалканья, к югу от г. Те-

твен (рис. 45). Район характеризуется массовым развитием мезоскопических зон скалывания, обстоятельно изученных П. М. Гочевым [34], обратившим внимание на их связь со складчатостью. Здесь явно преобладают зоны эшелонированных трещин отрыва и реже встречаются зоны с трещинами синтетического

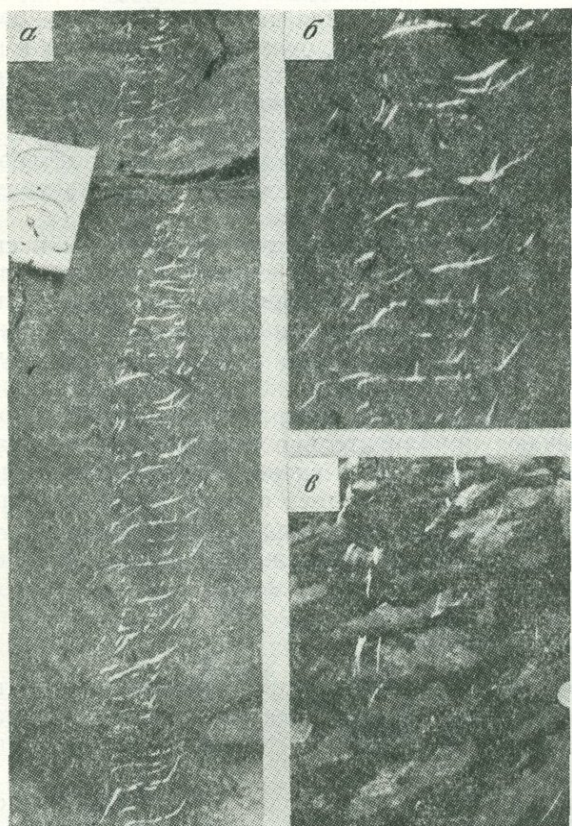


Рис. 45. Структурные формы, промежуточные между типичными зонами скалывания с *Ai*-нарушениями и полосами излома:

a — общий вид; *b* — деталь; *v* — зона с сильно сжатыми нарушениями *Ai*. Пелито-известняковые отложения с кливажом (верхняя юра, Центральное Предбалканье, см. рис. 16, 7)

скалывания (см. рис. 39). Это свидетельствует о том, что при их формировании материал был сравнительно хрупким. В данном случае, по-видимому, два обстоятельства сыграли роль в том, что получилась иная картина: наличие кливажных плоскостей и благоприятное (приблизительно поперечное) их расположение к одному из региональных направлений скалывания. Кливаж, однако, весьма слабо выражен, вероятно, он

только в ничтожной степени облегчил проявление *At*-скольжений, присущих зонам скалывания. Хрупкость материала здесь выявилась в том, что при незначительной амплитуде антитетических смещений созданное на концах трещин растяжение оказалось достаточным для образования отрывов заметных размеров. В пластических лабораторных моделях (см. рис. 38, *д*) этот эффект проявлялся при значительно больших амплитудах. В мраморах (см. рис. 41) он, очевидно, выразился в понижении высокого всестороннего давления, причем создались не полости, а, скорее, условия для «диффузного» насыщения флюидом.

По расположению отрывов смещение зоны на рис. 45, *а* однозначно определяется как правостороннее. Это подтверждается и левосторонним смещением по разрыву, пересекающему зону и, по-видимому, сопряженному с ней.

Как уже не раз подчеркивалось, *At*-разрывы в силу своего положения в поле напряжений второго порядка должны быть сильно сжатыми, прищемленными. На рис. 45, *а, б* это выразилось в локальном утонении кальцитовых прожилков, но на рис. 45, *в* показан случай, когда прожилки отсутствуют совсем и наличие *At*-трещин узнается лишь по отрывам у бортов зоны.

Судя по известным нам литературным данным, зоны скалывания (отвечают приблизительно полосам излома) такого вида установлены и описываются впервые нами. Значительное сходство с ними имеет только полоса излома, приведенная Е. Андерсеном [96], но и она отличается, по крайней мере, тем, что проходит через среду с хорошо выраженной и сравнительно грубой слоистостью.

ДЫБРАВИЦКАЯ ФЛЕКСУРА

Ниже нами будут рассмотрены деформации и нарушения в структуре, которую можно отнести к полосам излома крупного размера, но анализ затронет и специфические особенности зон скалывания.

Дыбравицкая флексура находится в западной части Старопланинской структурной зоны, северо-западнее г. Своге, на северном крыле большой Издремецкой синклинали¹. Породы здесь представлены юрским карбонатным комплексом. Альпийскими движениями по Забалканскому глубинному (надвиговому) разлому, проходящему южнее, создана складчатость двух простираций — ЮВ 110° (Издремецкая синклираль) и СВ 66° (наложенная на синклираль гребневидная складчатость). Образование складок второй группы, к которой относится и Дыбравицкая флексура, закончилось интенсивным формированием разрывов. В систему разрывов входят конвергентные взбросы и надвиги,

¹ Данные о региональном строении района приведены по П. Пиронкову [64].

нарушающие сводовые части антиклиналей, и пара сопряженных сдвигов. Среди правосторонних сдвигов выделяется Кретский разлом с простирием ЮВ 170° , создавший зону квазипластической деформации, в которой только местами проявлены прерывистые, приблизительно продольные разрывные поверхности.

На участке пересечения Дыбравицкой флексуры Кретским разломом (рис. 46) антиклиналь имеет северную вергентность с опрокинутым северным крылом. Оно сложено брекчиевидными известняками гинской свиты. В южном крыле обнажаются плотные известняки яворецкой свиты и виден их переход к известнякам гинской свиты. Горизонтальная флексура антиклинали ясно вырисовывается, благодаря инверсионному рельефу сводовой части, имеющему место по всей длине флексуры. Ширина зоны скальвания около 50—60 м, а полная амплитуда смещения — 70—80 м. Только в одном месте в южном крыле наблюдается разрывная поверхность в виде узкой полосы дробления.

Общая морфология и кинематика флексуры подсказывают, что ее внутреннее строение можно рассматривать в свете теоретических представлений и экспериментальных данных о зонах скальвания. Установленная уже приуроченность антитетических сколов к зонам квазипластического сдвигания, не имеющим скачкообразного смещения по их длине, дает основание ожидать, что здесь создались благоприятные условия для возникновения нарушений группы *At*.

Из-за однообразной морфологии трещин и отсутствия кинематических признаков их идентификация и интерпретация трещинной модели сделаны путем статистической обработки данных измерения элементов плоскостей. Оказалось, что можно выделить несколько типов трещинных парагенезисов (см. рис. 46).

1. Вблизи флексуры, но при отсутствии дополнительной, кроме складчатой, деформации (точка 1), трещиноватость представлена четырьмя ясно обособленными трещинными группами — ортогональной и диагональной парами, — присущими вообще складчатой структуре. Абсолютно доминирует группа поперечных к оси антиклинали трещин (*AC*, по Зандеру) — свыше 20% от общего числа замеров.

2. Те же четыре группы практически с неизменным пространственным положением выявлены и в точке 4, но их можно установить и в точках 3 и 5, несмотря на некоторые различия в конфигурации диаграмм. На них, однако, наложены интенсивно развитые субвертикальные трещины с простирием около 0° . Непосредственное соседство точки 4 с отчетливым разрывом шириной 1—2 м дает основание определить эти трещины как косые сколы *St* в зоне скальвания. В подтверждении экспериментальных результатов и сформулированного уже утверждения сдвигание, проявленное только косыми нарушениями, не связано с заметным вращением. Продолжая интерпретацию, можно высказать утверждение о наличии незафиксированной зоны правого

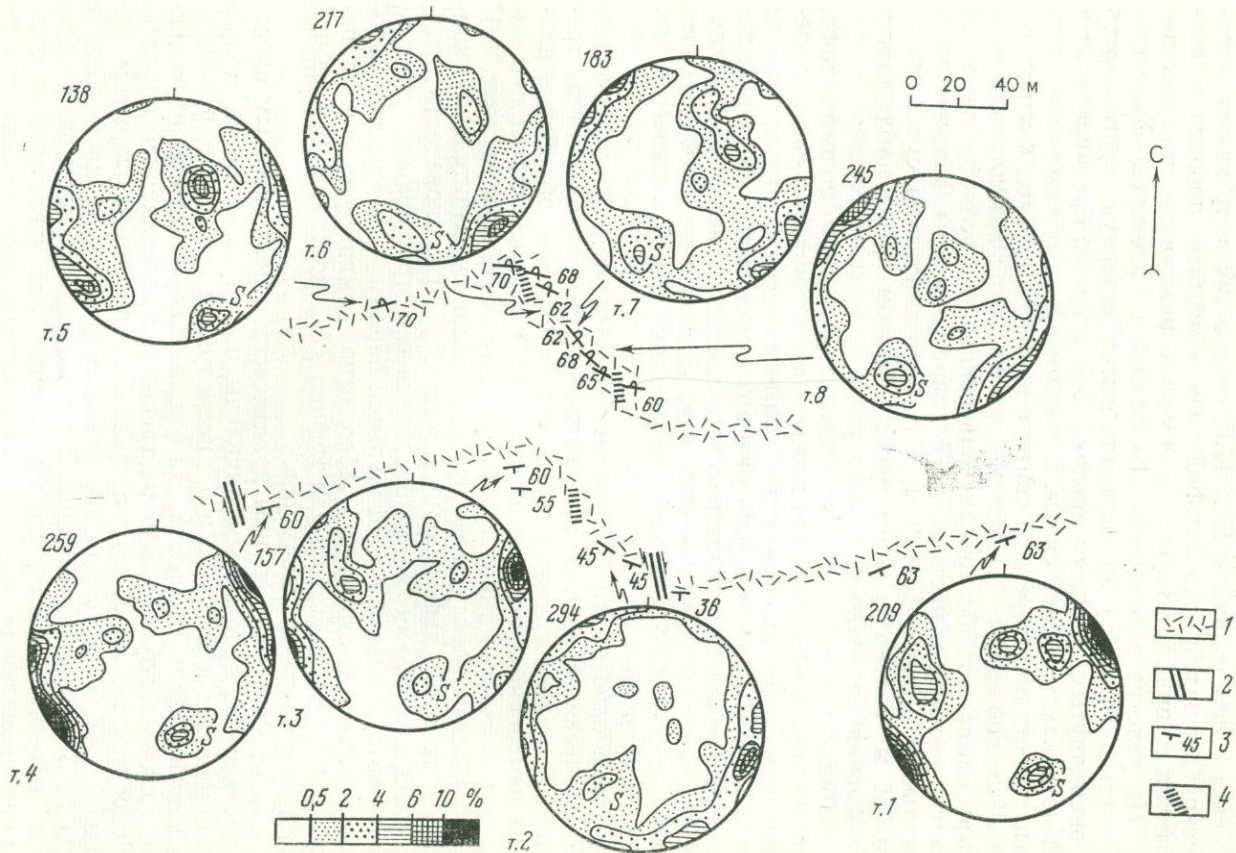


Рис. 46. Глазомерная схема горизонтальной флексуры Дыбравичкой антиклинали (см. рис. 16, 11) с диаграммами трещиноватости (равноплощадная проекция, верхняя полушфера): 1 — вертикальный или крутой скат обращенного рельефа на своде антиклинали; 2 — разломы; 3 — элементы залегания слоистости; 4 — перерывы в наблюдаемых (со скачкообразным изменением) элементов S без видимого разрыва. Трехзначные цифры — число наблюдаемых трещин. Остальные обозн. пояснены в тексте

сдвигания и в точке 5; при значении угла скалывания $\alpha_0 = 30^\circ$ простираение этой зоны должно быть приблизительно 165° . Синтетические трещины в точке 3, вероятно, связаны с близким расположением флексуры.

3. В самой флексуре внимание привлекает очень хорошо проявившиеся субвертикальные трещины со средним простираением между 50 и 65° . Доля «первичных» трещинных групп снижена, а некоторые из них оказываются на уровне слабо расчлененного фона. Это относится в особенности к северному крылу, где картина усложнена в результате переворота слоев.

Показательной является трещиноватость в южном крыле (точка 2). Если исключить слоистость S , здесь ясно обособляются три группы плоскостей. Одна из них ($\sim 170^\circ$), по всей видимости, относится к группе AC , претерпевшей некоторый поворот. Две другие (~ 10 и $\sim 60^\circ$), безусловно, связаны с флексурой. В свете теоретически-экспериментальной модели, с большой уверенностью их следует отнести соответственно к косым (St) и поперечным (At) сколам. Нельзя исключить и наличия трещин отрыва (T) в секторе между обоими максимумами и частично наложенных на второй максимум.

Если генетическая принадлежность этих двух групп к зоне Кретского разрыва очевидна, то их отнесение именно к нарушениям St и At нуждается в дополнительном обосновании из-за некоторых особенностей их пространственного положения. Так, например, считая, что зона имеет простираение 165° , а $\alpha_0 = 30^\circ$ и исходя из схемы простого сдвигания, их поворот оказывается соответственно равным 10 и 0° . В то же время простираение трещин AC на этом участке изменилось на 20 — 25° по отношению к их простираениям вне флексуры, а простираение слоистости S — примерно на 60° .

Особенно неприемлемой кажется нулевая величина поворота плоскостей At . Это можно объяснить первичной анизотропией деформируемого объема и в первую очередь наличием плоскостей S и AC : из-за близкого расположения потенциальных плоскостей At к поверхностям S начальный изгиб в пределах флексуры происходил за счет межслоевых дифференциальных — антитетических — скольжений, подобно полосам излома. После того как таким образом был осуществлен известный поворот, охвативший также плоскости AC , возникли косые пра-

восторонние сколы *St*. В дальнейшем они тоже были повернуты, но в значительно меньшей степени, чем *S*-поверхности. Тем временем последние настолько отклонились от своего начального положения, что скольжение по ним стало невозможным (угол θ_k достиг «предельной» величины) и они потеряли свое механическое значение в качестве поверхностей раздела. Это привело к возникновению антитетических нарушений, ориентированных косо к слоистости и приблизительно поперечно к зоне скальвания. Вероятно, на этой стадии и прекратилось квазипластическое изгибание. Дальнейшее смещение по основному разлому выразилось в смещениях по дискретным разрывным плоскостям (в частности, по упомянутой полосе дробления).

Возможность возникновения внутренней деформации подтверждается и лабораторными экспериментами. Общей иллюстрацией последовательного формирования сколов «последующих генераций» по мере вращения более старых нарушений являются, например, опыты Г. М. Гептнер [20].

Мы провели серию экспериментов, весьма близко воспроизводящих природную обстановку, тем самым более наглядно подтверждающих данную интерпретацию.

Моделирующим материалом послужила смесь бентонитовой и каолиновой глины в отношении $\sim 1:1$ и влажностью $\omega = 60-70\%$. Макеты изготовлялись в виде параллелепипедов высотой около 4 см. В середине макетов оформлялось валообразное поднятие с горизонтальным сводовым участком (высота 3—4 см, ширина плоской верхней поверхности 6—8 см). При помощи натянутой нити вся модель расслаивалась на 5 слоев таким образом, что на своде формировалась антиклиналь с падениями поверхностей *S* 60 и 70°. Три вертикальных прореза, поперечных к оси вала, имитировали трещины *AC*. В основании макета осуществлялось правостороннее смещение под углом 75° к поднятию. В результате на поверхности получалась горизонтальная флексура (рис. 47, *a*), сходная с Дыбравицкой.

Внутренние деформации во флексуре протекали следующим образом. Сначала проявлялись только межслоевые скольжения. Позже в осевой части вала, умышленно оставленной нерасслоенной, возникали характерные *St*- и *At*-нарушения (рис. 47, *б, в*). Наиболее ранние антитетические нарушения имели простирание, близкое к простиранию слоев, а затем они все более отклонялись от него. Прорезы *AC* в начале были совсем не активны и только после поворота на 15—20° по ним начинались правые дифференциальные движения, что приводило к затуханию смещений по синтетическим сколам. После значительного поворота слоистости *At*-нарушения появлялись и в расслоенной части флексуры (рис. 47, *a, в*). Здесь угол между простираниями *St* и *At* поверхностей достигал 45°. То обстоятельство, что сколы *St* образовались только в нерасслоенной части вала, нельзя считать существенным, тем более при небольшом числе экспериментов.

Его можно объяснить несовершенствами, присущими вообще тектоническим моделям. Здесь должен быть применен принцип раздельного изучения (сепарации) влияния существенных фак-

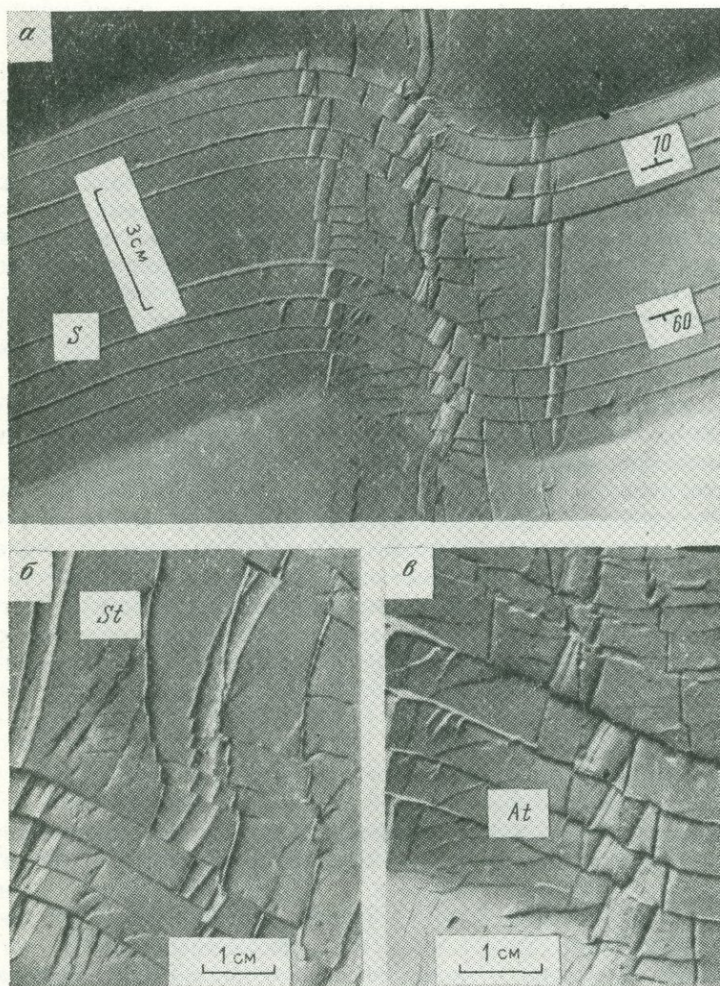


Рис. 47. Лабораторная модель флексуры Дыбравицкой антиклинали с искусственно созданными слоистостью *S* и трещинами *AC*:

a — общий вид; *б, в* — детали с развитыми косыми (*St*) и поперечными (*At*) нарушениями

торов [28]. Наличие приблизительно поперечных *S*-поверхностей является гораздо менее важным для возникновения *St*-сколов, чем наличие близких по положению *AC*-плоскостей, которые и присутствуют в нерасслоенной части моделей. Важным

в данном случае является факт, что предварительное существование ослабленных плоскостей (S, AC) не мешает образованию новых трещин с близким пространственным положением и аналогичной кинематикой и что экспериментально обосновывается отсутствие заметного поворота поперечных нарушений в природной структуре.

Расшифровка трещинного парагенезиса в северном крыле антиклинали (точки 6, 7, 8 на рис. 46) затруднительна, так как кроме флексурного изгибания и, вероятно, в связи с ним здесь произошло и значительное вращение толщ относительно оси складки. Различия в литологическом составе и характере слоистости также могли сказаться на трещинообразовании. Можно предположить, что здесь весьма интенсивно развились трещины отрыва T и преимущественно их нормальными оформлен доминирующий максимум в юго-восточных секторах диаграмм. Внутри и около этого максимума, очевидно, есть трещины других групп, образованные в разное время и претерпевшие разный поворот в течение сложного деформационного процесса.

Из самого вида рассмотренной структуры и данных лабораторного изучения явствует, что при деформировании Дыбравицкой флексуры деформируемый объем проявился в целом как относительно пластичный. Важную роль при этом сыграло наличие поверхностей облегченного скольжения (в особенности S). На отдельных стадиях процесса, однако, эти поверхности оставались пассивными вследствие чего создались условия для возникновения нарушений, присущих зонам скалывания в изотропной среде. Поскольку среди последних намечается наличие малоизвестных поперечных At -нарушений, значение данного анализа выходит за пределы конкретного полевого исследования.

* *

*

Подводя итоги анализа поперечных антитетических нарушений — их морфокинематических особенностей, возможностей возникновения и условий развития, — можно сказать, что At -нарушения в зонах скалывания, ровно как и перед лобовыми частями разрывов, отличаются специфическими особенностями. Возникая в некоторых специальных условиях, они не имеют повсеместного распространения. Часто развиваются весьма невыразительно, а ряд природных факторов приводит к многообразию в их проявлении. Непопулярность этих структур в известной степени обусловлена еще и тем, что физическая сторона их образования малоизвестна. При полевых наблюдениях чаще всего они либо не получают правильной трактовки, либо ускользают от внимания геологов. Специальных исследований в литературе по ним не имеется. Приведенные примеры и их описание несколько заполняют этот пробел.

Значение антитетических нарушений для структурной геологии состоит прежде всего в том, что они могут предоставить ценные данные для более полной и точной генетически-кинематической интерпретации. В поисково-разведочном отношении эти нарушения в общем малоперспективны, но в нередких случаях они могут благоприятствовать скоплению полезных ископаемых. Как и любые разрывные нарушения, они во всех случаях повышают проницаемость земной коры, тем более что обычно проявляются в виде густой трещиноватости и дробления.

ПАРАГЕНЕЗИС ПТИЧЕВСКОГО РАЗЛОМА

В восточной части Предбалканья, в районе г. Омуртаг, наблюдается интересное пространственное соотношение четырех крупных антиклиналей, входящих в состав Преславского антиклинория [15]. Е. Бончев [12, 13, 102] утверждает, что в этих местах проходит тектоническая линия — скрытый разрыв Твърдицкого разломного пояса с простираем около 40° , ясно выявляющийся южнее (в пределах хр. Стара-Планина). Здесь устанавливается только быстрый фациальный переход пород (валажинских) от мергельно-известняковых на востоке до флишевых известняково-песчанистых на западе. В то же время во всей области, очевидно, имеет место единый нижнемеловой литоструктурный комплекс. В нем и наблюдаются переклинали четырех антиклиналей — Еленской, Букакской, Омуртагской и Преславской, сходящиеся с двух сторон в зону так называемой Птичевской линии (рис. 48).

Исходя из ряда косвенных данных, включая упомянутое сравнительно крутое погружение шарниров антиклиналей, Е. Бончев считает, что эта линия представляет собой отражение крупного разлома, по которому происходили преимущественно левые сдвиговые смещения. В то же время детальные полевые структурные исследования [93, 123] не установили поверхностного проявления разрыва указанного направления (40°); Г. Чешитев и С. Бресковски [93] даже отвергли существование Птичевского разлома.

Для проверки физической обоснованности концепции Е. Бончева выполнены лабораторные работы по воспроизведению эшелонированного расположения периклиналей в зоне разрыва, проходящего через подстилающие толщи. Исследование проведено автором совместно с Ц. Цанковым [163].

В экспериментах мы исходили из предположения, что причину возникновения Птичевской структуры нужно искать в глубинном блоковом строении района [102, 13]. Предварительные «поисковые» эксперименты показали, что сходный парагенезис получается при действии на чехол сжимающих сил и синхронном левом смещении в основании, направленном под углом $30\text{—}35^\circ$ к ним (рис. 49). Эта схема соответствует идеям о структурно-

динамической обстановке в восточной части Балканского полуострова [102].

Моделирующим материалом в основной серии экспериментов была слабо песчанистая бентонитовая глина, иногда с примесью каолиновой глины или петролатума; влажность глины несколько ниже, чем в других сериях экспериментов ($\sim 65\%$). Из-за несоответствия вязкостных свойств материала требованиям теории подобия, естественно, нельзя было ожидать воспроизведения

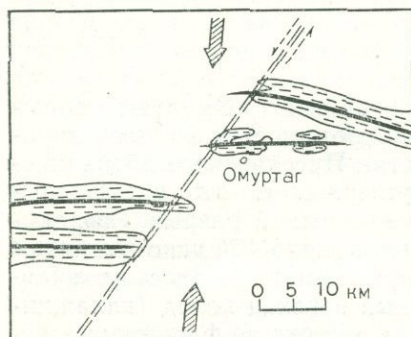


Рис. 48. Схема структурного парагенезиса Птичевского разлома в пределах Предбалканья (см. рис. 16, 12) (по Е. Бончеву). Заштрихованы антиклинали (сверху вниз) Преславская, Омуртагская, Букакская, Еленская

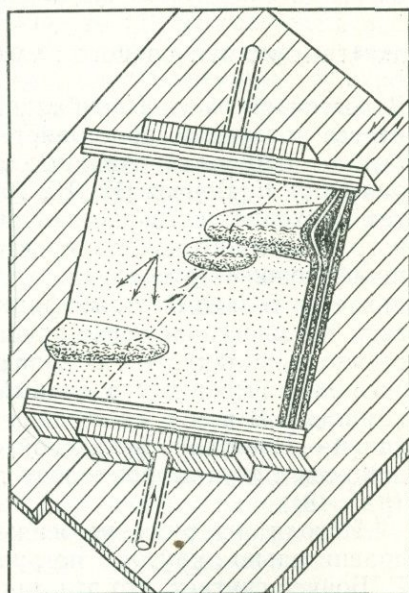


Рис. 49. Макет экспериментального воспроизведения парагенезиса Птичевского разлома

внутренней кинематики (процессов течения, подобного изгибания и др.) в складках, но модели должны быть представительными в отношении внешней морфологии структурного парагенезиса.

Модели изготовлялись в виде горизонтально-слоистых макетов размерами примерно $30 \times 22 \times 3$ см. Число слоев изменялось от 4 до 8 при толщине отдельных слоев от 0,2 до 0,6 см. Самый нижний был жестко связан с основанием, а над ним залегал относительно мягкий слой. Чехол обычно изготовлялся из слоев с изменяющимися попеременно механическими свойствами. При помощи песка, рассыпанного тонким слоем на поверхностях слоев, создавалась оптимальная степень расслоения и сцепления (трения) между ними. Основанием служили две пластины, прикасающиеся по линии, направленной под углом около 30° к длинным сторонам макета. При экспериментах с их помощью осуществлялось латеральное смещение, согласное со сжатием

чехла под действием сил, приложенных к коротким стенам (см. рис. 49). Таким образом, в моделях имело место сложное сдвигание, соответствующее случаю поперечного растяжения в описанных выше экспериментах, так как здесь $\sigma_x > \sigma_y$ (σ_x — продольная, σ_y — поперечная составляющие). Эксперимент по существу от них отличается тем, что нагрузка, наложенная на про-

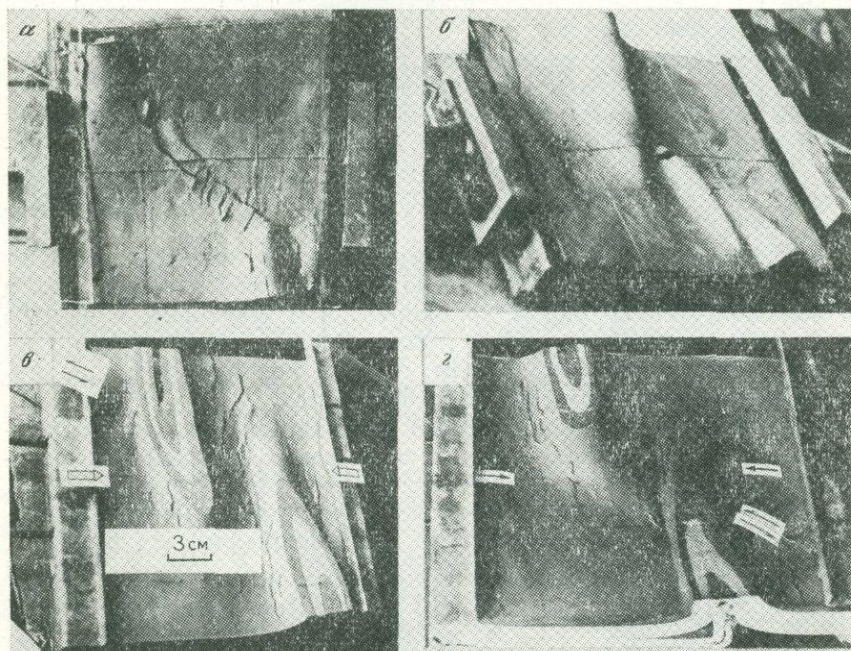


Рис. 50. Затухание антиклиналей (образование периклиналей) в зоне над дифференциально смещающимися блоками в лабораторных моделях. Буквы пояснены в тексте

стое сдвигание, действует на весь объем, а не только на зону скалывания.

Результаты опытов показаны частично на рис. 50. Общее морфологическое сходство их с природным парагенезисом, очевидно, не нуждается в объяснении. Укажем только на некоторые особенности. На нижних уровнях деформация выражается только в единичном срезе по линии сдвига, иногда охватывающем более чем один слой; чаще всего вверх срезание переходит в отдельные трещины, соответствующие зоне сложного сдвига. Они могут достичь верхней поверхности (рис. 50, а), но во многих случаях сдвигание не проявляется в виде разрыва на поверхности, а переклинали проходят спокойно над зоной, зату-

хая на противоположной стороне (рис. 50, в). С развитием процесса они подвергаются и некоторому закономерному повороту.

Очень часто на нижних уровнях складок образуются надвиги с одной или несколькими вергентностями. На сводах почти всегда наблюдаются мелкие трещины — сбросы и отрывы; при повороте осей складок по ним намечаются и небольшие правосдвиговые (At) скольжения. Их простираание несколько отклоняется от простираания складок.

В нескольких экспериментах между периклиналями в зоне сдвигания появлялась небольшая антиклиналь (рис. 50, б; на рис. 50, г заметно невыразительное вздутие). По механизму формирования она соответствует складкам, рассмотренным ранее (см. рис. 28, а), а по расположению и относительным размерам ее можно считать моделью Омуртагской антиклинали (см. рис. 48).

Отмеченные особенности и разнообразие определяются не только заданной внешней динамической обстановкой, но и в большой степени рядом дополнительных факторов, в первую очередь степенью расслоения, толщиной слоев, влажностью и составом материала. Эксперимент, однако, производился при широком диапазоне изменения этих факторов.

Основной вывод приведенного исследования можно сформулировать так: смещение в зонах скалывания, согласное с региональным сжатием и находящееся под острым углом к зонам, обуславливает затухание антиклиналей, образующихся под действием сжатия в слоистой среде над смещающимися блоками. И наоборот, наличие полосы, в которой с двух сторон сходятся периклинали складок, весьма определенно указывает на проявление дифференциального смещения на глубине.

Эксперименты показали также, что отсутствие на поверхности значительных и даже мелких разрывных нарушений, совпадающих с простираанием предполагаемого разлома, не может быть аргументом, отрицающим его существование на глубине. У поверхности можно, конечно, ожидать наличие разрывов и трещин, генетически связанных с разломом, но их кинематика и ориентировка контролируются усложненной динамической обстановкой (сложным сдвиганием). Учитывая и различную вязкость моделей, можно считать, что в природных объектах разрывы могли бы не появиться и при более значительной пластической деформации.

По мнению Е. Бончева [13, 102], структурная обстановка, сходная с только что рассмотренной, существует и в западной части Центрального Предбалканья, где в Этропольской тектонической линии (см. рис. 16) подобным же образом сходятся несколько (около 10) антиклиналей. Общие выводы данного исследования можно отнести к этому и другим аналогичным случаям.

3. ПРОБЛЕМА ЛАТЕРАЛЬНОГО ИСКРИВЛЕНИЯ НАКЛОННЫХ РАЗРЫВОВ

а. Постановка задачи и общие исследования

Обсуждаемую ниже проблему можно отнести к проблеме строения зон скалывания, поскольку речь будет идти о структурных явлениях (деформациях, разрушении) при продолжении разрыва в сторону — в зону, параллельную его наклонному ребру и направлению смещения. Задача частично подобна случаю, показанному на рис. 15 (плоскость 3), но при специальной ориентировке разрыва относительно земной поверхности. Или, обращаясь к экспериментальной схеме на рис. 51, будем иметь в виду деформации трех свободных поверхностей макета ($БП_1$, $БП_2$ и $ВП$), получающиеся около наклонных ребер дислокации в результате смещения в направлении ее восстания или падения. Предметом обсуждения будут не структурные парагенезисы, образующиеся в указанной зоне¹, а тенденция зоны сохранять или изменять пространственную ориентировку начальной дислокации. Короче говоря, это вопрос о возможном изгибании поверхностей взбросов и сбросов и искривлении их линий в плане. Задача заключается в выявлении и обосновании закономерностей в этом отношении.

Подобная же задача была весьма обстоятельно обсуждена М. В. Гзовским [28], затронувшим два аспекта: 1) волнистость крупных разрывов в плане. Он утверждает, что она вызвана слиянием отдельных прямолинейных или изогнутых «элементарных» разрывов; 2) искривление отдельных трещин или отрезков, составляющих крупный разрыв. Анализ динамических факторов, приводящих к искривлению трещин, у М. В. Гзовского имеет чисто описательный характер, а выводы основываются на предположениях. Тенденция к искривлению считается атрибутом каждого возникающего или существующего разрыва при его разрастании (речь идет о наклонных разрывах). При обосновании этой тенденции автор исходит только из поворота осей деформаций и напряжений около краев разрыва, без учета возможных концентраций деформации и напряжения и их пространственного распределения. При таком подходе, естественно, нельзя решить вопрос о том, в какую сторону — к висячему или лежащему боку — предпочтительнее будет идти возможное искривление. Заключением анализа, учитывающего также большое число эмпирических (экспериментальных и полевых) наблюдений, является утверждение об искривлении вообще — либо в одну, либо в другую сторону. М. В. Гзовский [28] считает, что нет смысла обсуждать вероятность обеих возможностей. Цель

¹ Этот вопрос в достаточной степени решен на рассмотренных до сих пор более общих примерах.

излагаемого ниже исследования и есть оценка этой вероятности.

Начальная серия наших экспериментов проведена по схеме, сходной со схемой М. В. Гзовского [28]. Нами включены и случаи с искусственными разрывами (взбросами). Полученные результаты по существу мало отличаются от результатов М. В. Гзовского. Затем выполнены испытания на образцах из бетона, имеющих форму параллелепипедов с искусственным прорезом. Бетон выбран ввиду его почти идеальных хрупко-упругих свойств и значительной однородности. Образцы разрушались под действием одноосного сжатия. При испытаниях необходимо было также проверить, имеет ли значение для латерального разрастания трещины угол, составленный ею с направлением сжа-

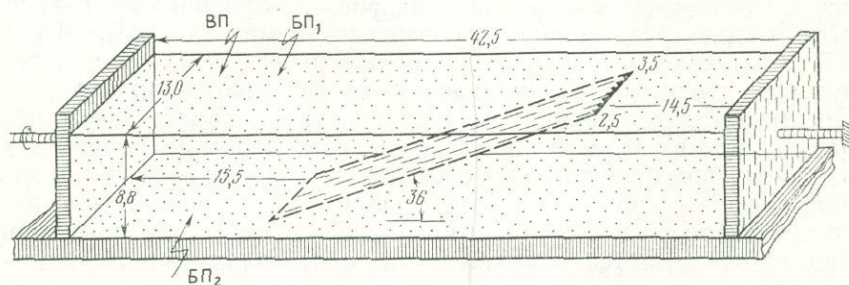


Рис. 51. Общий вид модели, предназначенной для изучения деформаций около наклонного разрыва в условиях сжатия при помощи МДС. Размеры в сантиметрах относятся к опыту 29 (см. рис. 52, 53 и 54, б)

тия и со свободными поверхностями образца. Угол искусственной прорези с осью сжатия в разных образцах был равен 50 , 37 и 35° . Срез образца без прорези произошел под углом около 22° . По данным испытаний не удалось наметить никакого закономерного искривления поверхности наклонной трещины.

Необходимо также отметить, что пока еще нет аналитического решения данной задачи и его очень трудно будет осуществить, тем более вне пределов математической теории упругости. Косвенно она может иметь отношение к принципу симметрии напряженного состояния у конца трещины, предполагающему искривление трещины в условиях несимметричного внешнего поля¹. В нестрогом виде можно сослаться и на распределение концентрации напряжений: если рассматривать область, непосредственно прилегающую к наклонному ребру вблизи поверхности, то с той стороны, где разрыв и свободная поверхность заключают между собой острый угол, следует ожидать повышенных напряжений больше, чем с противоположной стороны, так как здесь образуется своеобразный клин и внешние

¹ Устное сообщение Г. И. Баренблатта.

усилия распределяются на меньшей поперечной площади. С некоторым затуханием этот эффект будет сохраняться и с удалением вниз и в сторону от вершины «клина». Так что более вероятным будет искривление, направленное к висячему боку.

Если подойти к проблеме умозрительно, исходя из самых общих соображений и имея в виду крупные взбросы и сбросы, можно утверждать, что искривления в сторону лежачего бока весьма «невыгодны», так как это означает распространение разломов через все больший объем пород и на все большую глубину. Подобное утверждение частично относится и к случаю разрастания разрыва в начальной плоскости. Разрыв до бесконечности расти не может, где-то и как-то он должен закончиться. Очевидно, легче всего это получится при искривлении разрывной поверхности вверх, к висячему боку, с образованием в плане выпуклости в сторону лежачего бока. Конечно, в общей идеализированной модели имеются в виду довольно однородные или монотонно изменяющиеся в пространстве динамические и вещественные условия. Следует подчеркнуть, что нельзя ожидать простейшего осуществления этой возможности, она может проявляться только статистически с многочисленными и многообразными отклонениями. Широко распространенный случай, когда наклонные разрывы резко переходят в сдвиги или крутые сбросо-взбросо-сдвиги, здесь обсуждаться не будет, хотя на самом деле он является частным случаем реализации той же тенденции.

На геологических и структурных картах нередко наблюдаются искривления разрывов, вогнутых к опущенному крылу у сбросов или к поднятому у взбросов. Такой пример приведен у М. В. Гзовского [28]. О выпуклой форме лобовой линии надвигов упоминают М. Л. Левенштейн [47] и А. И. Суворов [87].

б. Деформации около плоскостей наклонных разрывов в лабораторных моделях

Как уже отмечалось, при экспериментах на глиняных моделях и бетонных образцах, заложенных с целью непосредственного наблюдения «вторичных» нарушений у бортов наклонных разрывов, не удалось наметить предпочтительного направления искривления. На том этапе мы считали, что причиной отсутствия закономерности могут быть случайные факторы, имеющие место даже в предположительно идеальных условиях лабораторных экспериментов. Это привело к идеи искать решение проблемы на «более низком уровне» — в более ранних стадиях процесса, когда влияние случайных факторов будет, выражаясь условно, на порядок ниже. Таким образом, появилась необходимость исследовать не само разрушение около разрывов, а поле сплошной деформации до разрушения, поскольку можно считать, что

распределение деформации достаточно определенно отражает вероятность разрушения.

Для решения этой задачи нельзя применить ни одного экспериментального способа, использованного до сих пор в тектонофизике. Отсюда и возникла необходимость специальной методической разработки. Именно для этой цели разработан и применен метод деформируемой сетки (МДС).

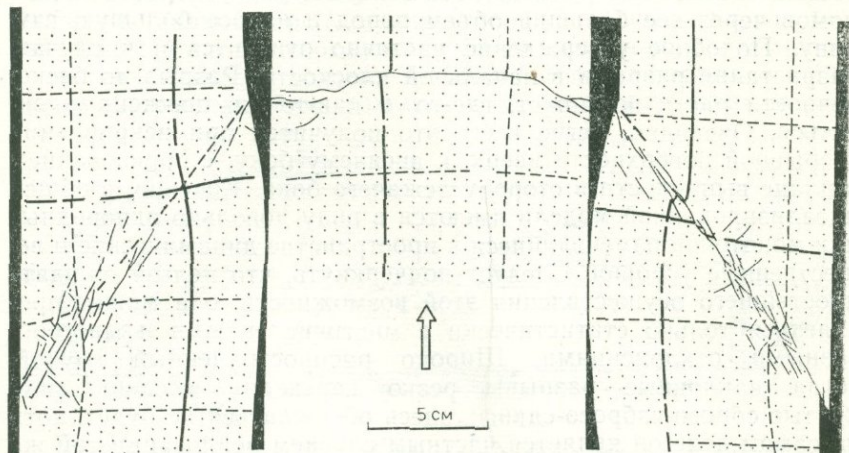


Рис. 52. Развернутая схема исследуемых поверхностей модели (опыт 29) при сокращении длины на 13% и появлении трещин на боковых поверхностях

Модели для экспериментов изготовлялись в виде глиняных брусков, посредине которых проделывалась наклонная прорезь, доходящая до двух горизонтальных поверхностей¹. Во избежание прилипания и срачивания стенок, в щель вталкивалась тонкая пленка со смазкой. Смазка применялась также и для облегчения скольжения по основанию макетов. При действии продольной силы по разрыву происходило смещение, создающее неоднородную деформацию в модели. На двух боковых и на верхней поверхности была заранее нанесена точечная сетка (рис. 52), по искажению которой и определялись деформации. Во всех случаях использована глина с влажностью $w = 4,5-48\%$.

Эксперименты проводились в разных вариантах: с ограничительными стеклами на боковых поверхностях и без них, при движении поршня со стороны висячего и лежащего боков, при изменении наклона разрыва от 31—32 до 42—43° (для взбросов) и,

¹ Поскольку прорезь в модели делалась до начала деформации, в этих экспериментах по существу речь идет о том, что произойдет со «старым», ранее возникшим разрывом, попавшим в «новое» поле напряжений и деформаций. *Прим. ред.*

наконец, под действием как сжимающего, так и растягивающего усилия. В последнем случае мы имели дело со сбросовым разрывом, наклон которого выбран $55\text{--}56^\circ$ (см. рис. 55). Опытов проведено всего 2—3, так как они были сопряжены с препятствиями, пристекающими от ничтожно малой прочности на отрыв каолиновой глины.

На верхней поверхности моделей деформационная картина характеризуется значительной пестротой. У линии выхода разрыва, исключая ее окончания, и на некотором расстоянии от нее имеет место снижение деформации: «защищенной» от деформирования оказывается обширная область с двух сторон от разрывной линии. В моделях, подвергнутых сжатию, позади этой линии образовалась полоса общего растяжения — с отрицательными значениями средней деформации ϵ_m . На более поздних стадиях здесь образуются небольшие отрывы или сбросы, поперечные к простиранию взброса. При большой длине разрыва или при значительном трении между его стенками растяжение приурочено только к окончаниям разрыва. Наибольшие значения все составляющие имеют в секторах, расположенных на продолжениях разрывной линии. Здесь и траектории сжатия значительно искривляются, как будто обходя разрыв.

Поле деформации на боковых поверхностях согласуется с полем на верхней поверхности, тем более, если учесть, что речь идет о составляющих в различных плоскостях. Из-за большей удаленности от разрыва, здесь оно имеет более спокойный характер. Значения составляющих ϵ_1 , γ_{\max} и Γ_i изменяются примерно в таком же диапазоне, как и на верхней поверхности, но с меньшим градиентом. Здесь основная часть деформации сосредоточена около продолжений разрыва, причем ее величина нарастает сверху вниз. Средняя деформация ϵ_m отлична от нуля и в моделях, подвергнутых сжатию, и закономерно уменьшается с глубиной (рис. 53). Это в основном обусловлено тем, что ограничительные стекла прикреплялись жестко к основанию пресса, но допускали некоторое поперечное расширение материала с уменьшением глубины. Относительное понижение деформаций около взбросов имеет место у верхней поверхности висячего крыла над проекцией разрывной плоскости и за ней; около нормальных сбросов это намечается менее уверенно. Направления максимального сжатия ϵ_1 не претерпевают локальных перегибов и, скорее, свидетельствуют об общем, рассредоточенном вращении. Трещины, появляющиеся при значительной степени сжатия в местах максимальной деформации (см. рис. 52), образуют парагенезис, соответствующий строению зон скальвания.

Конфигурации полей ϵ_1 , γ_{\max} и Γ_i (а на верхней поверхности в некоторой степени и ϵ_m) очень сходны, и для общей оценки характера и распределения деформации все они почти равноправны (рис. 54).

Для прогноза предпочтительного направления искривления разрывов необходимо обратить внимание на распределение деформации у краев и по продолжениям разрывной поверхности. Здесь наблюдаются высокие концентрации деформаций, которые отражают отчетливую тенденцию взбросов и сбросов разрастаться в общем в их первоначальном направлении. В деталях,

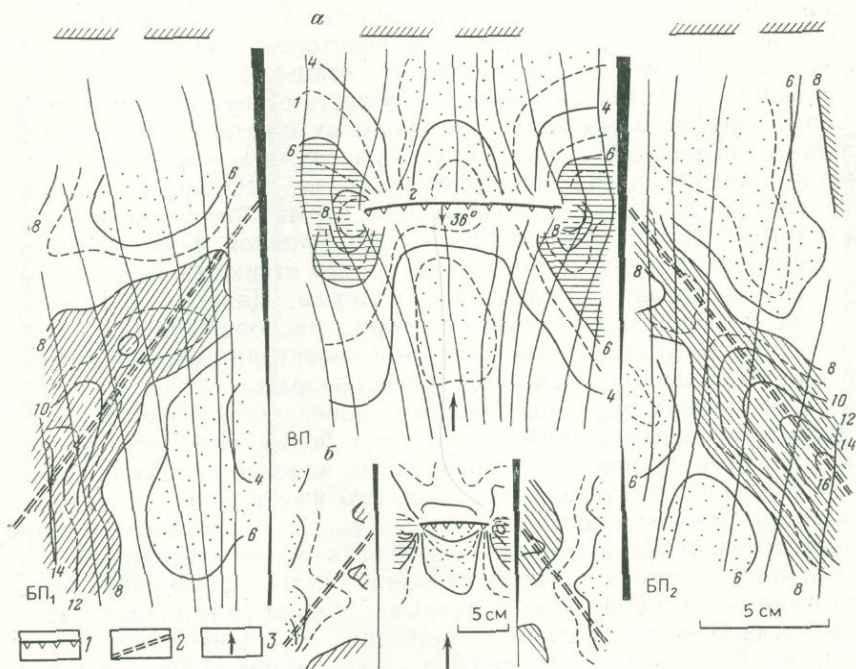


Рис. 53. Деформации на трех поверхностях модели, содержащей взбросовое нарушение (опыт 29 при сокращении длины на 9%).

Поле максимальной деформации сдвига $\frac{\gamma_{\max}}{2}$ (а) и схема распределения средней деформации ϵ_m (б). 1 — выход взброса на верхней поверхности; 2 — первоначальные проекции плоскости разрыва; 3 — направление действий внешней силы.

На рисунках 53—55 проведены траектории максимального сжатия ϵ_1 . Значения составляющих тензора деформации умножены на 10^2

однако, максимумы деформаций вытягиваются не точно по продолжению разрывной плоскости. Практически во всех случаях наблюдается их отклонение в сторону висячего бока, независимо от типа смещения по разрыву или других подробностей эксперимента. Наиболее четко это вырисовывается на верхних поверхностях. Наличие изменяющейся поперечной деформации вряд ли может существенно повлиять на такой выразительный эффект. На боковых поверхностях отклонение выражено слабее по при-

чине более спокойного поведения поля, но все же достаточно определено. При этом оно проявляется в высоких частях моделей, что, по-видимому, свидетельствует об определяющем влиянии верхней поверхности. Следует отметить отклонение макси-

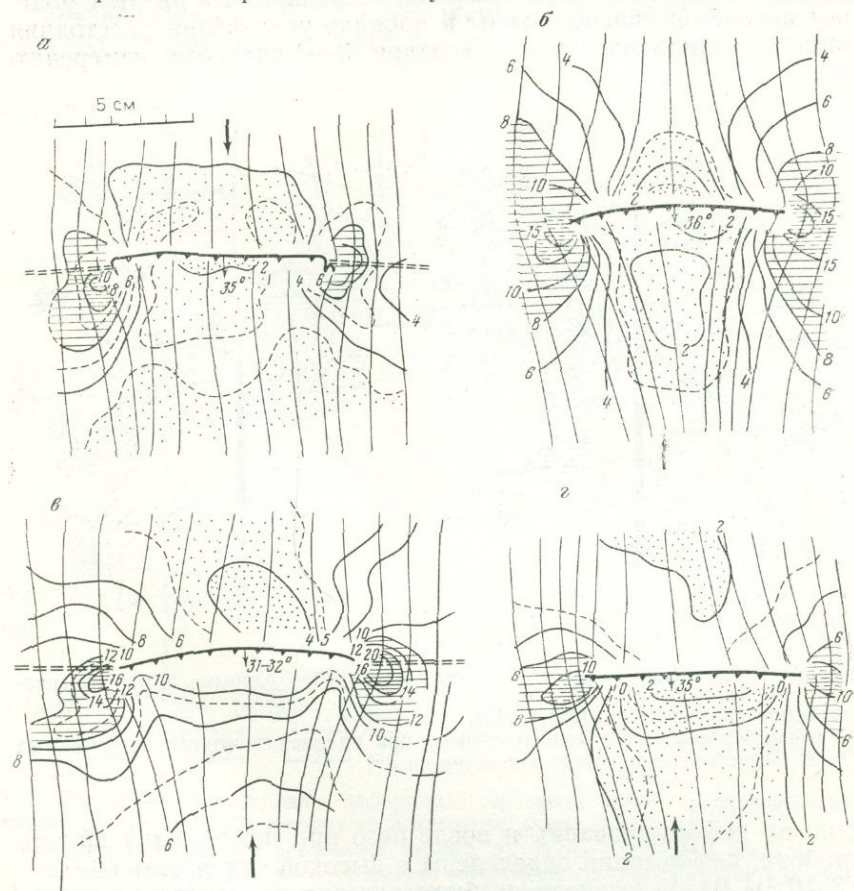


Рис. 54. Распределение деформаций около выхода взбросового нарушения в различных моделях:

а — $\frac{\gamma_{\max}}{2}$ (опыт 40; сила действует со стороны лежащего бока); б — ε_1 (опыт 29; см. рис. 51—53); в — Γ_i (опыт 36; без ограничительных стекол); г — ε_m (опыт 27, сходный с опытом 29)

мума у основания модели, но в обратную сторону (к лежащему боку), которое наблюдается на рис. 55 слева, а также и при других исследованиях поля около взбросов. Это подтверждает предположение о том, что максимальные концентрации деформации должны быть приурочены к острому углу между разрывом и «свободной» поверхностью.

Для более тщательного прослеживания характера максимумов в сторону от продолжений разрыва построена серия графиков условной линейной деформации ϵ_l^1 по отдельным линиям поперек к его простираию. Графики, относящиеся к разным моделям на рис. 56, расположены в порядке увеличения расстояния линий от конца разрыва. Благодаря 3—4-кратному измерению

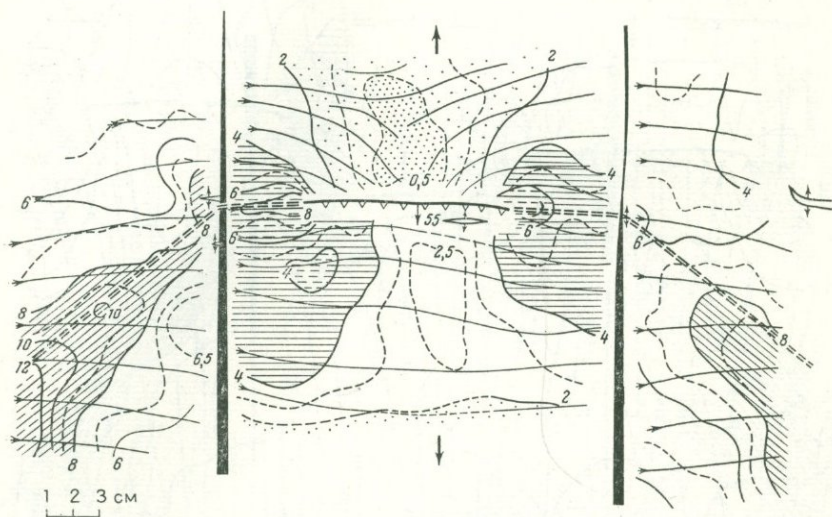


Рис. 55. Поле деформации $\frac{\gamma_{\max}}{2}$ около наклонного разрыва в модели, подвергнутой растяжению (опыт 43).

На верхней поверхности поле построено при удлинении модели примерно на 5%, на боковых поверхностях примерно на 8%

длин до деформирования и после него при помощи точнейшего прибора, деформации определены с высокой точностью ($\pm 0,2—0,3 \cdot 10^{-2}$). Базой вычисления было расстояние между соседними точками сетки ($\frac{b_0}{2}$), причем результаты свободны и от сглаживающего эффекта осреднения и площадного вычисления. Ломаный вид графиков при этом положении следует связывать с мелкими неоднородностями материала.

Смещение максимумов к висячему боку и здесь проявляется убедительно. Интересная особенность наблюдается вблизи разрыва. Непосредственно у его края максимальные значения ϵ_l точно совпадают с продолжениями разрывной плоскости. Дальше, однако, появляется второй, побочный максимум, значения

¹ Длины l измерялись в направлении действия внешней силы.

которого относительно нарастают по мере удаления от разрыва. Здесь как будто максимум разветвляется, причем вторая ветвь, отклоняющаяся к висящему боку на расстоянии более 2 см, остается единственной.

Выявленное распределение максимальной деформации предопределяет путь дальнейшего латерального разрастания разры-

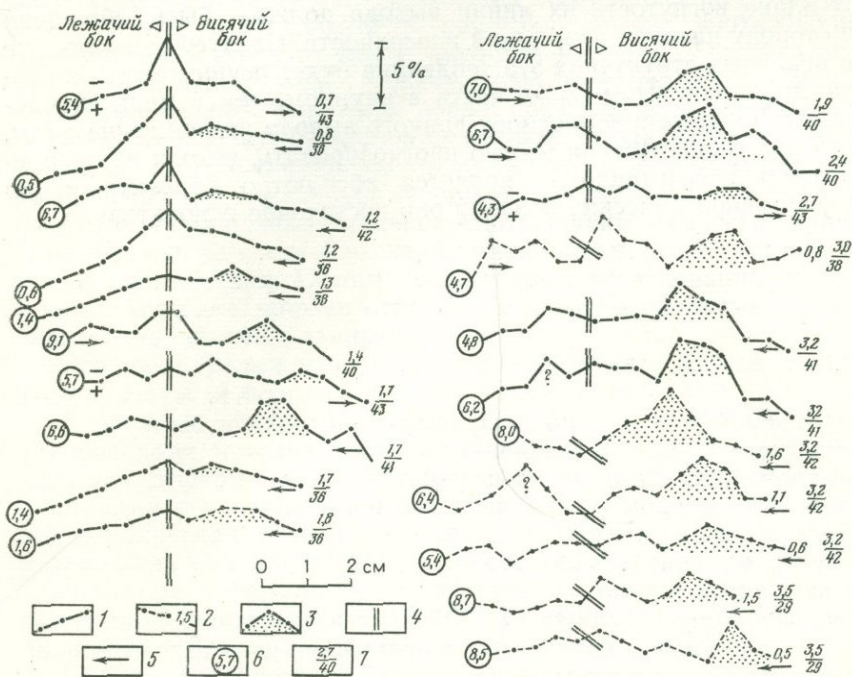


Рис. 56. Изменение условий деформации e_1 вдоль линий, расположенных вкрест простираания и в сторону от наклонного разрыва в моделях:

1 — графики e_1 на верхней поверхности моделей; 2 — то же на боковых поверхностях с обозначением расстояния линии от верхней поверхности, см; 3 — повышение деформации, связанное с тенденцией изгибания разрывной плоскости, 4 — продолжение разрыва в точке пересечения с данной линией; 5 — направление внешней силы (движения поршня); 6 — значение e_1 в начальной точке графика; 7 — расстояние измеряемой линии от края разрыва (числитель) и номер опыта (знаменатель)

ва. Можно ожидать разветвление разрыва, сходное с рассмотренными схемами, с отклонением разрывов второго порядка в обе стороны от разрыва. Здесь, однако, нужно учесть несимметричное расположение не только максимумов деформации, но и участков повышенной деформации в целом, где в силу вероятностного механизма разрушения тоже могут возникать разрывы. Искривление траекторий максимального сжатия на верхних поверхностях также различно с двух сторон от разрыва, причем в пользу подмеченной тенденции. Кроме того, следует ожидать,

что развитие вторичных нарушений, возникших со стороны лежащего крыла, окажется более затруднительным по причине, упомянутой в предыдущем параграфе.

Таким образом, экспериментальные результаты с большой определенностью свидетельствуют о том, что поверхности наклонных разрывов типа взброса и сброса имеют тенденцию изгибаться предпочтительно вверх и «назад», к висячему боку. В плане вогнутость их линии выхода должна быть обращена в сторону падения разрывной поверхности. Следует ожидать, что в реальных структурах эта тенденция будет осуществляться статистически, притом более часто в крупном, чем в мелком, масштабе. Положенное в основу данного вывода утверждение о том, что место разрушения можно прогнозировать, исходя из распределения деформации, не является абсолютно корректным, но с феноменологических позиций оно достаточно основательно.

Проблема формирования и внутреннего строения разрывных зон рассмотрена с точки зрения механизма возникновения, морфокинематических особенностей и пространственных соотношений составляющих структур более высокого порядка. Для ее решения в обобщенном теоретическом плане привлечены математически выведенные модели и общие физические соображения. Большой лабораторный экспериментальный материал помог приблизиться к реальной природной обстановке и послужил основой расширения или уточнения теоретических моделей. Геологические структуры разных размеров использованы в качестве иллюстраций теоретических и экспериментальных моделей или объектов их приложения. Помимо собственных исследований автора в книге довольно широко отражено состояние проблемы по мировым литературным данным.

Основные положения и результаты работы можно свести к следующим пунктам.

В решении конкретных задач разработана и использована лабораторная методика, предназначенная для количественного изучения деформаций в тектонических моделях. Эта методика применима к анизотропным и неоднородным моделям без жестких ограничений вида и механических свойств моделирующих материалов. Статистическая точность определения составляющих тензора деформаций, достигнутая на данном этапе, оценивается приблизительно в $\pm 0,7 \cdot 10^{-2}$. Обработка данных производилась на ЭВМ по специально составленной программе.

Сделан критический анализ существующих теоретических представлений о механизме формирования структур более высокого порядка в разрывных зонах. Как физически обоснованные оценены те концепции, согласно которым структуры второго порядка возникают и развиваются либо в участках концентрации напряжений у лобовых частей разрывов, либо в зонах дифференциального смещения (скальвания). Правильность обоих механизмов и их своеобразные проявления в реальных условиях показаны на многочисленных лабораторных и природных моделях.

Предложена новая теоретическая модель зон скальвания, основанная на концентрации напряжений у продольных окончаний разрывов, по его продолжениям вкрест простираения смещения. Таким образом, оба выделенных механизма сведены в единую модель, учитывающую факт повышения напряжений около всех ограничительных линий «активных» разрывных поверхностей. Это дает возможность унифицировать математический подход анализа вторичного структурообразования. Применением

этого подхода установлены, в частности, функциональные зависимости и характер изменения ориентировок структур в зонах скалывания.

Разрывные зоны могут включать все элементарные структурные формы. Если исключить известные и хорошо изученные трещины отрыва в зонах скалывания, характеристическими вторичными структурами разрывных зон являются две группы сколовых нарушений: от косых до субпараллельных — синтетических и приблизительно поперечных — антитетических, имеющих по отношению к основному смещению соответственно одинаковое и противоположное направление вращения. Специальное внимание уделено сопоставлению обеих групп и особенно изучению малоизвестной группы антитетических (At) нарушений.

Нарушения At характеризуются небольшой длиной, незначительной амплитудой, сжатостью стенок, повышенной частотой. Как правило, они связаны с квазинепрерывным, квазипластическим вращением в данном объеме, без скачкообразного смещения зоны в целом. В природе они, по-видимому, не имеют повсеместного распространения. Вследствие специфичности и относительной нечеткости их проявления при недостаточном знакомстве с физической стороной механизма их образования и развития они ускользают от внимания полевых исследователей. Приведенное обсуждение разнообразных природных примеров доказывает их наличие в качестве тектонических структур и выявляет ряд типичных и частных особенностей этих нарушений.

Проведено оригинальное количественное изучение деформаций около наклонного разрыва типа нормального сброса и взброса в пластических моделях. По распределению сплошной деформации намечается тенденция изгибания поверхностей наклонных разрывов предпочтительно вверх и «назад» к висящему боку по мере их латерального разрастания.

Проведенное обсуждение не претендует на всеобщность и законченность решений даже тех частных вопросов, которые стояли в центре исследования. Задачи дальнейшего тектонофизического изучения механизма формирования разрывных зон требуют более интенсивного развития точных аналитических и экспериментальных способов при более полном и конкретном учете реальных природных условий.

1. *Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966. 366 с.
2. *Байдюк Б. В.* Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Гостоптехиздат, 1963. 103 с.
3. *Баренблатт Г. И.* Математическая теория равновесных трещин, образующихся при хрупком разрушении.—«Прикл. механика и техн. физика», 1961, № 4, с. 3—56.
4. *Батанджиев Ив.* Анализ на деформациите върху северната част на Люцканския магмен комплекс.—«Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1967, кн. XVI, с. 47—69.
5. *Белоусов В. В.* Тектонические разрывы, их типы и механизм образования.— В кн.: Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952.
6. *Белоусов В. В.* Результаты и перспективы тектонофизических исследований.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 11, с. 3—20.
7. *Белоусов В. В.* Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1961. 207 с.
8. *Белоусов В. В.* О некоторых особенностях механизма тектонических деформаций.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970, с. 5—31.
9. *Билби Б., Эшелби Дж.* Дислокации и теория разрушения.— В кн.: Разрушения. Пер. с англ. Т. 1, М., «Мир», 1973, с. 112—203.
10. *Биллингс М. П.* Структурная геология. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 432 с.
11. *Бончев Е.* Основы на тектониката на България.— В кн.: Основы на геологията на България. Год Дир. геол. и минни проучв., отд. А, № 4, 1946, с. 336—379.
12. *Бончев Е.* Върху един пояс на отседно разломяване, расположен косо на Балканидите.—«Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1958, кн. V, с. 3—17.
13. *Бончев Е.* Проблема на българската тектоника. София, «Техника», 1971. 204 с.
14. *Бончев Е.* Основные черты геологического строения Болгарии.— В кн.: Двенадцать рудных месторождений Болгарии. IV симпозиум Межд. асоц. по генезису рудных месторождений. Варна, 1974, с. 3—28.
15. *Бончев Е.* Тектоника на Предбалкана. София, БАН, 1971. 584 с.
16. *Бояджиев Ст.* Струмска област.— В кн.: Тектонски строеж на България. София, «Техника», 1971, с. 241—267.
17. *Бунимович Д. З., Фомин А. В.* Справочник фотографа. М., Изд-во «Легкая индустрия», 1970. 275 с.
18. *Введенская А. В.* Определение поля смещений при землетрясении с помощью теории дислокации.—«Изв. АН СССР. Сер. геоф.», 1956, № 3, с. 277—284.
19. *Возможности* изучения современного поля напряжений тектоно-физическими методами в связи с задачей прогноза—сейсмической опасности.— В кн.: Тр. Междунар. симпозиума по поискам предвестников землетрясений. Ташкент, 1976. Авт.: Д. М. Осокина, А. С. Григорьев, О. И. Гущенко, Н. Ю. Цветкова.
20. *Гептнер Г. М.* Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций.—«Вестн. МГУ», 1970, № 4, с. 81—89.
21. *Гзовский М. В.* О задачах и содержании тектонофизики.—«Изв. АН СССР. Сер. геоф.», 1954, № 3, с. 244—263.
22. *Гзовский М. В.* Тектонические поля напряжений.—«Изв. АН СССР. Сер. геоф.», 1954, № 5, с. 390—410.
23. *Гзовский М. В.* Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов.—«Изв. АН СССР. Сер. геоф.», 1954, № 6, с. 527—545.

24. *Гзовский М. В.* Основные вопросы классификации тектонических разрывов.— «Сов. геология», 1954, № 41, с. 131—169.
25. *Гзовский М. В.* Механизм формирования крупных сложно построенных разрывов.— «Разведка и охрана недр», 1956, № 7, с. 1—14.
26. *Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. I и II. М., Изд-во АН СССР, 1959. Ч. I. 256 с., ч. II.
27. *Гзовский М. В.* Тектонофизика и проблемы структурной геологии.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород.— «Докл. сов. геологов», XXI сессия МГК, пробл. 18. М., 1960, с. 17—31.
28. *Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. III и IV. М., Изд-во АН СССР. 1963. Ч. III. 544 с., ч. IV.
29. *Гзовский М. В.* Развитие новых направлений в тектонофизике.— «Физика Земли», 1970, № 5, с. 51—84.
30. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975. 536 с.
31. *Глушко В. Г., Ваганов И. И., Усатенко Б. С.* Исследование сдвигов массива пород в окрестности горных выработок.— В кн.: Механика и разрушение горных пород. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 166—235.
32. *Гогель Ж.* Основы тектоники. Пер. с франц. М., «Мир», 1969. 440 с.
33. *Гольдштейн М. Н.* Механические свойства грунтов. Изд. 2-е. М., 1971. 367 с.
34. *Гочев П. М.* Полевые анализ на кулисообразии пукнатини.— «Изв. Геол. ин-та. БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1967, кн. XVI, с. 7—45.
35. *Громин В. И.* Оценка развития экспериментальной тектоники по публикациям.— «Геотектоника», 1974, № 1, с. 124—127.
36. *Гуревич Г. И.* О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе.— «Изв. АН СССР. Сер. геоф.», 1954, № 3, с. 264—279.
37. *Дабовски Хр.* Математическая модель напряжений и перемещений около магматических камер и разломов.— «Геотектоника, геодинамика и тектонофизика», 1975, № 3, с. 17—30.
38. *Деннис Дж.* Международный словарь английских тектонических терминов. Пер. с англ. М., «Мир», 1971. 288 с.
39. *Загорчев Ив.* Някои особености на младоалпийския блоков строеж на част от Югозападна България.— «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1971, кн. XX, с. 17—27.
40. *Зибель Э.* Обработка металлов в пластическом состоянии.— В кн.: Теоретическое обоснование процессов обработки металлов давлением. Пер. с нем. М.—Л.—Свердловск, Цветметиздат, 1934. 199 с.
41. *Зибель Э., Гюне Г.* Исследование процессов деформации при обработке металлов давлением. Пер. с нем. М.—Л., Цветметиздат, 1932.
42. *Каменова Ю. А., Шарий А. А.* Изучение напряженного состояния массива горных пород высоких склонов методами лабораторного моделирования на примере долины р. Нарына.— В кн.: Вopr. инженерной геол. и грунтоведения. Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 300—316.
43. *Караюлева Ю.* Станьовски ровов комплекс. II. Вътрешен строеж и развитие.— «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1970, кн. XIX, с. 61—89.
44. *Костадинов В.* Блоков строеж на част от североизточните отдели на Краиштитиде в България.— «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1974, кн. XXIII, с. 93—117.
45. *Косыгин Ю. А.* Основы тектоники. М., «Недра», 1974. 215 с.
46. *Кропоткин П. Н.* Элементарные структуры, их классификация и терминология.— В кн.: Методы изучения тектонических структур. Вып. II. М.—Изд-во АН СССР, 1961, с. 3—137.
47. *Левенштейн М. Л.* Красноармейский угленосный район.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. I. М., Госгеолтехиздат, 1963.
48. *Лукавченко П. И.* Гравиметрическая разведка на нефть и газ. М., Гостоптехиздат, 1956. 336 с.

49. Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. — В кн.: Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 80, 1963, с. 34—112.
50. Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М., «Наука», 1971, 384 с.
51. Максимов С. Н. Применение методов моделирования при изучении оползней в глинистых породах. — В кн.: Инженерно-геол. свойства глинистых пород и процессы в них. Вып. 3. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 103—108.
52. Малахов Я., Димитрова М. Структура на Сърнишката интрузия. — «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1973, кн. XXI—XXII, с. 75—96.
53. Михайлова А. В. Методика количественной оценки перемещений, деформаций и напряжений в пластических непрозрачных моделях. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971, с. 38—48.
54. Михайлова А. В. Разрывы, деформации и перемещения в моделях надвиговой структуры. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971, с. 48—61.
55. Михайлова А. В., Осокина Д. Н. Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величинной деформаций на глубине (на моделях). — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, АН ЭССР, 1973, с. 589—594.
56. Моделирование влияния древних разрывов в земной коре на ее напряжённое состояние. VII Всес. конференция по поляриз.-опт. методу исследования напряжений, вып. 4. Таллин, 1971, с. 48—57. Авт.: М. В. Гзовский, Д. Н. Осокина, А. А. Ломакин, В. В. Кудряшова.
57. Московски С. О разломно-складчатых парагенезисах некоторых палеогеновых грабенов Крайштинской структурной зоны. — В кн.: Юбилейный сборник Геол. ин-та БАН, 1968, с. 147—155.
58. Муди Дж. Д., Хилл М. И. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1968, с. 265—333.
59. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Т. 1. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1954. 648 с.
60. Невский В. А. О некоторых закономерностях размещения гидротермальной минерализации в крупных разломах и более мелких разрывных нарушениях. — В кн.: Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. рудных м-ний. Вып. 126, № 17, 1955, с. 120—129.
61. Парфенов В. Д., Жуковский С. Р. Моделирование хрупкого разрушения в условиях деформации сдвига. — «Геотектоника», 1966, № 4, с. 112—117.
62. Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклиальной складчатости. Алма-Ата, «Наука», 1974. 208 с.
63. Пашков П. О. Пластичность и разрушение металлов. Л., «Судпромгиз», 1950.
64. Пиронков П., Стоянов С. Взаимоотношения между глыбови и разломни структури в Зимевнишкото плоскогорие. — В кн.: Год. СУ. Геология. Т. 66, кн. I. Геол.-геогр. ф-т, 1974, с. 71—83.
65. Погребиский М. И., Рац М. В., Чернышев С. Н. О зависимости густоты трещин от расстояния до разрывов. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 4, с. 927—930.
66. Погребиский М. И., Чернышев С. Н. Трещины оперения сейсмогенных разрывов. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 5, с. 1171—1174.
67. Попов П., Стоянов С. О вторичном структурообразовании в связи со сдвиговыми движениями. — «Изв. Геол. ин-та. БАН и КГ», 1969, кн. XVIII, с. 5—18.
68. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939, 152 с.
69. Пэк А. В. Некоторые элементы структурной геологии. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 13—14.

70. Ренне И. П. Поэтапное исследование сложной деформации с помощью делительной сетки.— В кн.: Прогрессивная технология машиностроения. Тула, Приокское кн. изд-во, 196, с. 49—55.
71. Ренне И. П. Обобщение метода обработки результатов искажения сетки, предложенного П. О. Пашковым для исследования процессов сложного деформирования.— В кн.: Технология машиностроения. Вып. 1. Тула, Приокское кн. изд-во, 1967, с. 233—240.
72. Ренне И. П. Экспериментальные методы исследования пластического формоизменения в процессах обработки металлов давлением с помощью делительной сетки. Тула, Тульский политехнический ин-т, 1970. 145 с.
73. Рибалов Б. Л. О применимости эллипсоида деформации при изучении структур рудных полей и месторождений.— В кн.: Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. рудных м-ний. Вып. 162, № 17, 1955, с. 137—145.
74. Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 670 с.
75. Розанов Н. С. Экспериментальный метод тензометрической сетки и приложение его к решению задач статики сооружений.— «Изв. ВНИИГА», 1957, т. 57, с. 91—111.
76. Розанов Н. С. Исследование напряженного состояния гидротехнических сооружений.— В кн.: Поляризационно-оптический метод исследования напряжений. Л., ЛГУ, 1960, с. 21—32.
77. Савин Г. Н. Концентрация напряжений около отверстий. М., Госгеотехиздат, 1951, 496 с.
78. Ситтер де У. Л. Структурная геология. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1960, 474 с.
79. Смирнов-Аляев Г. А., Чикидовский В. П. Экспериментальные исследования в обработке металлов давлением. Л., «Машиностроение», 1972. 360 с.
80. Стойков С. Моделиране на свлачищния процес по метода на тензометричната мрежа.— В кн.: Теоретическая и прикладная механика, кн. 2. (Втори нац. конгр. Варна, 1973). БАН, 1975, с. 591—596.
81. Стоянов С. С. Некоторые физические аспекты разламывания в земной коре.— «Изв. Геол. ин-та. БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1970, кн. XIX, с. 127—140.
82. Стоянов С. С. Об особенностях зон скальвания в моделях.— «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1973, кн. XXI—XXII, с. 165—180.
83. Стоянов С. С. Метод на деформируема (тензометрична) мрежа за лабораторни тектонофизични изследвания.— «Геотект., тектонофизика и геодинамика», 1975, № 1, с. 5—21.
84. Стрельцов М. И. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной гряды.— «Геотектоника», 1970, № 1, с. 108—116.
85. Суворов А. И. Успенско-Актаская динамопара разломов в Центральном Казахстане.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 137, № 4, с. 938—941.
86. Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии.— В кн.: Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 80, 1963, с. 173—237.
87. Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973. 214 с.
88. Степанян Тер Г. И. Международная система символов в механике грунтов.— «Проблема геомеханики», 1967, № 1. Ереван. Ин-т геол. наук АН АрмССР, с. 57—78.
89. Флоренсов Н. А. Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
90. Фридман Я. Б., Зилова Т. К., Демина А. И. Изучение пластической деформации и разрушения методом накатанных сеток. М., Оборонгиз, 1962. 188 с.
91. Харьковска А. Структурни особености и структурна обусловеност на палеогенските вулкани в Преколнишкия ров (Югозападна България). II. Постседиментационни структури.— «Геотект., тектонофизика и геодинамика», 1975, № 1, с. 46—72.

92. Чернышев В. Ф. О закономерностях в расположении оперяющих трещин скальвания и разрыва.— В кн.: Тр. Ин-та геол. наук. Сер. рудных м-ний, вып. 162, 1955, с. 146—150.
93. Чешишев Г., Бресковски Ст. По въпроса за съществуването на «Птичевския отседен снап» в областта на Сланник.— Год. УГПОЗН, т. XIV, 1964, с. 47—55.
94. Шерман С. И., Плешанов С. П. Определение вектора смещения крыльев региональных разломов по анализу поясов трещиноватости.— В кн.: Современные исследования земной коры. Иркутск, 1975, с. 71—73.
95. Anderson E. M. The Dynamics of Faulting, 2-d ed. Edinburg, 1951, 206 p.
96. Anderson T. B. The geometry of a natural orthorhombic system of kink bands.— In: Proc. Conf. on Res. in Tectonics.— Geol. Surv. Canada, paper 68—52, p. 220—229.
97. Badgley P. C. Structural and Tectonic Principles. N. Y., 1965, 521 p.
98. Bankwitz P. Über Klüfte. II.— Die Bildung der Klüftfläche und eine Systematik ihrer Strukturen.— „Geologie“, 1966, J. 15, Hf. 8, S. 896—941.
99. Beach A. „The geometry of an echelon vein arrays.— „Tectonophysics“, 1975, vol. 28, N 4, p. 245—263.
100. Blyth F. g. The southern margin of the Cairnsmore of Fleet granite at the Clints of Dromore, Calloway.— „Proc. Geol. Assoc.“, 1954, vol. 65, p. 3, p. 224—250.
101. Bock H. Computer simulation of second order faults.— „Rock. Mech.“, 1971, vol. 3, N 4, p. 225—238.
102. Bončev E. Probleme der Lineamenttektonik im östlichen Teil der Balkanhalbinsel.— «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и метал.», 1965, кн. XIV, с. 5—31.
103. Bončev E. Revue générale de la structure géologique de la Bulgarie.— «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1966, кн. XV, с. 5—24.
104. Brace W. F. Mohr construction in the analysis of large geologic strain.— „Bull. Geol. Soc. Am.“ 1961, vol. 72, N 7, p. 1059—1079.
105. Brace W. F., Bombolakis E. G. A note on brittle crack growth in compression.— „J. Geoph. Res.“, 1963, vol. 68, N 12, p. 3709—3713.
106. Chinnery M. A. The dynamics of the strike slip fault.— In: Ph. D. Thesis. Univ. of Toronto, 1962, 138 p.
107. Chinnery M. A. The stress changes that accompany strike slip faulting.— „Bull. Seism. Soc. Am.“, 1963, vol. 53, N 5, p. 921—932.
108. Chinnery M. A. Secondary faulting. I. Theoretical aspects.— „Canad. J. Earth Sci.“, 1966, vol. 3, N 2, p. 163—174.
109. Chinnery M. A. Secondary faulting. II. Geological aspects.— „Canad. J. Earth Sci.“, 1966, vol. 3, N 2, p. 175—190.
110. Chinnery M. A., Petrak J. A. The dislocation fault model with a variable discontinuity.— „Tectonophysics“, 1968, vol. 5, N 6, p. 513—529.
111. Cloos E. Feather joints as indicators of the direction of movements on faults, thrusts, joints and magmatic contacts.— „Proc. Nat. Acad. Sci. Am.“, vol. 18, N 5, p. 378—395.
112. Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns.— „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1955, vol. 66, N 3, p. 241—256.
113. Cloos H. Experimente zur inneren Tektonik.— In: Centralbl. für Mineralogie, Abt. Geol. und Paläont., Berlin, 1928, S. 609—629.
114. Cloos H. Über antithetische Bewegungen.— „Geol. Rundsch.“, J. 19, Hf. 2, S. 246—251.
115. Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936, 503 S.
116. Collomb P., Donzeau M. Relations entre kink-bands decamétriques et fractures de socle dans L'Hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara Occidental, Algérie).— „Tectonophysics“, 1974, vol. 24, N 3, p. 213—242.
117. Dennis G. Structural Geology. N. Y., „Ronald“, 1972, 532 p.
118. Dewey J. F. Nature and origin of kink-bands.— „Tectonophysics“, 1965, vol. 1, N 6, p. 459—494.

119. *Dixon J. M.* A new method of determining finite strain in models of geologic structure. — „Tectonophysics“, 1974, vol. 24, N 1—2, p. 99—114.
120. *Donath F. A.* Fundamental Problems in Dynamic Structural Geology. — In: The Earth Sci. Problems and Progress in Current Research (ed. T. W. Donnelly). Chicago, 1963, p. 83—103.
121. *Emmons R. C.* Strike-slip rupture patterns in sand models. — „Tectonophysics“, 1969, vol. 7, N 1, p. 71—87.
122. *Garnett J. A.* A mechanism for the development of en-echelon gashes in kink-zones. — „Tectonophysics“, 1974, vol. 23, N 1—2, p. 129—138.
123. *Gocev P. M., Tchoumatchenko P.* Sur la nature du décrochement de Pticevo. — «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1968, кн. XVII, с. 99—105.
124. *Gramberg J.* Axial Sprödbbruchbildung zweiter und höherer Ordnung infolge scherender Bewegung. Bericht. 11. — In: Ländertreffen Int. Büros für Gebirgsmechanik. Leipzig, 1969, Berlin, 1971, S. 109—128.
125. *Griffith A. A.* The phenomena of rupture and flow in solids. — „Phil. Trans. Roy. Soc.“, 1921, vol. A 221, p. 163—198.
126. *Griffith A. A.* Theory of rupture. — In: Proc 1st Intern. Congr. Appl. Mech., 1925, p. 55—63.
127. *Czovskey M. V.* Tectonophysics and the study of upper mantle. — „Tectonophysics“, 1964, vol. 1, N 1, p. 365—376.
128. *Hancock P. L.* The analysis of en echelon veins. — „Geol. Mag.“, 1972, vol. 109, N 3, p. 269—276.
129. *Hoeppener R.* Tectonik im Schiefergebirge. — „Geol. Rundsch.“, 1955, Bd. 44, Hf. 1, S. 26—58.
130. *Hubbert M. K.* Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. — „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1937, vol. 48, p. 1459—1520.
131. *Hubbert M. K., Rubey W. W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. — „Bull. Geol. Soc. Am.“ 1959, vol. 70, N 1, p. 115—166.
132. *Inglis C. E.* Stresses in a plate due to the presence of cracks and sharp corners. — „Proc. Inst. Nav. Arch.“, vol. 55, 1913, p. 219—230.
133. *Karagjuleva I.* Einige Überlegungen zum Schollenaufbau der Krajstiden. — «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1968, кн. XVII, с. 117—131.
134. *Lajtai E. Z.* Brittle fracture in direct shear and the development of second order faults and tension gashes. — In: Proc. Conf. on Res. in Tectonics, 1968. Geol. Surv. Canada, p. 68—92, 1969, p. 96—112.
135. *Lajtai E. Z.* Mechanics of second order faults and tension gashes. — „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1969, vol. 80, N 11, p. 2253—2272.
136. *Lowell J. D.* Antithetic faults in upthrusting. — „Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.“, 1970, vol. 54, N 10, p. 1946—1950.
137. *Lowell J. D.* Spitsbergen tertiary orogenic belt and Spitsbergen fracture zone. — „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1972, vol. 83, N 10, p. 3091—3101.
138. *Maruyama T.* Stress fields in the neighborhood of a crack. — „Bull. Earthqu. Res. Inst.“, 1969, vol. 47, N 1, p. 1—29.
139. *McKinstry H. E.* Shears of the second order. — „Am. J. Sci.“, 1953, vol. 251, N 5, p. 401—414.
140. *Mead W.* Notes of the mechanics of geologic structures. — „J. Geol.“, 1920, vol. 28, p. 505—523.
141. *Meier J. H.* Stain rosettes. — In: Handbook of Experimental Stress Analysis (1 ed., M. Hetenyi), 3 ed., „J. Wiley“, 1957, p. 390—437.
142. *Morgenstern N. R., Tchalenko J. S.* Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. — „Geotechnique“, 1967, vol. 17, N 4, p. 309—327.
143. *Moskovski S., Georgiev A.* Die Struma-Störungzone im Gebiet des Kresna-Durchbruches. — «Докл. БАН», т. 21, № 7, с. 107—123.
144. *Patterson M. S., Weiss L. E.* Experimental deformation and folding in phyllite. — „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1966, vol. 77, N 4, p. 343—347.
145. *Pavoni N.* Faltung durch Horizontalverschiebung. — „Ecl. geol. Helvet.“, 1961, vol. 54, N 2, S. 515—534.

146. *Pease R. W.* Normal faulting and lateral shear in Northeastern California. — „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1969, vol. 80, N 4, p. 715—719.

147. *Price N. J.* A dynamic mechanism for the development of second order faults. — In: Proc. Conf. on Res. in Tectonics, Geol. Surv. Canada, p. 68—52, 1969, p. 49—78.

148. *Problems of the tectonophysical characteristics of stresses deformations, fractures and deformation mechanism of the Earth's crust.* — „Tectonophysics“, 1973, vol. 18, No 1—2, p. 167—205. Aut.: M. V. Czovsky, A. S. Griгорьев, O. I. Guschenko, A. V. Mikhailova.

149. *Ramsay J. G.* Folding and Fracturing of Rocks. Mc Graw Hill. 1967. 568 p.

150. *Ramsay J. G., Graham R. H.* Strain Variation in shear belts. — „Canad. J. Sci.“, 1970, vol. 7, N 3, p. 786—813.

151. *Riedel W.* Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. — In: „Zentralbl. für Mineralogie, Abt. Geol. und Paläont.“, 1929, Berlin, S. 354—368.

152. *Riedel W.* Das Aufquellen geologischer Schmelzmassen als plastischer Formänderungsvorgang. — „Neues Jb. für Miner., Geol. u. Paläont.“, 1929, LXII, Abt. B, S. 151—170.

153. *Roberts J. C.* Feather-fracture and the mechanics of rock-jointing. — „Amer. J. Sci.“, 1961, vol. 259, N 7, p. 493—502.

154. *Roberts D., Strömgaard K. E.* A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. — „Tectonophysics“, 1971, vol. 14, N 2, p. 105—120.

155. *Roering C.* The geometrical significance of natural en-echelon crack-arrays. — „Tectonophysics“, 1960, vol. 5, N 2, p. 107—123.

156. *Rubey W. W., Hubbert M. R.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. — „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1959, vol. 70, N 2, p. 167—205.

157. *Sander B.* Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Th. 1, Springer. 1948, 216 S.

158. *Sanford A. R.* Analytical and experimental study of simple geological structures. — „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1959, vol. 70, N 1, p. 19—52.

159. *Shainin V. E.* Conjugate of an echelon tension fractures in the Athens limestone at Riverton, Virginia. — „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1950, vol. 61, N 6, p. 509—517.

160. *Skempton A. W.* Some observations on tectonic shear zones. — In: Proc. 1-st Congr. Intern. Soc. Rock Mech., vol. I, 1966, p. 329—335.

161. *Sneddon I. N., Lowengrub M.* Crack Problem in the Classical Theory of Elasticity. N. Y. „J. Willey“, 1969, 221 p.

162. *Stekete J. A.* Some geophysical application of elasticity theory of dislocations. — „Can. J. Phys“, 1958, vol. 36, p. 1168—1197.

163. *Stojanov S., Tzankov Tz.* Experimentelle Untersuchungen am Beispiel der Pticevo-Blattverschiebung — «Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол.», 1968, кн. XVII, с. 107—116.

164. *Tchalenko J. S.* The influence of shear and consolidation on the microscopic structure of some clays. — Ph. D. Thesis, Lond. Univ., 1967.

165. *Tchalenko J. S.* Similarities between shear zones of different magnitudes. — „Bull. Geol. Soc. Am.“ 1970, vol. 81, N. 6, p. 1625—1640.

166. *Tchalenko J. S., Ambrasseys N. N.* Structural analysis of the Sasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. — „Bull. Geol. Soc. Am.“, 1970, vol. 81, N 1, p. 41—60.

167. *Thomsen E. G., Jang C. T., Bierbower J. B.* An experimental investigation of mechanics of plastic deformation of metals. — In: Publ. of Engin., Univ. of California, vol. 5, N 4, 1954, p. 89—144.

168. *Thomsen E. G., Yang C. T., Kobayshi Sh.* Mechanics of Plastic Deformation in Metal Processing. „McMillan Company“, 1965, 486 p.

169. *Wilcox R. E., Harding T. P., Seely A. R.* Basic wrench tectonics. — „Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.“, 1973, vol. 57, N 1, p. 74—96.

170. *Zagorčev I.* The Struma deep fault during the Late Alpine orogenic stage. — „Acta Geol. Acad. Sci.“ Hung. t. 13, 1969, p. 437—441.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Введение	4
Глава I. Общая часть	7
1. Употребляемые термины и символы	7
2. Тектонофизика как наука	10
а. О содержании и методах тектонофизики	10
б. Методы исследования	11
в. Метод количественного изучения деформации в тектонических моделях	15
3. Механические свойства моделирующих материалов	33
Глава II. Анализ основных теорий и исследований по механизму формирования разрывных зон	37
1. Трение между стенками разрывов как фактор формирования структур более высокого порядка	38
а. Общий обзор	38
б. Модель Г. МакКинстри	39
в. Анализ Е. Лайтая	40
2. Концентрация напряжений у концов разрывов	43
а. Постановка вопроса	43
б. Модель Е. Андерсона	44
в. Исследования М. Чиннэри, Т. Маруяма и др.	46
3. Роль сейсмических волн для образования вторичных разрывов — динамическая теория Н. Прайса	51
4. Структурообразование второго порядка в зонах скальвания	54
5. Обобщенный подход к проблеме структурообразования второго порядка	58
Глава III. Лабораторное моделирование и полевое изучение структур второго порядка в разрывных зонах	64
1. Структурообразование в лобовых участках разрывов	68
а. Лабораторные исследования	68
б. Полевые примеры	78
2. Исследования по формированию и строению зон скальвания	83
а. Лабораторные и теоретические исследования	83
б. Полевые исследования	103
3. Проблема латерального искривления наклонных разрывов	125
а. Постановка задачи и общие исследования	125
б. Деформация около плоскостей наклонных разрывов в лабораторных моделях	127
Заключение	135
Список литературы	137

1 р.30к.

2309

НЕДРА